

БАЛХАШСКИЙ СЕГМЕНТ

В.М. ШУЖАНОВ

ФОРМАЦИИ ДЕВОНА

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

БАЛХАШСКИЙ СЕГМЕНТ

Под редакцией
А. А. АБДУЛИНА, С. Е. ЧАКАБАЕВА

Редакционная коллегия:
Е. И. ПАТАЛАХА (ответственный редактор), К. А. АБДРАХМАНОВ,
М. К. АПОЛЛОНОВ, Ю. А. ВОЛОЖ, А. П. ГУЛЯЕВ (секретарь),
Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, М. А. ЧИМБУЛАТОВ

Издательство «НАУКА» Казахской ССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

В. М. ШУЖАНОВ

ФОРМАЦИИ ДЕВОНА

Шужанов В. М. Формации девона. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука, 1984. — 224 с.

В книге описаны девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Балхашского сегмента и его складчатого обрамления (границы формаций, состав, строение, петрографо-петрохимические особенности, закономерности в размещении формационных типов), петрографо-петрохимическая зональность, основные петрохимические ассоциации вулканических образований, связь тектоники и вулканизма. Рассмотрены вопросы стратиграфии, тектоники и вулканизма континентальных и прибрежно-морских отложений девона. Пронизведено районирование среднепалеозойской структуры Казахстана.

Орогенный этап в развитии геосинклинальных областей Казахстана рассматривается как следствие саморазвития складчатых систем и наложенности тектонических явлений континентального (евразийского) масштаба, связанных с процессами активизации.

Книга, являющаяся первой сводной работой по девону Казахстана, представляет интерес для широкого круга геологов.

Библиогр. 153 назв. Ил. 68, Табл. 21.

Ответственный редактор

академик АН КазССР

А. А. АБДУЛИН

Shuzhanov V. M. Devonian Formations. Series: The Balkhash Segment.— Alma-Ata: Nauka, 1984. — 224 p.

The book deals with the Devonian volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations of the Balkhash Segment and its folded environment, namely: formation borders, composition, structure, petrographo-petrochemical peculiarities in the placing of formational types, petrochemical zonality, the main petrochemical associations of volcanic formations, connection of tectonics and volcanic activity. The problems of stratigraphy, tectonics and volcanicity of the Devonian continental and seacoast sediments are also considered. Zonation of the Middle Paleozoic structure of Kazakhstan is made.

The orogenic stage of Kazakhstan geosynclinal regions development is considered as a result of self-development of folded systems and superposition of tectonical processes in the Eurasian continent scale, the latter phenomenon is connected with activation processes.

The book is the first summary on the Devonian of Kazakhstan; it is of interest for geologists.

Bibliogr. 153 points. Il. 68. Tabl. 21.

Edited by

Academician of the Kazakh Academy of Sciences

A. A. ABDULIN

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

По инициативе Института геологических наук АН КазССР в 50-х годах были начаты комплексные междуведомственные исследования крупных горнорудных регионов Казахстана. С тех пор большим коллективом геологов-производственников и научных сотрудников института, организаций Министерства геологии КазССР, а также ряда научно-исследовательских учреждений Министерства геологии СССР и вузов были исследованы многие важнейшие горнорудные регионы Казахстана, такие, как Рудный Алтай, Успенская тектоническая зона, Мугоджары, Чу-Илийский рудный пояс. Исследования проводились с помощью разработанного по инициативе ИГН АН КазССР метода комплексного геолого-геофизико-металлогенического анализа, нашедшего широкое применение в стране. Результаты этих исследований, изложенные в хорошо известных читателю сериях монографий, а также на геологических и тектонических картах, касающихся не только отмеченных регионов, но и всей территории республики, значительно обогатили наши знания по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении Казахстана и содействовали расширению минерально-сырьевой базы страны. В последние годы такого же типа комплексные исследования проводятся в Северном Казахстане, Каратау, Прибалхашье. Начало разработки междуведственной проблемы «Геология и металлогения Балхашского сегмента земной коры Казахстана» относится к началу 80-х годов.

Под Балхашским сегментом понимается блок земной коры Казахстана, палеозойскую поверхностную структуру которого составляют Прибалхашские палеозониды, включая Северную Джунгарию. В сферу исследований были вовлечены пограничные зоны каледонид. В соответствии с этим площадь работ ограничивается юго-западными крыльями Тарбагатайского и Акчатауского антиклинориев (на северо-востоке), внешней границей широтной ветви девонского вулканического пояса (на севере и северо-западе), северо-восточными крыльями Джалаир-Найманской и Сарытумской шовных структур (на юго-западе), внешней границей позднепалеозойского вулканического пояса и Государственной границей СССР (на юге и юго-востоке). Однако главное внимание и специальные полевые исследования проведены преимущественно на площади Прибалхашских герцинид, определяемой в первую очередь по раннедевонским образованиям собственно геосинклинального («неорогенного») типа и массовому развитию позднепалеозойского магматизма.

Балхашский сегмент земной коры Казахстана характеризуется огромной (более 650 000 км²) территорией, мозаичностью геологического строения, сложной историей и гетерогенностью тектонического развития отдельных его блоков, богатой и разнообразной рудной минерализацией. При этом многие вопросы его стратиграфии, тектоники, магматизма и рудообразования остро дискуссионны. При высокой степени геологической изученности поверхности сегмент представляет собой исключительно благоприятный полигон для решения кардинальных общетеоретических проблем геологии и металлогении. Наряду с этим рассматриваемая территория имеет высокую промышленную значимость. Здесь сосредоточена значительная часть эндогенного оруденения Казахстана с разрабатываемыми и подготавливаемыми к эксплуатации меднорудными, редкометалльными, полиметаллическими, золоторудными и другими объектами. На их базе созданы и успешно действуют Балхашский горно-металлургический, Акчатауский, Карагайлинский и Жайремский горно-обогатительные комбинаты. Для бесперебойной работы горнорудных предприятий и дальнейшего развития производительных сил региона перед геологической службой Казахстана стоит задача обеспечения действующих рудников промышленными запасами руд, особенно запасами руд с высоким содержанием металла.

Целью исследований по отмеченной проблеме является познание структурно-вещественной эволюции земной коры и места в ней процессов рудогенеза и рудолокализации как основы для разработки модели становления коры и совершенствования металлогенических прогнозов, а также расширения минерально-сырьевой базы действующих и проектируемых горнорудных и металлургических предприятий.

Главнейшие задачи планируемых исследований были разбиты на две группы. Решение одной из них преследовало цель дать необходимую картографическую и структурно-вещественную основу для тектоно-магматического синтеза. Другая же группа задач охватывала различные аспекты тектоно-магматического и металлогенического синтеза, которые относятся как к области фундаментальных основ магматической геологии, петрологии, тектоники и металлогении, так и к совершенствованию и детализации научных основ металлогенического прогнозирования, а также к самому прогнозированию. Различные аспекты рассматриваемой проблемы разрабатываются на междудеятельностной основе многими научно-исследовательскими и производственными учреждениями Министерства геологии и Академии наук КазССР, а также ведущих научных центров страны и вузов. Это наряду с единой целевой программой и единым комплексным геолого-геофизико-металлогеническим методическим подходом к исследованию горнорудных регионов обеспечивает эффективное исследование разнообразных сторон становления континентальной земной коры, рудогенеза и металлогенического прогноза.

Результаты исследований по проблеме публикуются в виде много томной серии по разделам: геологические формации и тектоника, глубинная структура земной коры, минералогия и геохимия, металлогения, эволюция земной коры и прогноз рудных месторождений, рациональное использование природных ресурсов и охрана окружающей среды и др.

В отдельных книгах этих разделов излагается не только фактический материал по тем или иным аспектам эволюции земной коры, но и дается его интерпретация. Работы по Балхашскому сегменту ведутся на качественно новой основе — они в значительной мере направлены на детализацию выводов и реализацию новых моделей истории геологического развития территории, вытекающих из составленных в ИГН АН КазССР совместно с МГУ и другими организациями палеотектонических карт Казахстана, которые сейчас находятся в издании.

ОТ РЕДАКТОРА

В предлагаемой первой книге серии «Балхашский сегмент» рассмотрены девонские геологические формации, чрезвычайно широко развитые как в Балхашском сегменте, так и в его складчатом обрамлении. Автор рассматривает эти формации на фоне обширных прилегающих областей Казахстана и смежных территорий Урало-Монгольского складчатого пояса, так что, по сути, эта монография является первой в Казахстане сводкой по девону. Подробно описаны границы, состав, строение и фациальные замещения всех выделяемых формаций девона в Центральном и Южном Казахстане. Общегеологическая характеристика вулканических формаций сопровождается в монографии обильным петрографо-петрохимическим материалом (использовано более 1200 проб). На основании петрохимических данных подсчитаны средние составы пород от базальта до липарита для всех разновозрастных формационных типов и для каждой группы пород девона независимо от возраста. Приведенные в монографии данные являются первой наиболее обширной сводкой по петрохимии вулканических пород девона Казахстана, что позволяет судить об эндогенной тектонике и ближе подойти к разрешению ряда вопросов металлогении. Следует отметить, что биостратиграфические и фациально-литологические аспекты изучения формаций девона затронуты в книге лишь вскользь. По-видимому, соответствующие проблемы еще ждут своего исследователя.

На основе характеристики девонских геологических формаций дан историко-геологический анализ процессов девонского времени. Большое внимание уделено эволюции магматизма и осадконакопления в условиях орогенного режима.

Книга привлекает фундаментальной базой. Автор широко использовал как материалы, собранные им лично за четверть века исследований, так и данные, почерпнутые из литературных источников.

В целом работа В. М. Шужанова, являющаяся частью многотомной серии, насыщена большим фактическим материалом и представляет собой весомый вклад в геологию Балхашского сегмента и Казахстана в целом.

А. А. АБДУЛИН

Глава 1

СТРАТИГРАФИЯ

Отложения континентального девона распространены в Казахстане широко, но крайне неравномерно. В Чингизской, Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской областях они слагают отдельные небольшие структуры с неполным и сокращенным по мощности разрезом девона, с единичными местонахождениями органических остатков и с не всегда ясными соотношениями с ниже- и вышележащими образованиями. На территории Центрального и Южного Казахстана девон развит очень широко, известны все его отделы; он очень пестрый по составу, со значительными мощностями отложений, охарактеризован флорой и местами фауной. Поэтому особый интерес для стратиграфических и других исследований представляет девон именно этих частей Казахстана.

В процессе многолетнего изучения девонских отложений в стратиграфическом и формационном аспектах на всей территории Центрального и Южного Казахстана автор имел возможность выделить, проанализировать и сопоставить практически все известные на современном срезе региона типы этих отложений.

При стратиграфических исследованиях необходимо было:

1) выделить и проследить на площади все картируемые местные стратиграфические подразделения, установить их границы и объемы, составить опорные разрезы этих подразделений с возможно дробным расчленением их;

2) скоррелировать выделяемые подразделения и разработать корреляционную схему девонских отложений центральной части Казахстана, приемлемую для геокартирования;

3) установить основные закономерности в пространственном размещении разнотипных континентальных отложений вулканогенного и осадочного происхождения.

Для решения этих задач были составлены детальные разрезы разнотипных девонских отложений, установлены стратиграфические контакты их с подстилающими и перекрывающими толщами, обнаружены органические остатки и т. д.

Расчленение континентальных отложений девона основано на совокупности литолого-петрографических, петрохимических и других признаков, особенностях вулканизма и литогенеза. При выделении вулканогенных и вулканогенно-осадочных подразделений одним из главных критериев принят петрографо-петрохимический состав слагающих пород.

Т а б л и ц а 1. Корреляция девонских отложений Центрального и Южного Казахстана

Отдел	Ярус	Горизонт	Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская зона					Алкамерген-Чингиз-Тарбагатайская зона		Шидерты-Чу-Илийская зона				Предчингиз-Западно-Прибалхашская зона						Спасско-Карабулакская зона		Успенско-Акоранская зона																					
			Кокчетавская подзона	Улутаская подзона	Чуйская подзона	Зайлийская подзона	Северо-Тянь-Шаньская подзона	Срединно-Тянь-Шаньская подзона	Алкамергенская подзона	Чингизская подзона	Селеты-Шидертинская подзона	Каракенгир-Жаксыконская подзона		Жалаир-Найманская подзона	Предчингизская подзона	Семизбугинская подзона	Карагандинская подзона	Сарысу-Тениз-Атасуйская подзона	Шунакская подзона	Западно-Прибалхашская подзона	Спасская подзона	Карабулакская подзона	Успенская, Жамансары-суйская подзона	Акоранская подзона																			
Верхний	Фаномский	Майский	Толща красноватых песчаных и конгломератов	Уйтасская свита	Конгломераты, песчанники		Красноватые конгломераты, песчанники, гравелиты до 800 м		Известняки, песчанники	Толща красноватых песчаных и конгломератов	Морские терригенно-карбонатные отложения			Красноватые песчанники	Морские терригенно-карбонатные отложения с фауной нижнего и верхнего фанена		Красноватые конгломераты, песчанники 50—350 м		Известняки, алевролиты, песчанники с фауной фанена																								
				Джездинская свита Конгломераты, песчанники 300—1000 м	Сарыкамьская свита Песчанники, конгломераты 700—1000 м			Терригенно-карбонатная толща Известняки, песчанники, алевролиты с фауной			Дайринская свита Песчанники, конгломераты, алевролиты		Жингильдинская свита Песчанники, алевролиты <i>Leptophloeum rhombicum</i> , <i>L. notum</i> , <i>Cephalopteris</i> sp. 300 м			Дайринская свита Конгломераты, песчанники				Акбастауская свита Песчанники, алевролиты, пласты туфов. <i>Protolipodendron scharianum</i> , <i>Lepidodendropsis kazakhstanica</i> , <i>Barrandeina dusliana</i>		Тастауская свита Туфы, игнимбриты, лавы кислого состава, пласты песчанников, конгломератов, андезито-базальтов. <i>Lepidodendron rhombicum</i> , <i>Lepidodendron volkmanianum</i> . 700—1500 м																					
Средний	Живетский	Айларинский	Арчалдинская свита Песчанники, конгломераты, горизонты кислых лав. <i>Lepidodendropsis kazakhstanica</i> , <i>Barrandeina sp.</i> , <i>Protolipodendron</i> sp. 50—600 м	Жаксыконская свита Песчанники, алевролиты, пласты андезито-базальтов. <i>Lepidodendropsis kazakhstanica</i> , <i>Prelepidodendropsis</i> sp.	Песчанники, алевролиты, пласты андезито-базальтов с прослоями конгломератов и песчанников. В верхних частях: <i>Archaeosigillaria</i> sp., <i>Lepidodendropsis</i> sp. В средней части: <i>Taenio-crada decheniana</i> , <i>Protolipodendron scharianum</i> , <i>Lepidodendropsis</i> sp., <i>Barrandeina dusliana</i> , <i>B. agadirica</i> , <i>Belpakphyton rhombicum</i> . В нижних: <i>Tamarella laeniata</i> , <i>Protolipodendron scharianum</i> , <i>Taenio-crada</i> cf. <i>dubia</i> , 2500 м	Сугандинская свита Андезито-базальты, базальты, трахиандезито-базальты, пачки песчанников. В средней части: <i>Taenio-crada</i> sp., <i>T. decheniana</i> , <i>Lidasimophyton akkermensis</i> , <i>Protolipodendron</i> cf. <i>scharianum</i> . В верхней части: <i>Protolipodendron scharianum</i> , 1400 м	Талдыбулакская свита Липариты и их туфы 400 м	Терригенно-карбонатная толща Известняки, песчанники, алевролиты с фауной животной яруса 300—1500 м	Шайтандинская свита Песчанники, конгломераты, алевролиты, линзы андезито-базальтов	Чадринская свита Песчанники, алевролиты, линзы известняков, конгломератов, базальтов. Верхняя подсвита: <i>Lepidodendropsis theodori</i> , <i>Leptophloeum rhombicum</i> . Нижняя подсвита: <i>Prelepidodendropsis kornilovae</i> , <i>Artichalphyton unicum</i> , <i>Lepidodendropsis kazakhstanica</i> , <i>Lepidodendropsis</i> sp., <i>Barrandeina dusliana</i> , <i>B. striata</i> до 2400 м	Жаксыконская серия Песчанники, конгломераты, алевролиты, пачки андезитов, пласты трахибазальтов, базальтов, андезито-базальтов, горизонты туфов кислого состава, известняков и мергелей	Кургакшолаская свита Андезито-базальты, песчанники и конгломераты. <i>Taenio-crada</i> sp., <i>Protolipodendron scharianum</i> , <i>Protolipodendron</i> cf. <i>hostimense</i> до 2600 м		Шайтандинская свита Песчанники, алевролиты, конгломераты, пласты андезито-базальтов и известняков с животной и фанской фауной	Дайринская свита Песчанники, конгломераты, пласты андезито-базальтов, пласты андезито-базальтов и известняков с животной и фанской фауной	Дайринская свита Конгломераты, песчанники	Моинтинская свита (алтыбайская, жаксыконская) Туфы, игнимбриты, лавы кислого состава, пачки песчанников, конгломератов, пласты андезито-базальтов. <i>Lepidodendropsis kazakhstanica</i> , <i>L. theodori</i> , <i>Barrandeina dusliana</i> 1000—2500 м	Жастарская свита Туфы, игнимбриты кислого состава. <i>Tamarella ineniata</i> , <i>Blasaria sibirica</i> , <i>Protolipodendron scharianum</i> , <i>Prelepidodendropsis kornilovae</i> . 1250 м	Жельмановская свита Андезито-базальты, туфы и игнимбриты липаритов. В верхних: <i>Kaplinella lissa</i> , <i>Tamnopora alta</i> 1500 м	Саумалкольская свита Песчанники, туфы кислого состава. В верхней части: <i>Dechenellurus</i> cf. <i>ursus</i> , <i>Taenio-crada decheniana</i> , <i>Zosterophyllum australianum</i> , <i>Drepanophycus gaspianus</i> , <i>Psilophyllum rectissimum</i> 2800 м	Сероватная толща Песчанники, алевролиты, линзы известняков, конгломератов. <i>Tamarella laeniata</i> , <i>Fsiophyton princeps</i> , <i>Taenio-crada decheniana</i> , <i>Drepanophycus</i> sp., <i>Psilophyllum rectissimum</i> 2500—5000 м																						
			Идыгейская свита Андезиты, липариты и их туфы до 650 м		Курманчинтинская свита Кислые туфы, лавы, песчанники, конгломераты, линзы андезито-базальтов до 1200 м	Альмерекская свита Лавы, туфы кислого состава. <i>Drepanophycosae</i> , <i>Lidasimophyton</i> sp. до 600 м	Каракольская свита Песчанники, конгломераты, пласты алевролитов 470 м	Чарканакская свита Конгломераты, песчанники, туфы и лавы среднего и кислого состава 300—1100 м	Баянаульская свита (кайдаульская) Лавы, туфы кислого и среднего состава, пласты песчанников, конгломератов до 1200 м	Куртозская свита Песчанники, гравелиты горизонты лав и туфов кислого состава. <i>Sawdonia ornata</i> , <i>Parasilophyton balkhashensis</i> , <i>Kaplinella lissa</i> , <i>Blasaria sibirica</i> , <i>Protolipodendron</i> cf. <i>thomsoni</i> , <i>Barrandeina elongata</i> , <i>Artichalphyton unicum</i> 500—1500 м	Кызылтауская свита (тараншинская) Верхняя подсвита Песчанники, горизонты конгломератов и кислых туфов	Дегреская свита Песчанники, алевролиты, конгломераты, лавы, туфы кислого основного состава	Иргайлинская свита (кайдаульская, баянаульская) Туфы кислого состава, песчанники, лавы основные <i>Blasaria sibirica</i> до 2200 м	Семизбугинская свита Туфы, игнимбриты, лавы кислого состава, пласты андезито-базальтов, андезитов, туфопесчанников	Угузтауская свита Туфы, игнимбриты, лавы кислого состава. В верхних: <i>Prelepidodendropsis kornilovae</i> , <i>Taenio-crada</i> sp., <i>Tamarella schingildensis</i> . В нижней части: <i>Cooksonia</i> sp., <i>Drepanophycus spiniformis</i> , <i>D. gaspianus</i> 800—1500 м	Шунакская свита Туфы, игнимбриты, лавы кислого состава, прослои туфитов, песчанников, гравелитов	Коктауская свита Андезито-базальты, конгломераты, песчанники	Коктауская свита Андезито-базальты, конгломераты, песчанники	Коктауская свита Андезито-базальты, конгломераты, песчанники	Коктауская свита Андезито-базальты, конгломераты, песчанники	Коктауская св																						
Нижний	Эмский	Казахский	Структурно-фациальные зоны девона Казахстана			Барбольская свита Андезито-базальты, андезиты, их туфы, пачки конгломератов и песчанников 1050 м	Арчаковинская свита Конгломераты, песчанники, базальты, андезиты, лациты 500 м	При составлении схемы использованы данные: Н. В. Аксментовой, М. К. Бахтеева, О. Е. Беляева, Ю. А. Васюкова, В. А. Голубовского, В. Я. Глухенького, Б. Я. Журавлева, Ю. А. Зайцева, Ю. Ф. Кабанова, Р. А. Копятевнич, О. А. Мазаровича, С. П. Малиновской, А. М. Михайлова, Ю. П. Ненашева, Л. Г. Никитиной, А. У. Омарова, И. И. Паренко, И. А. Пославской, А. А. Рожнова, А. М. Садыкова, Н. А. Севрюгина, М. А. Сенкевич, В. Г. Тихомирова, Э. И. Тихомировой, С. Г. Токмачевой, А. Л. Урываевой, Т. О. Федорова, Н. П. Четвериковой, М. Н. Шербаковой, А. М. Шужанова, А. Л. Юриной и др.	Жаросерская свита Андезито-базальты, андезиты, конгломераты, песчанники, туфы среднего состава. <i>Jugumella jugata</i> 1600—2200 м	Коктауская свита Андезито-базальты, андезиты, туфы, песчанники. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Drepanophycus spiniformis</i> , <i>Bunodes</i> sp. 1500—2200 м	Кайдаульская свита (айгыржальская) Андезито-базальты, андезиты, туфы, песчанники. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Drepanophycus spiniformis</i> , <i>Bunodes</i> sp. 1500—2200 м	Кайдаульская свита (чеченкаринская) (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдаульская свита (мунглинская) Андезито-базальты, андезиты, их туфы, лациты, пачки конгломератов, песчанников. В верхней части: <i>Zosterophyllum</i> sp., <i>Taenio-crada</i> cf. <i>decheniana</i> 1200—1800 м	Кайдау

Соответственно толщи разновозрастных вулканитов разного состава отнесены к разноименным свитам. Таким образом, каждое подразделение имеет повсеместно однотипную литофациальную характеристику, обладает сходными в главных чертах составом и строением. Границы выделенных свит естественны, выражены несогласиями или сменой состава отложений; они четко фиксируются в разрезах и хорошо прослеживаются при геокартировании. Многие свиты характеризуются фациальной изменчивостью, обусловившей замещение осадочных отложений вулканогенными. В результате существенно вулканогенные разрезы сменяются по простиранию зоны преимущественно терригенными с маркирующими горизонтами вулканитов, свойственными тому или иному подразделению. Поэтому кроме стратотипических разрезов в ряде случаев должны рассматриваться и парастратотипы свит.

Эти принципы расчленения осадков обычно используются и при геолого-съемочных и картосоставительских работах в Центральном и Южном Казахстане. Однако разобщенность этих работ и часто отсутствие взаимоувязок привели к выделению огромного количества (около 150) свит континентальных и прибрежно-морских отложений девона. На геологических картах масштаба 1:500 000 Центрального и Южного Казахстана фигурирует более 80 названий свит. Фактически такого количества свит в девоне не существует, просто в ряде случаев одинаковые толщи в разных районах даже одной фациальной зоны получили разные наименования.

Для большинства свит, выделенных автором, использованы названия, предложенные при первоначальных описаниях различными исследователями, причем в качестве опорного взят впервые описанный разрез свиты. Если свита не соответствует стратотипу, ей дано иное наименование.

Обобщение имеющегося материала позволило составить корреляционную стратиграфическую схему девона (табл. 1), которая является основой для палеотектонических и структурно-формационных карт среднего палеозоя. Большинство свит (иногда серий), фигурирующих на схеме, широко используется при геолого-съемочных работах. Почти все они вошли в «Региональную стратиграфическую схему девона», принятую стратиграфическим совещанием в Алма-Ате в 1971 г.

Анализ пространственного размещения различных по составу и происхождению девонских вулканогенных и осадочных отложений позволил выявить структурно-фациальную зональность и наметить основные фациальные зоны девона (рис. 1).

Вопросами зональности по различным регионам центральной части Казахстана занимались многие исследователи. Первая схема была разработана комиссией по составлению схем девона под руководством Н. Л. Бубличенко при подготовке к стратиграфическому совещанию в 1958 г. Вся территория центральной части Казахстана была разделена на три фациальные зоны: морского, континентального и гетерогенного осадконакопления. На следующем стратиграфическом совещании (1971 г.) схема районирования была детализирована и уточнена. Казахстанский срединный массив разделили на зону среднепалеозойских впадин и вулканический пояс, а Джунгаро-Балхашскую область — на собственно геосинклинальную (внутреннюю) и переходную (внешнюю) зоны. В основу этих двух схем районирования был положен генетический признак, т. е. условия накопления девонских отложений.

При составлении авторского варианта схемы структурно-фациального районирования девона кроме фациально-генетических критериев учитывались особенности строения и состав вулканических отложений,

количественные соотношения их с осадочными накоплениями, а также полнота разрезов девонской системы.

На основе этих признаков выделены следующие зоны: Алкамерген-Чингизская, Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская, Шидерты-Чу-Илийская, Предчингиз-Западно-Прибалхашская, Актау-Тектурмасская, а также Джунгаро-Балхашская мегазона с периферическими Спасско-Карабулакской и Успенско-Аксоранской и внутренними Нуринской, Северо-Балхашской и Северо-Джунгарской зонами (рис. 1). Сравнительная характери-

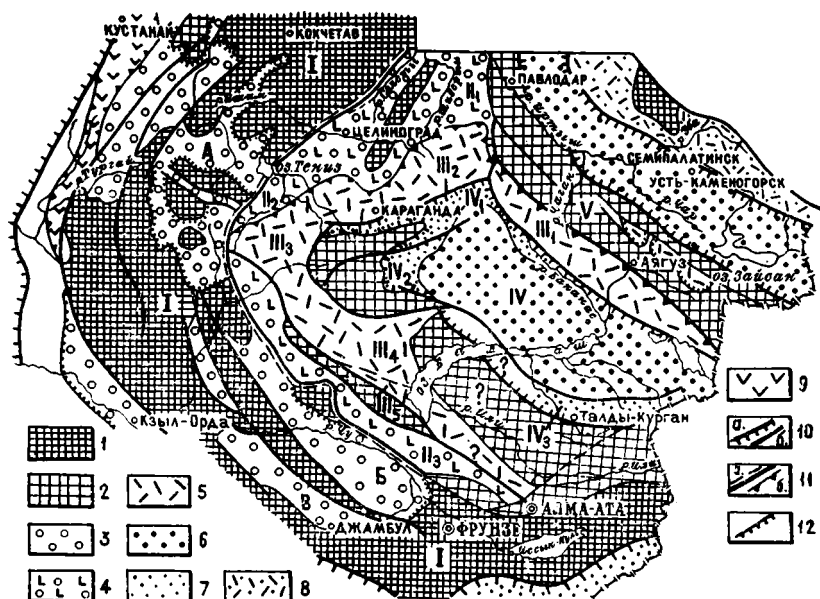


Рис. 1. Схема структурно-фациальных зон девона Казахстана

Зоны: I — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская; II — Шидерты-Чу-Илийская (подзоны: Селеты-Шидертинская — II₁, Жаксыконская — II₂, Жалаир-Найманская — II₃); III — Предчингиз-Западно-Прибалхашская (подзоны: Предчингизская — III₁, Караганда-Семизбугинская — III₂, Сарысу-Тениз-Атасуйская — III₃, Шунакская — III₄, Западно-Прибалхашская — III₅); внутренние и периферические зоны Джунгаро-Балхашской мегазоны: IV — Нуринская, Северо-Балхашская и Северо-Джунгарская, IV₁ — Спасско-Карабулакская, IV₂ — Успенско-Аксоранская, IV₃ — Бороталинская; V — Алкамерген-Чингизская. 1, 2 — раннекаледонские (1) и позднекаледонские (2) геосинклинальные комплексы; 3 — средне-позднедевонские молассовые впадины: А — Тенизская, Б — Талдыбулакская, В — Каратауская; 4 — девонские межгорные впадины, выполненные континентальными вулканическими и молассовыми отложениями; 5 — девонский вулканоплутонический пояс, 6 — прогибы, выполненные терригенными и туфогенно-терригенными морскими отложениями; 7, 8 — периферические прогибы, выполненные прибрежно-морскими и морскими терригенными и вулканогенными отложениями кислого состава аллохтонными (7), автохтонными (8); 9 — прогибы с континентальными эффузивами и прибрежно-морскими терригенно-карбонатными отложениями; 10, 11 — границы между: 10 — морскими геосинклинальными (а) и континентальными (б) зонами, 11 — структурно-фациальными континентальными зонами (а), впадинами и вулканоплутоническим поясом (б); 12 — границы впадин

стика и особенности выделенных зон приводятся ниже. Следует отметить, что структурно-фациальные зоны для разных интервалов девонского времени (этапов свитообразования) не оставались в пространстве на одном месте в связи с миграцией зон вулканизма, расширением или сужением областей осадконакопления, поэтому в пределах какой-либо одной фациальной зоны иногда могут присутствовать элементы (свиты) соседней зоны.

При описании стратиграфии основное внимание уделено наиболее обнаженным, хорошо изученным районам Центрального и Южного Казахстана.

Приведенная в работе фауна определялась Л. И. Каплун, флора — М. А. Сенкевич и А. Л. Юриной.

АЛКАМЕРГЕН-ЧИНГИЗСКАЯ И КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ЗОНЫ

Первая зона включает Алкамергенский и Чингизский антиклинории, вторая — Степнякский синклиний, Кокчетавский, Улутау-Карсакпайский, Чуйский, Кендыктасский антиклинории и погребенные структуры Тенизской и Чу-Сарысульской впадин. Эти зоны представляли собой устойчивые относительные поднятия, на отдельных участках которых в конце раннего девона возникали небольшие межгорные и вулканические структуры наложенного развития. Стратиграфия девона этих зон разработана до сих пор слабо, что объясняется отсутствием в вулканогенных отложениях органических остатков.

АЛКАМЕРГЕН-ЧИНГИЗСКАЯ ЗОНА

Отложения девона здесь слагают небольшие разобщенные брахисинклинали и вулканотектонические депрессии, которые прослеживаются от гор Кайдаул и оз. Алкамерген в осевую часть Чингизского антиклинория и вдоль северо-восточного его крыла (рис. 2). Девонские отложения залегают резко несогласно на силуре и более древних толщах, характеризуются сокращенными мощностями и неполным разрезом.

Вулканические образования относятся к кайдаульской [101, 102] липарито-дацито-андезитовой, дацито-липаритовой баянаульской [105] и существенно терригенной шайтандинской свитам (рис. 3). Вулканогенные свиты «немые», в них до сих пор не найдены органические остатки, поэтому корреляция их условна и проводится по составу и стратиграфическому положению в общем разрезе.

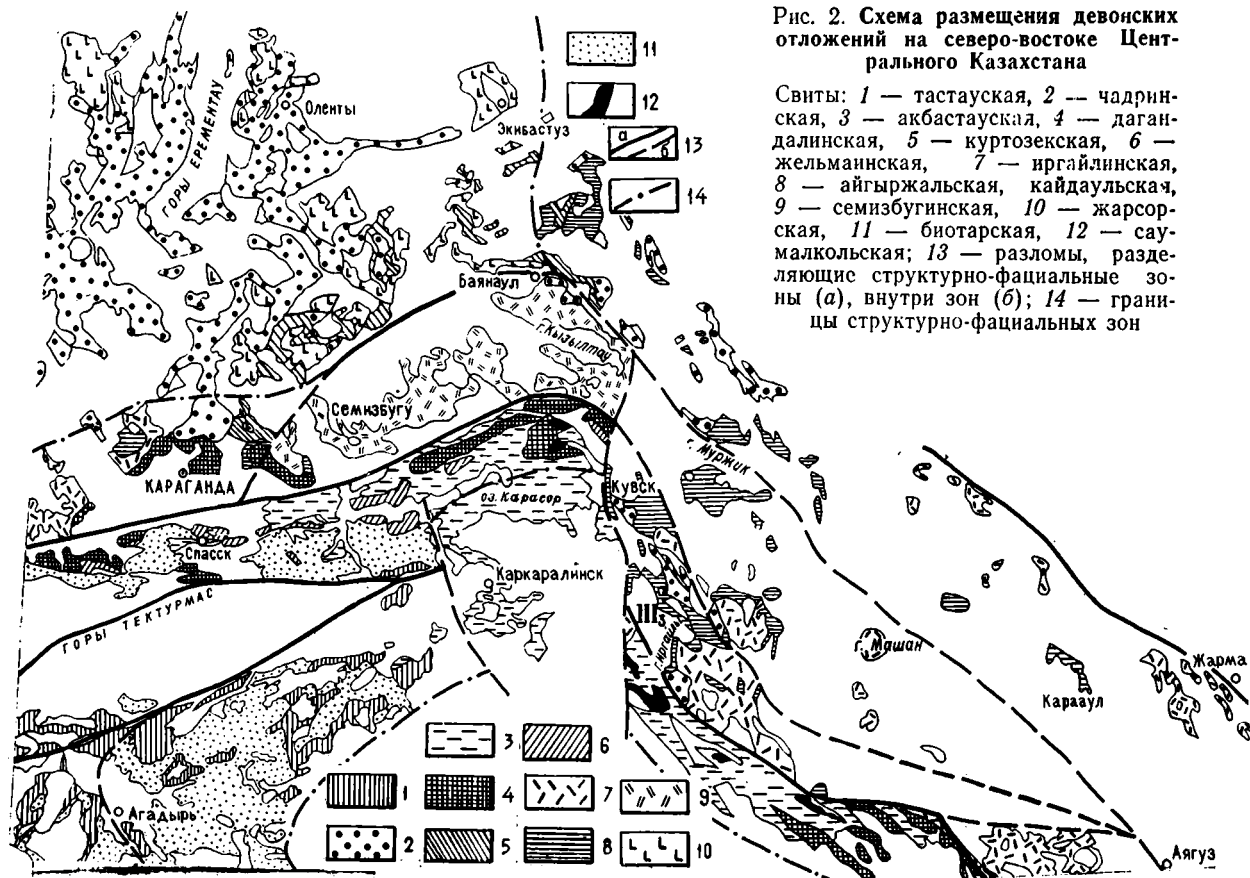
Нижний отдел

Кайдаульская свита. Развита в горах Кайдаул, в районе оз. Алкамерген и гор Муржик, где налегает несогласно на нижнесилурийские отложения и перекрывается живетским ярусом. Участки с максимальными мощностями свиты образуют в плане неширокую (10—15 км) полосу, протягивающуюся от оз. Алкамерген до пос. Майкаин.

Кайдаульская свита сложена андезитами (до 80%), меньше развиты конгломераты, песчаники, андезито-базальты, дациты, липариты и их туфы. Вулканические породы распределены в разрезе свиты следующим образом: в нижней части, выше пачки (60—200 м) конгломератов, залегают толща андезитовых и андезито-базальтовых лав с тонкими прослоями туфов аналогичного состава мощностью 500—800 м.

В верхах выделяется толща (500—1500 м) лиловых, фиолетовых и коричневатых флюидалных и сферолитовых альбитофиров с отдельными линзами кварцевых липаритов, трахилипаритов и туфов. Переход от «порфиритовой толщи» к «альбитофировой» обычно постепенный, увеличение кислотности пород характерно для обеих толщ снизу вверх по разрезу.

Кайдаульская свита имеет сходное строение и состав в Чингизском антиклинории, в районе гор Доголан, Ордатас и Архат. Она представлена, по данным В. И. Титова, нижней подсвитой андезитов, диабазовых порфиритов и их туфов (750 м), верхней — дацитовых, липаритовых,



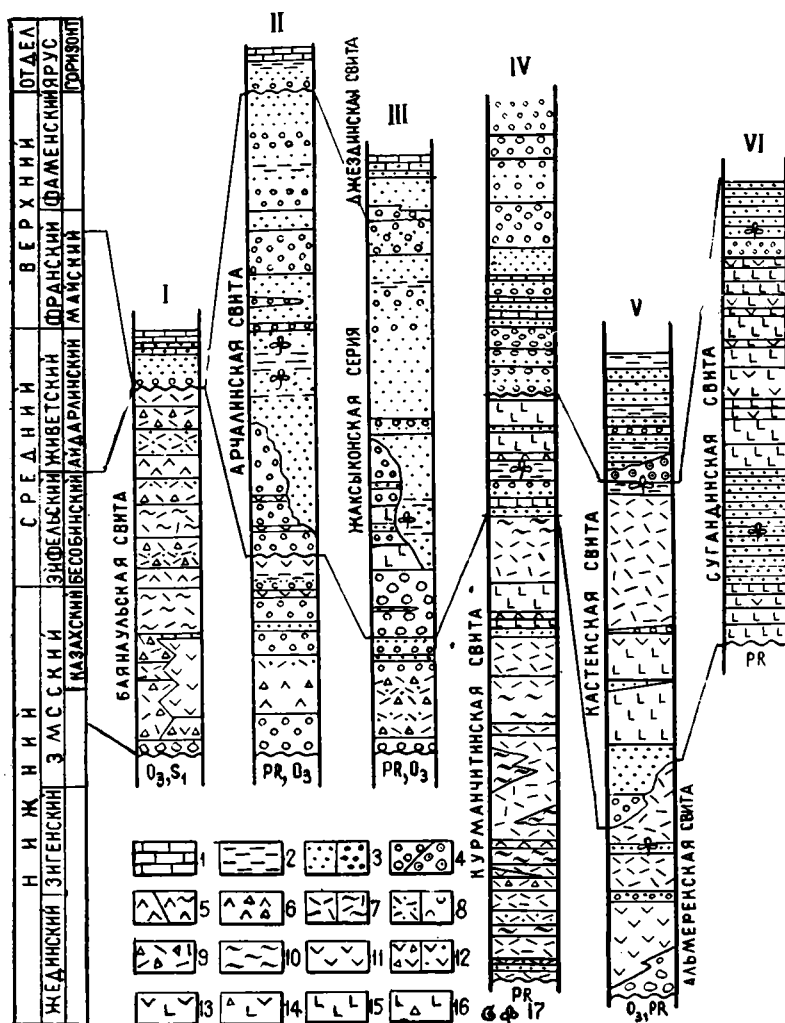


Рис. 3. Сопоставление разрезов Алкамерген-Чингизской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зон

Антиклинории: I — Чингизский, II — Кокчетавский, III — Улутауский, IV — Чуйский, V — Зайлийский, VI — Кендыктасский. 1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — песчаники мелко- и крупнозернистые; 4 — конгломераты полимиктовые и вуканомиктовые; 5 — дациты массивные и флюидалльные; 6 — туфы дацитов; 7 — липариты, фельзиты массивные и флюидалльные; 8, 9 — туфы липаритов: 8 — мелкообломочные витрокристаллокластические и пепловые, 9 — литокластические; 10 — игнимбриты липаритового состава; 11 — андезиты; 12 — туфы андезитового состава агломератовые и мелкообломочные; 13 — андезито-базальты, трахиандезито-базальты; 14 — туфы агломератовые андезито-базальтового состава; 15 — базальты и диабазы; 16 — литотуфы базальтового состава; 17 — фауна, флора

трахилипаритовых лав, игнимбритов и туфов. По юго-западному и северо-восточному бортам Чингизского антиклинория в этой свите присутствуют пачки песчаников, туфоконгломератов, алевролитов, увеличивается количество андезитов по сравнению с разрезами центральной части, где преобладают эффузивы кислого состава. Мощность свиты 800—2000 м (рис. 4).

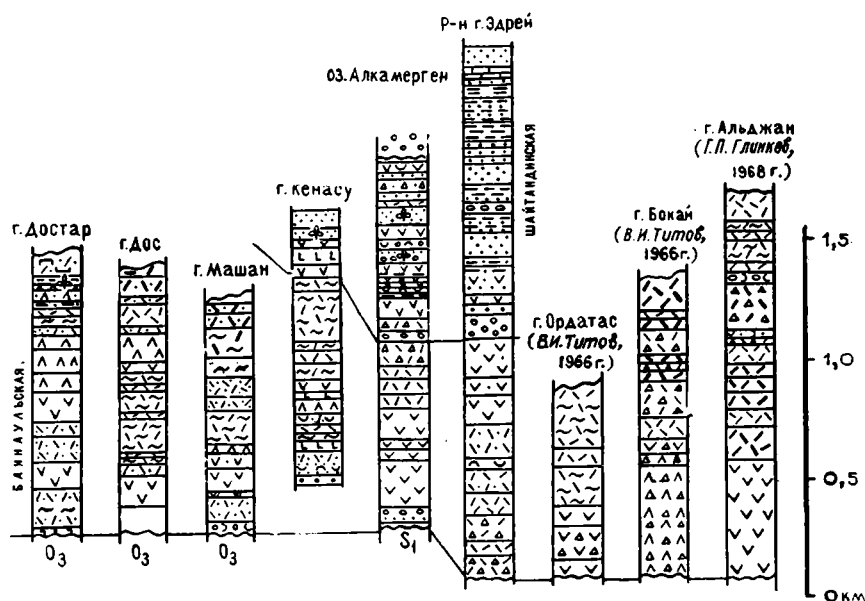


Рис. 4. Сопоставление разрезов девонских отложений Алкамерген-Чингизской зоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 3

Баянаульская свита. Распространена в районе гор Эдрей, Дос, Машан, Чунай, Бокай, пос. Копа и станции Жарма. Отложения ее представлены севернее гор Эдрей и западнее г. Акпек переслаивающимися агломератовыми литокластическими и мелкообломочными витрокристаллокластическими туфами, дацитовыми, липаритовыми и трахилипаритовыми лавами мощностью до 600 м. Верхи свиты сложены буро-серыми и фиолетовыми андезитами, трахиандезитами с пластами туфов среднего состава или трахилипаритами с горизонтами андезито-базальтов. Мощность свиты 800—1000 м.

В горах Машан свита образована пачкой базальных вулканических туфоконгломератов зелено-серого цвета (30 м), переслаивающимися бурыми зелено-серыми с лиловым оттенком андезитами, агломератовыми литокластическими туфами среднего состава (375 м) и пачкой флюидальных лав и крупнообломочных литокристаллокластических туфов липаритового и трахилипаритового состава мощностью 1100 м. Андезиты и их туфы развиты в баянаульской свите локально; в горах Дос и Бокай они выпадают из разреза и замещаются базокварцевыми альбитофирами, андезито-дацитами и туфами. Мощность до 1000 м.

В районе поселков Копа и Жарма в строении свиты участвуют темные зеленовато-серые рассланцованные кварцевые порфиры с единичными прослоями светло-зеленых туфов и игнимбритов, пачки (до 100 м) серых рассланцованных песчаников и алевролитов. Верхи свиты образованы светлыми бирюзово-зеленоватыми литокластическими туфами, туфогенными гравелитами и конгломератами мощностью до 500 м. Орга-

нические остатки в баянаульской свите до сих пор не обнаружены. Возраст свиты по аналогии с Предчингизьем условно считается раннедевонско-эйфельским.

Средний и верхний отделы

Шайтандинская свита выделяется в районе гор Кайдаул, оз. Алкамерген, гор Айдарлы, Шайтанды, Эдрей, р. Карасу, оз. Шибынды, гор Культукен, Каракунгей и Саран. Отложения свиты выполняют мелкие наложенные мульды и грабены. Они налегают несогласно на ниже-среднедевонские и более древние отложения, перекрываются согласно с постепенным переходом осадками фаменского яруса. Свита сложена пестроокрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, среди которых присутствуют линзы, пласты и пачки андезито-базальтов, известняков, местами туфов, туффитов кислого состава, мергелей и углей. Разрезы ее характеризуются трансгрессивным типом строения и на северо-западе Алкамерген-Чингизской зоны подразделяются на две части. В нижней повсеместно выделяется пачка красноцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с обломками андезитов, дацитов и липаритов. Отложениям свойственны грубая слоистость, вулканомиктовый состав обломочного материала из более древних девонских свит, слабая сортировка и плохая окатанность кластики. Среди пород этой пачки залегают андезито-базальты; они образуют несколько (3—5) пластов мощностью от 10—15 до 75 м в горах Кайдаул, 130 м у оз. Алкамерген, 450 м севернее гор Камбобаадыр, 40—50 м севернее гор Эдрей.

Мощность нижней части свиты в районе гор Шайтанды до 600 м, причем 40% ее приходится на эффузивы основного состава. В песчано-алевритовых отложениях здесь обнаружена флора *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Taenocrada decheniana* (Goerp.) Kr. et W., *Betpakphyton rhombicum* Senk. живетского яруса (определения М. А. Сенкевич). В районе оз. Алкамерген, севернее гор Эдрей, по данным Т. В. Константинович и В. Я. Глухенького, мощность низов свиты 650—850 м. На разных уровнях собрана флора *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Barrandeina dusliana* Stur., *Taenocrada* sp., *Hoslimella* sp., *Lepidodendropsis* sp.

Отложения верхней терригенной части свиты представлены пере-слаивающимися песчаниками и алевролитами, редко гравелитами и мелкогалечными конгломератами пестроцветной окраски. Они включают линзы и пласты песчаных известняков, известковистых песчаников и алевролитов, местами мергелей, углей и углистых пород. Мощность 400—600 м. Эти отложения в районе оз. Алкамерген содержат фауну верхнеживетских *Mediospirifer medialis* Hall, *Undispirifer undifera* (Roem.) и франских *Atrypa ex gr. reticularis* Lin., *Mediospirifer medialis* Hall, *Undispirifer* cf. *undifera* Roem. брахиопод (определения Л. Ф. Харченко).

Аналоги шайтандинской свиты в Чингизском антиклинории образованы пестроцветными алевролитопесчаниковыми отложениями, реже конгломератами, углистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, линзами известняков и мергелей мощностью от 250 до 1500 м. В нижней части этих отложений содержится фауна и флора живетского яруса (Карасуйская мульда).

КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ЗОНА

Отложения девона этой зоны слагают небольшие наложенные структуры на Кокчетавском, Улутауском, Чуйском и Кендыктасском поднятиях. Они описывались в разное время Р. А. Копяткевичем [33, 57],

О. А. Мазаровичем [81, 82], Ю. А. Зайцевым, В. А. Голубовским и др. [40, 41, 48], С. Г. Токмачевой, Б. А. Салиным, Н. М. Качуриным и др. [32], В. М. Шужановым и др. [150].

Девонские отложения этой зоны подразделяются всеми исследователями на две части: нижнюю — существенно вулканогенную и верхнюю — красноцветную терригенную. В Кокчетавском и Улутауском районах они выделялись в качестве толщ и параллелизовались соответственно с вулканогенной свитой нижнего — среднего девона Центрального Казахстана и жаксыконской серией Сарысу-Тенизского водораздела. На Чуйском поднятии в Заилийском Алатау относятся к курманчитинской или альмерекской свитам нижнего — среднего девона и бетпак-далинской свите живетского яруса (см. табл. 1, рис. 3, 5).

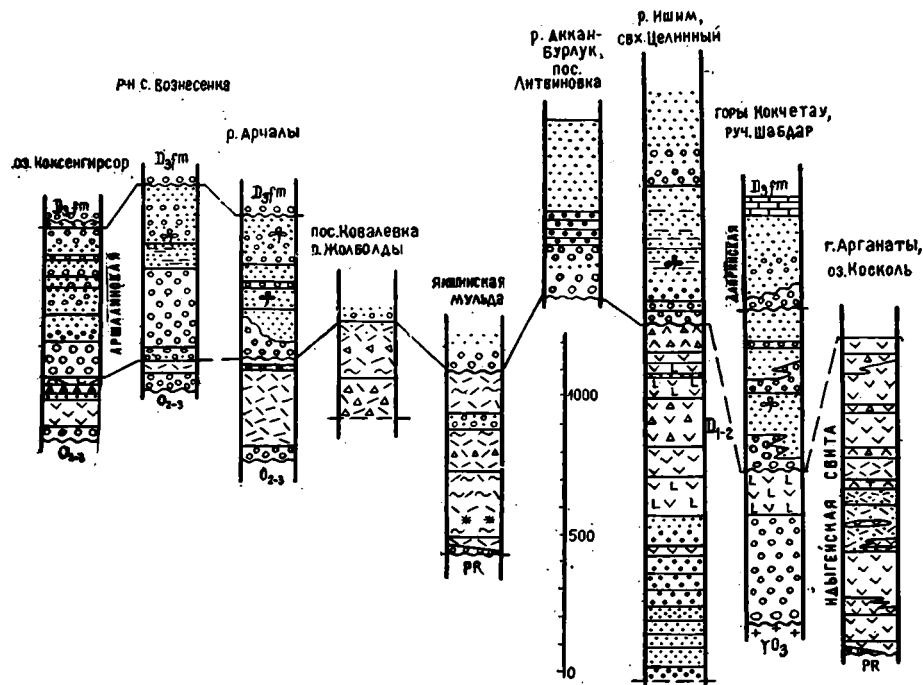


Рис. 5. Сопоставление разрезов девонских отложений Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 3

Вулканогенные отложения «немые» (район Кокчетав) или содержат единичные захоронения флоры (горы Кызылтау, Курманчиге), по которым нельзя уверенно проводить корреляцию между пространственно разобщенными толщами. Поэтому все сопоставления делаются по формационным признакам (состав, строение и т. д.).

Нижний — средний отделы

Отложения этого возраста известны по южному и западному обрамлению Кокчетавского (реки Арчалы, Ишим, Аккан-Бурлук и др.), в центральной части Арганатинского (оз. Косколь) и Улутауского поднятий. Они подразделяются по составу вулканогенных пород на два типа разрезов — существенно кислый липаритовый (андезито-липаритовый) и андезитовый (андезито-базальтовый) со значительным количеством терригенных отложений (см. рис. 5).

Вулканические отложения кислого состава Кокчетавского района (реки Арчалы и Жолболды, Якшинская мульда) налегают несогласно на докембрий или ордовик, перекрываются с размывом средним — верхним девонем. В основании вулканогенной толщи повсеместно залегают полимиктовые конгломераты мощностью от 5—10 до 150 м. Они слагают невыдержанные по простираанию линзы или пластовые тела, местами сложенные красноцветными гравелитами или грубозернистыми песчаниками. Выше располагаются толща краснокаменных липаритовых лав массивных, флюидальных и сферолитовых, пачки красноцветных конгломератов и песчаников, литокластических, реже кристаллокластических туфов общей мощностью от 50 до 600 м (см. рис. 5). Покровные фации вулканитов прорываются субвулканическими телами кварцевых порфиров и фельзитов.

Липаритовая толща (идыгейская свита [81]) района Улутау отличается существенно пирокластическим составом накоплений. Она налегает несогласно на докембрий или позднеордовикские гранитоиды и перекрывается без видимого несогласия жаксыконской серией. В конгломератах содержится галька метаморфических пород и гранитов, тонкие (0,1—0,5 м) прослои бордовых песчаников и гравелитов. Вулканогенные отложения представлены светлыми лито- и литокристаллокластическими туфами, игнимбритами, местами включающими линзы лав липаритового состава суммарной мощностью до 200—500 м. В верхах пачки вулканитов обособляется (горы Идыге) пласт конгломератов с туфовым цементом, который постепенно сменяется полимиктовыми конгломератами жаксыконской серии. Вулканогенная пачка гор Идыге аналогична по составу отложениям гор Кызылтау, где кислые туфы с пластами песчаников содержат флору *Tamarella taeniata* Senk. эйфельского яруса и залегают согласно с постепенным переходом на отложениях кызылтауской свиты нижнего девона.

Вулканогенные отложения Чуйского антиклинория развиты в районе гор Курманчиге, Торткудук и род. Чингильды, где в виде небольших разрозненных фрагментов располагаются между крупными субвулканическими телами трахилипаритов. Курманчигинская свита подразделяется по составу на две подсвиты: нижнюю, липарито-дацитовую и верхнюю, существенно андезито-базальтовую. Нижняя подсвита, по данным С. Я. Шувалова, сложена розовато-серыми, темно-вишневыми лавами, туфоловами, игнимбритами и туфами липаритового состава. В подчиненном количестве присутствуют бурые вулканомиктовые конгломераты с галькой кислых эффузивов, песчаники и трахиандезиты мощностью до 700 м (см. рис. 5).

Верхняя подсвита представлена зеленовато-серыми миндалекаменными андезито-базальтами, бурыми средне-мелкогалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами с фрагментами стеблей *Drepanophyaceae*, *Betpakphyton rhombicum* Senk., *Tamarella taeniata* Senk., *Pteropsida* sp. В верхах подсвиты залегают зеленовато-серые, кирпичнокрасные песчаники, мелко-, среднегалечные конгломераты, андезиты и базальты. В песчаниках содержится флора *Taeniacrada* cf. *dubia* Kr. et W., *Protolepidodendron*, cf. *scharianum* Kr., *Betpakphyton rhombicum* Senk. среднего девона.

Отложения нижнего — среднего девона в Заилийском Алатау (р. Каракастек, Тургенъ) представлены также вулканогенными породами с небольшим количеством терригенных отложений. В нижней части разреза выделяется пачка базальных конгломератов (30—150 м), буровато-серых и зелено-серых андезитов и их туфов мощностью до 250 м, в верхней — липаритовые лавы и туфы с прослоями песчаников и конгломератов, мощность которых до 300 м. В песчаниках отпечатки *Drepano-*

phycaceae fam. ind., *Lidasimophyton* sp.? (М. А. Сенкевич). Мощность нижнего — среднего девона от 260 до 800 м [32].

Андезитовый (андезито-базальтовый) тип разреза нижнего — среднего девона свойствен только отдельным структурам Кокчетавского (р. Ишим) и Арганатинского (оз. Косколь) поднятий (см. рис. 5). В основании вулканических отложений обычно залегают пачки или отдельные горизонты полимиктовых терригенных отложений перемениной (от 10 до 500 м) мощности, выше — толща андезитов, андезито-базальтов и их литокластических туфов. В средней и верхней частях этой толщи обособляются дациты, трахидациты и туфы кислого состава. Мощность вулканогенных пород до 500—800 м.

Вулканогенные отложения Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зоны относятся к верхам нижнего — низам среднего девона на основании единичных находок флоры среднего отдела и по положению в разрезе ниже жаксыконской серии и ее аналогов.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего девона — франского яруса верхнего девона в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зоне представлены красноцветными терригенными породами на севере и преимущественно вулканогенными на юге. Ими сложены две свиты: арчалинская на Кокчетавском и сугандинская на Кендыктасском блоках (см. рис. 5).

Арчалинская свита. Развита в районе оз. Коксенгирсор, по рр. Арчалы и Ишим, пос. Воскресеновка, а также обнажается по северному борту Тенизской впадины. Свита налегает несогласно на нижний — средний девон и более древние образования, перекрывается фаменским ярусом.

Арчалинская свита сложена красноцветными, реже пестроцветными молассовыми накоплениями с единичными маломощными пластами эффузивов. Разрезы ее характеризуются трансгрессивно-регрессивным строением и крайне невыдержанными мощностями. Наиболее мощные и полные разрезы этой свиты описаны Р. А. Копяткевичем [33, 57] в районе р. Арчалы и О. В. Минервиным [33] по р. Ишим. Она сложена здесь несколькими пачками. Нижняя образована повсеместно разногачечными (до валунных) полимиктовыми конгломератами с обломками кварца, кварцитов, эффузивов, включающими небольшое количество грубозернистых аркозовых песчаников с флорой *Taeniocrada* sp., *Graciliphyton artschalensis* Senk. и два горизонта андезитов (до 20 м). Мощность 70—1200 м. Следующая пачка (40—700 м) состоит из мелкозернистых красноцветных песчаников и алевролитов, в некоторых разрезах — грубозернистых песчаников и конгломератов. В разрезе по р. Ишим С. А. Несмеяновым обнаружена *Barrandeinopsis* cf. *beliakovii* K r u c h t, *Hostimella* sp. (определения А. Л. Юриной). Верхняя пачка представлена красноцветными полимиктовыми конгломератами (15—210 м) с прослоями грубых песчаников и редко алевролитов. Мощность свиты на западе Кокчетавского блока, по данным О. В. Минервина, 160—1670 м, на юго-востоке, по Р. А. Копяткевичу, 300—500 м.

Сугандинская свита Кендыктасского антиклинория выделяется по правобережью р. Суганды, где налегает несогласно на ордовикские гранитоиды и докембрий. В свите обособляются четыре пачки: две эффузивные и две терригенные пестроцветные породы. Нижняя представлена несколькими (5—7) толстыми пластами массивных и миндалекаменных базальтов, трахибазальтов и диабазов серого и бурого цвета мощностью до 250 м. Следующая, осадочная, пачка начинается красноцветными разнозернистыми песчаниками, которые выше переслаиваются с зелено-серыми разностями и алевролитами. Она включает отдельные линзы кон-

гломератов и андезитов. В средней части найдены остатки флоры *Taenio-crada* sp. cf., *T. decheniana* Kr. et W., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolepidodendron* cf. *scharianum* Kr., *Barrandeina* cf. *agadirica* Senk., отвечающие, по заключению М. А. Сенкевич, живецкому ярусу [32]. Верхняя, эффузивная пачка состоит из миндалекаменных базальтов, трахибазальтов и андезито-базальтов красновато-бурого и бурого-серого цвета мощностью 600 м. В основании ее залегают линзы и прослойки валунных конгломератов и аркозовых песчаников. Верхняя пачка включает зелено-серые тонкослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты внизу и красноцветные грубозернистые песчаники и конгломераты в верхах разреза. Мощность свиты 1200—1500 м.

ШИДЕРТЫ-ЧУ-ИЛИЙСКАЯ ЗОНА

Зона включает Шидертинский, Селетинский, западную часть Конского и Жалаир-Найманский синклиории. Главная особенность девона этой зоны — сочетание красноцветных и пестроцветных терригенных молассовых отложений с эффузивами основного и среднего состава, полная разреза и большие мощности разновозрастных свит. Пространственная разобщенность бассейнов осадконакопления, некоторые черты различия в составе и строении стратиграфических подразделений позволяют выделить в Шидерты-Чу-Илийской зоне несколько подзон с различными разновозрастными свитами (см. табл. 1, рис. 6).

Селеты-Шидертинская подзона

Эта подзона охватывает бассейны рек Селеты, Шидерты, Оленты, район Баянаульских гор и Экибастуза. Она ограничена с юга вулканическим поясом, с запада Кокчетавским антиклинорием, на востоке Алкамерген-Чингизской зоной относительных поднятий.

Девонские отложения в Селетинском синклиории прослеживаются непрерывной полосой меридионального простираения на 150 км при ширине до 60 км. В Шидертинской структуре они протягиваются в северо-восточном направлении от гор Ерементау до Баянаула и Экибастуза общей площадью более 1500 км². Основы стратиграфии девона Селеты-Шидертинской подзоны разработаны Н. Г. Кассиным, Г. И. Водорезовым, З. М. Старостиной. Позднее нижнедевонская порфиритовая толща З. М. Старостиной была отнесена к жарсорской либо жумацкой свите верхнего ордовика или нижнего силура [12, 24]. Однако при последующих исследованиях в Шидертинском синклиории установлен непрерывный разрез от ордовика к силуру [12, 99]. В вулканогенно-терригенных отложениях обнаружена раннедевонская [138] и эйфельская [104, 105] флора, уточнены соотношения и последовательность девонских свит в разрезе.

Нижний отдел

Жарсорская свита. Эта свита выделяется в бассейнах рек Селеты, Оленты и Шидерты, в районе Экибастуза, пос. Александровка, гор Машуржусуп. Она налагается несогласно на нижний силур и более древние образования, однако четко выраженного азимутального или углового несогласия с сулысорской свитой венлока не наблюдается (район Коджанчада, юго-западнее оз. Шибынды); перекрывается без видимого структурного несогласия куртозекской свитой или нерасчлененным средним девоном — франским ярусом (рис. 7).

Повсеместно свита сложена эффузивами, реже туфами андезито-базальтового, базальтового и андезитового состава, вулканомиктовыми и

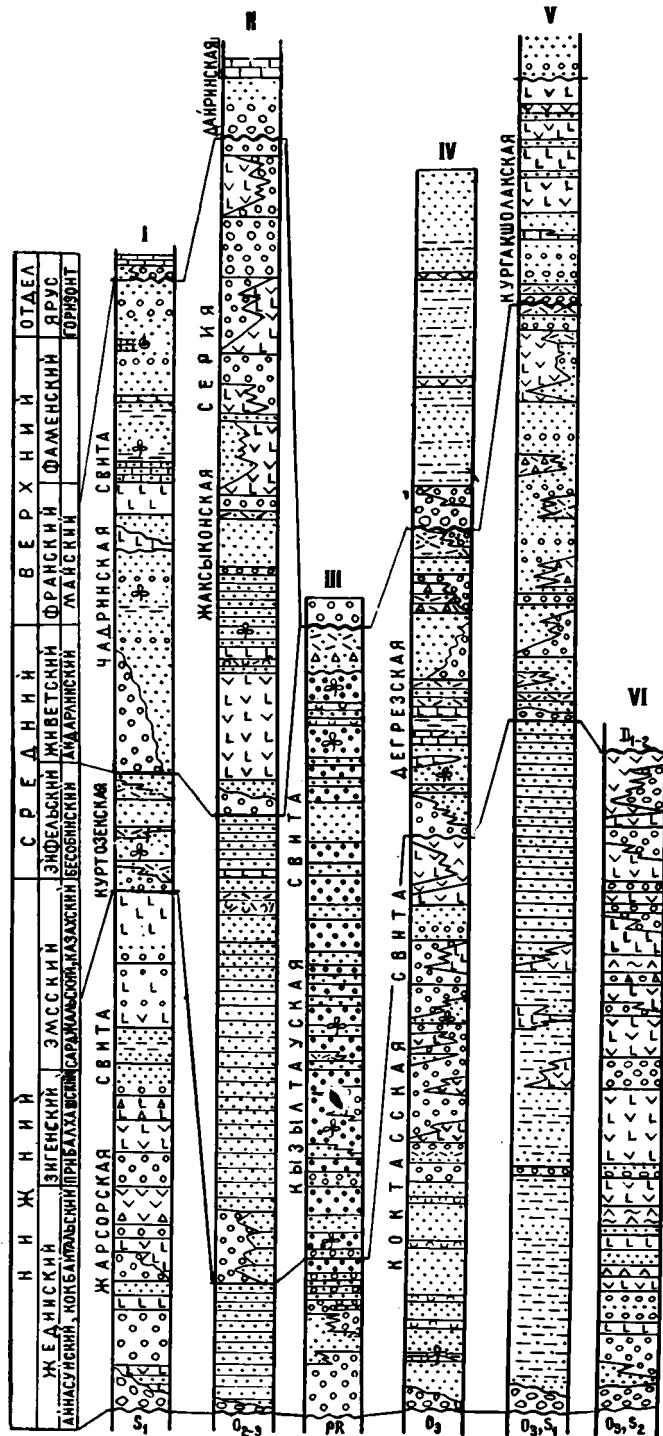


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов Шидерты-Чу-Илийской зоны

Подзоны: I — Селеты-Шидертинская; II, III — Каракенгир-Жаксыконская: северо-восточная (II) и юго-западная (III) части; IV—VI — Жалаир-Найманская: северо-западная (IV), центральная (V) и юго-восточная (VI) части. Условные обозначения те же, что и на рис. 3

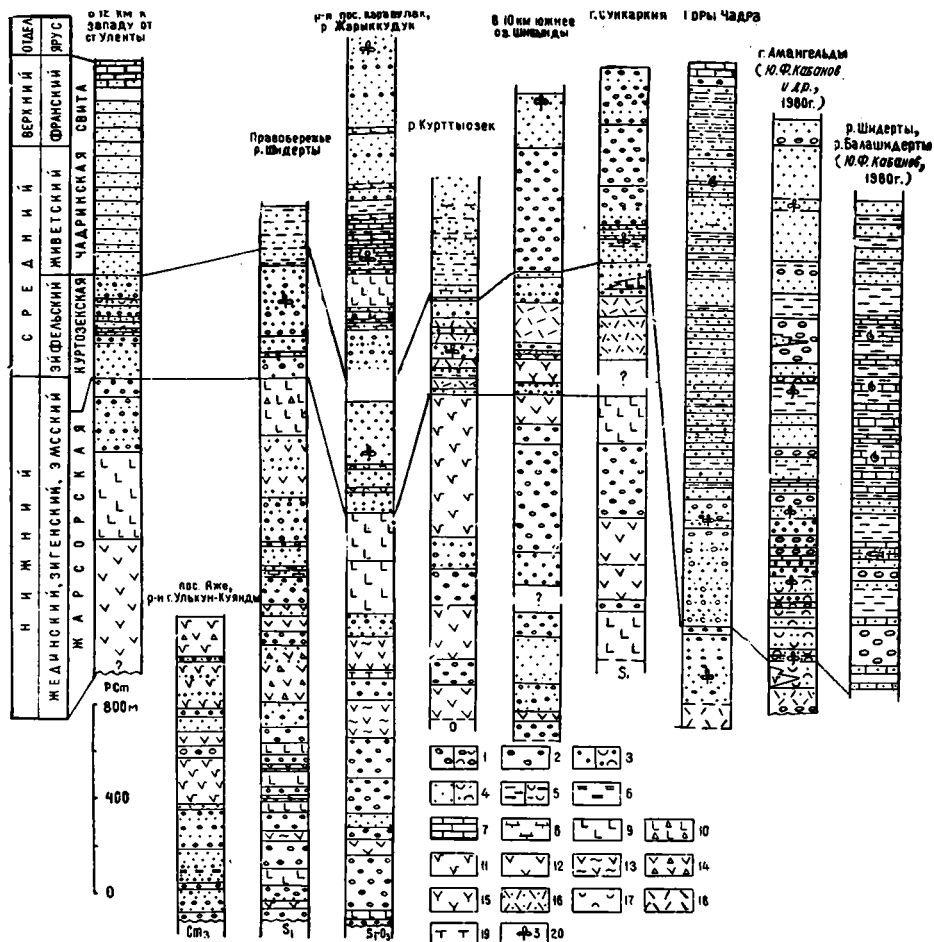


Рис. 7. Сопоставление разрезов девонских отложений Шидертинского синклиория

1 — конгломераты полимиктовые и туфогенные; 2 — конгломераты вулканомиктовые; 3, 4 — песчаники крупнозернистые (3) и мелкозернистые (4) полимиктовые и туфогенные; 5 — алевролиты и туфоалевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — известковистые породы; 9 — базальты; 10 — литокластические туфы базальтового состава; 11 — андезит-базальты; 12, 13 — андезиты массивные (12), полосчатые (13); 14 — туфы андезитового состава; 15 — дациты; 16, 17 — туфы липаритового состава кристаллокластические (16) и витрокластические (17); 18 — липариты; 19 — трахиты; 20 — флора

полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и туфогенными разновидностями их. В меньших количествах развиты дациты и их туфы, алевролиты и очень редко хемогенные известняки. Все основные компоненты свиты образуют обычно мощные пласты или пачки, бессистемно чередующиеся в разрезах, второстепенные — отдельные прослои или небольшие линзы. Свите свойственно грубо- и линзослоистое строение, многократное переслаивание по вертикали вулканогенных пород разной кислотности и щелочности с терригенными, фациальными изменениями и замещения по латерали, что сопровождается колебаниями мощностей. Количественные соотношения эффузивов основного (включая андезит-базальты), среднего и кислого (дацитового) состава в разрезах свиты непостоянны; существенно изменяются и соотношения вулканитов лавовой, туфовой, субвулканической фаций и осадочных отложений. Не-

смотря на значительные вариации состава, характерными породами свиты являются краснокаменные андезиты-базальты и андезиты эвпорфировой и пилотакситовой структуры, вулканомиктовые конгломераты и гравелиты с туфогенным и песчаниковым граувакковым цементом.

Жарсорская свита в Селетинском синклинории сложена в основном эффузивами с редкими и небольшими (до 30—40 м) по мощности пластами вулканомиктовых конгломератов и песчаников. Низы свиты здесь представлены базальтами и андезито-базальтами, часто миндалекаменными и эвпорфировыми, включающими небольшие пачки и пласты андезитов. Верхняя часть свиты образована андезитами, андезито-дацитами и дацитами серого цвета с бурым и лиловым оттенком, отдельными пластами миндалекаменных, полифировых, часто эвпорфировых андезитов-базальтов и небольшими пачками вулканомиктовых конгломератов с прослоями песчаников и алевролитов. В верхах свиты залегают полосчатые лавы, кристалло- и литокристаллокластические туфы серовато-коричневого цвета дацитового состава.

В Шидертинском синклинории жарсорская свита развита на участке между горами Ерементау, Койтас и р. Оленты, в бассейне р. Шидерты, озер Шибынды, Кумдыколь и Ескельдыколь и в районе Экибастуза (см. рис. 2).

Для свиты этих районов характерно значительное количество терригенных и туфогенных отложений, литокластических туфов с обломками основных лав (от 2—3 мм до 2—3 м), глыбовых лавобрекчий темного зелено-серого цвета с лиловым бурым или сиреневым оттенком, крупнолейстовых и миндалекаменных андезито-базальтов и андезитов.

Главными компонентами свиты в Шидертинском синклинории являются конгломераты (40—50%) и вулканы (30—40%), второстепенными — песчаники и алевролиты. Конгломераты имеют весьма своеобразный облик. Это слабосортированные разногалежные до валунных породы грязно-фиолетового или серо-коричневого цвета с хорошо окатанными обломками андезито-базальтов и андезитов. Базальные конгломераты наряду с обломками эффузивов содержат гальки и валуны кварцитов, кремнистых алевролитов, яшм, известняков и гранитоидов. Цемент конгломератов образован псаммитовым вулканомиктовым материалом. Мелкозернистые разности терригенных пород составляют не более 10—20% объема свиты. Это большей частью красноцветные, иногда грязно-зеленовато-серые и пестрые полимиктовые песчаники и алевролиты, образующие маломощные, невыдержанные прослои.

Вулканогенные породы на 80% представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами с массивной и миндалекаменной текстурами. Эти породы распространены более или менее равномерно на всей площади развития свиты. В разрезе они, как правило, перемежаются с конгломератами, реже с песчаниками, образуя пачки мощностью до нескольких сотен метров. Очень характерны горизонты эвпорфировых лав, тяготеющие к нижней и средней частям разреза свиты. Туфы располагаются обычно среди лав в виде толстых линз длиной до 5—6 км. Общая мощность свиты достигает 2500 м.

Жарсорская свита по обрамлению Майкубенской мульды и севернее Баянаульского массива отличается незначительным развитием терригенных отложений, туфов и эффузивов основного состава. Эта свита подразделена В. Ф. Хромых [138] на две части. Нижняя представлена базальными конгломератами, часто с туфогенным цементом, вишнево-красными алевролитами и туфоалевролитами общей мощностью до 220 м. Выше залегает пачка переслаивающихся андезито-базальтов и их туфов (до 500—700 м), включающая пласты андезитов, диабазов и вулканомиктовых конгломератов. Мощность этой части свиты 500—950 м, умень-

шение ее связано с выклиниванием андезито-базальтов и их туфов. Верхняя часть свиты сложена андезитами, дацито-андезитами и дацитами общей мощностью 400—750 м. Среди эффузивов залегают прослои и маломощные пачки туфопесчаников, а также трахиандезито-дациты и субщелочные андезито-базальты.

Возраст жарсорской свиты устанавливается по стратиграфическому положению ее между нижним силуром и эйфельским ярусом среднего девона. Единственная находка флоры *Jugumella jugata* Senk. [219] в красноцветных алевролитах базальной терригенной пачки северо-восточнее Баянаульских гор указывает на раннедевонский возраст вмещающих пород.

Средний отдел

Куртозекская свита. Отложения этой свиты развиты в восточных предгорьях Ерементау — в бассейне рек Оленты, Шидерты и Ащису. Выделяются два типа разрезов свиты: существенно терригенный и вулканогенный.

Куртозекская свита терригенного типа образована красно- и пестроцветными песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитами, конгломератами, среди которых в низах разреза залегает несколько пластов туфов кислого состава. Пирокластические породы — витрокристаллокластические и пепловые туфы выглядят обычно белесыми, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и являются надежными маркирующими горизонтами, хотя и обладают непостоянной толщиной. Мощность этих туфов закономерно уменьшается в северо-западном направлении — от Семизбугу-Баянаульского района к горам Ерементау от 400 до 20—30 м (см. рис. 7).

Стратотипический разрез куртозекской свиты описан южнее оз. Кумдыколь (р. Куртозек). Здесь на отложениях жарсорской свиты залегает 280-метровая пачка пестроцветных песчаников с прослоями алевролитов и кислых пепловых туфов, выше — пачка лиловых и бурых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с пластами кристаллотуфов. Мощность 490 м. В грубых песчаниках и гравелитах обнаружены отпечатки эйфельского растения *Tamarella taeniata* Senk. (определения М. А. Сенкевич).

В 6 км к северо-западу от этого разреза, в ядре Кумдыкольской синклинали, верхняя часть свиты мощностью 600 м представлена частым переслаиванием красноцветных мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, содержащих флору *Taeniocrada* cf. *decheniana* (Goerp.) Kr. et W. Такое же строение имеет свита в горах Чадра, где в прослоях красноцветных песчаников найдены растения *Psilophyton princeps* Dawson, *Rhynia* sp.

В восточных предгорьях Ерементау куртозекская свита сложена в основном грубообломочными породами. В основании ее здесь залегают валунные красноцветные конгломераты с обломками подстилающих пород, сменяющихся выше разногалечными конгломератами с прослоями и небольшими пачками гравелитов, грубозернистых полимиктовых песчаников и пепловых туфов. Выше этих туфов в г. Керегетас М. А. Сенкевич [117] обнаружила флору среднего девона *Protolapidodendron scharianum* Kr., *Dicranophyton niaussiiense* Zasl. Гравийно-галечные отложения свиты постепенно замещаются в восточном направлении различными песчаниками и алевролитами.

На правобережье р. Оленты в сопках Аманконур С. П. Малиновской и А. Л. Юриной в куртозекской свите выделено пять флористических горизонтов [52]. Нижняя пачка свиты сложена туфопесчаниками, туфогравелитами и конгломератами (350 м) с двумя флористическими гори-

зонтами, верхняя — красноцветными песчаниками и гравелитами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков (280 м) с флорой в низах и верхах пачки. Комплекс растительных остатков представлен *Sawdonia ornata* (Daws.) Hueber, *Parapsilophyton balkashensis* Senk., *Kaplunella lissa* Senk., *Lidasimophyton olentensis* Jur. (in mns), *Blasaria sibirica* (Krysht.) Zal., *Artschaliphyton unicum* Senk. По систематическому составу, по заключению А. Л. Юриной [152], он сопоставляется с ранне- и позднеэфельскими (такыртауским и бесобинским) комплексами флор.

Куртозекская свита вулканогенного типа развита в районах, прилегающих к Семизбугу-Баянаульскому блоку в горах Жиланды, Керегетас и бассейне р. Ащису южнее Майкубенской мульды. Она представлена здесь переслаивающимися краснокаменными туфами, игнимбритами, редко лавами липаритового и дацитолипаритового состава, включающими пласты и небольшие пачки туфогенных песчаников, гравелитов и конгломератов (см. рис. 7). В пестроцветных песчаниках (горы Керегетас) средней части разреза О. У. Омаровым найдена флора *Kaplunella lissa* Senk., *K. tulubensis* Senk., *Taeniocrada* cf. *dubia* Kr. et W., *Dicranophyton niayssiense* Zal., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Blasaria sibirica* Krysht. Пирокластические отложения кислого состава вмещают на отдельных участках пласты андезито-базальтов мощностью от 5 до 100 м. По данным В. Ф. Хромых и др., эффузивы резко увеличиваются по мощности на Александровском участке, где образуют пачку до 300 м переслаивающихся лав порфирового и афирового строения, залегающую в нижней и средней частях разреза свиты.

Большинство растительных остатков, найденных в отложениях куртозекской свиты, указывает на среднедевонский возраст вмещающих отложений. Формы *Kaplunella lissa*, *Blasaria sibirica*, по мнению М. А. Сенкевич, имеют более узкий диапазон распространения — эфельский век. Учитывая также присутствие в вышележащих осадках живетского комплекса флоры и фауны, можно считать, что формирование куртозекской свиты происходило главным образом в начале среднего девона. Положение нижней границы свиты не ясно; не исключено, что она проходит в верхах нижнего девона.

Чадринская свита. Она развита на тех же участках, что и куртозекская, связана с последней постепенным переходом и образует с ней единые складчатые структуры. В строении свиты участвуют серые и пестроцветные песчаники, алевролиты, реже мелкогалечные конгломераты, среди которых в средней и верхней частях разреза присутствуют известковистые разности песчаников и алевролитов, мергели и известняки, а также медистые песчаники.

В верхах свиты появляются красноцветные отложения, представленные по периферии Шидертинского синклиория (Батпаккольская синклиналь) гравелитами и конгломератами, а в центре ее (район гор Чадра) — тонкозернистыми бордово-красными песчаниками и алевролитами, перемежающимися с зеленовато-серыми и серыми, часто известковистыми разностями. Очень редко среди терригенных отложений встречаются вулканогенные образования — базальты и андезито-базальты, образующие 200—300-метровые пласты и линзы в низах и иногда в верхах свиты (см. рис. 7).

Мощность отложений чадринской свиты во внутренних частях Шидертинского синклиория изменяется от 1700 до 2500 м, а в периферических — от первых сотен до 1000 м. В участках с максимальной мощностью производится более дробное расчленение свиты. Так, в районе Чадринских месторождений в стратотипическом разрезе свиты выделяются три пачки, постепенно сменяющие друг друга. Нижняя, мощностью

500—600 м, образована разномзернистыми песчаниками, конгломерат-песчаниками и конгломератами бурого, буровато-серого, реже серого цвета. Красноцветные конгломераты основания свиты (30—40 м) состоят преимущественно из гальки кислых вулканитов. В песчаниках содержатся остатки флоры среднего девона: *Protolapidodendron scharianum* К г., *Svalbardia polymorpha* Н о е г.

В средней пачке резко преобладают сероцветные, зеленоватые, палевые слоистые средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты, медистые песчаники, в верхней части — известковистые песчаники, мергели и реже известняки с фауной брахиопод и мшанок живетского и франского возраста. Из брахиопод определены: *Mediospirifer medialis* Hall, *Cryptonella planirostra* Hall, *Mucrospirifer seid* N a l., *Spinocyrtia ali* N a l., *Cyrtospirifer* N a l. Мощность пачки 1400 м.

В верхней пачке (300—400 м) в обилии появляются красноцветные, главным образом мелкозернистые тонкослоистые песчаники и алевролиты с прослоями буровато-серых крупнозернистых разностей и гравелитов. Пачка венчается 20—30-метровым горизонтом красноцветных конгломератов, состоящих только из кварцевой гальки.

В Кумдыкольской синклинали чадринская свита отличается наличием в разрезе эффузивных пород.

Нижняя пачка мощностью 800—1000 м включает конгломераты основания свиты и горизонты темно-зеленых базальтов, перемежающихся с мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами, обогащенными в верхней части известковистым материалом. Средняя пачка мощностью 400—500 м сложена темными, почти черными тонкозернистыми известковистыми песчаниками, алевролитами, глинисто-карбонатными и глинисто-кремнистыми породами и известняками. Верхняя образована часто переслаивающимися зелено-серыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В ее низах содержатся редкие прослои известковистых песчаников и известняков, а также горизонты диабазов. Мощность отложений этой пачки достигает 1000 м. Среди флористических остатков здесь имеются живетские формы — *Barrandeina dusliana* К г. и появляются верхнедевонские — *Lepidodendropsis* cf. *theodory* (Z a l.) J o n g m., *Knorria* sp. (определения М. А. Сенкевич).

Чадринская свита на востоке Акжар-Борлинской структуры подразделяется на две части — живетскую и франскую [52]. Первая представлена двумя пачками — нижней, конгломератовой с прослоями песчаников и верхней, пестроцветной алевролито-песчаниковой с фауной живетского яруса общей мощностью от 450 до 1050 м. Франский ярус сложен внизу песчаниками и алевролитами с фауной майского горизонта (400 м), в середине — песчанистыми органогенными известняками и алевролитами (400—450 м) и вверху разреза — песчаниково-алевролитовой (450—600 м) пачкой с флорой верхнего девона. Переход от живетского яруса к франскому постепенный, граница между ними проводится в однородной песчано-алевролитовой толще по появлению майской фауны.

Живетско-франский возраст чадринской свиты в Шидертинском синклинории обоснован многочисленными находками фауны и флоры [33, 52].

Среднедевонско-франские отложения в Селетинском синклинории не расчленены на свиты. Куртозекской свите здесь, по-видимому, соответствует толща красноцветных песчано-конгломератовых отложений, перекрывающих несогласно жарсорскую свиту в бассейне рек Селеты и Акмурза, нижний — средний кембрий в западных предгорьях Ерементау и Нияз. Живетский и франский ярусы представлены пестроцветными грубозернистыми песчаниками, гравелитами, валунными и крупногалечными конгломератами, которые постепенно замещаются в западном на-

правлении от гор Ерементау и Нияз алевролитно-песчаниковыми отложениями с пластами мелкогалечных конгломератов.

Каракенгир-Жаксыконская подзона

Эта подзона прослеживается в юго-западном направлении из бассейна рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон к р. Кара-Кенгир и в предгорья Улутау, ограничиваясь с севера и юга Тенизской и Чу-Сарысуйской впадинами. Отложения девона расчленяются здесь на три подразделения (см. табл. 1, рис. 6). Главные отличительные черты отложений подзоны заключаются в том, что эффузивные породы основного состава сосредоточены здесь в среднем отделе, а не в нижнем, как в Селеты-Шидертинской подзоне (жарсурская свита), а также в преимущественном развитии озерных и речных накоплений и отсутствии прибрежно-морских фаций в живетском и франском ярусах.

Изучением стратиграфии девона Сарысу-Тенизского водораздела и Улутауского района занимались в разные годы коллективы геологов ГИН АН СССР, МГРИ, геологического факультета МГУ, Центрально-Казахстанского геологического управления, ИГН АН КазССР и других организаций. Первая стратиграфическая схема девона, не утратившая своего значения до сих пор, была разработана П. Л. Меркуловым и А. Е. Репкиной [89]. При последующих работах эта схема во многом уточнялась, дополнялась и детализировалась. Большое значение имели работы сотрудников МГУ Ю. А. Зайцева, О. А. Мазаровича, А. Е. Михайлова, В. Г. Тихомирова, В. А. Голубовского, А. Л. Юриной и многих других. Результаты исследований обобщены в 1971 г. на II стратиграфическом совещании в Алма-Ате и легли в основу рабочей корреляционной схемы девона Сарысу-Тенизского водораздела и района Улутау.

Нижний отдел

Кызылтауская свита выделяется на Сарысу-Тенизском водоразделе по аналогии с Улутау-Джезказганским районом, где она впервые была описана и отнесена к нижнему девону на основании находок флоры [39, 41].

Отложения кызылтауской свиты обнажены в бассейне рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон, севернее гор Желтымес, южнее пос. Алгабас (р. Сары-Кенгир), ур. Мешкейсор и северо-восточнее г. Теректы (рис. 8). Разобщенные выходы пород этой свиты протягиваются с юга на север на 150 км, с запада на восток на 45 км. В отмеченных пунктах отложения расчленялись ранее В. Г. Тихомировым и Э. И. Тихомировой [125] на две терригенные ниже-среднедевонские толщи, разделенные несогласием. Впоследствии эти толщи стали выделяться в тараншинскую и желтымесскую свиты [48]. Нижняя толща соответствует нижней части кызылтауской свиты с раннедевонской флорой, верхняя — вулканогенно-осадочной подсвите кызылтауской свиты с растениями нижнего и среднего девона (рис. 9).

Кызылтауская свита залегает резко несогласно на породах среднего — верхнего ордовика (р. Таранша) или местами на нижнем силуре без видимого структурного несогласия (горы Желтымес, ур. Мешкейсор, станция Кызылжар [122]).

Свита представлена зеленовато-серыми разномерными полимиктовыми и граувакковыми желтовато-розовыми и красноватыми аркозовыми песчаниками, полимиктовыми конгломератами и гравелитами. В основании свиты залегают базальные конгломераты, в средней и верхней частях разрезов развиты прослои известковистых и кремнистых раз-

ностей песчаников и алевролитов, черных и темно-серых известняков. В некоторых районах (пос. Алгабас, г. Теректы) распространения свиты преобладают красноцветные разногальчатые конгломераты, включающие пласты и пачки песчаников и гравелитов.

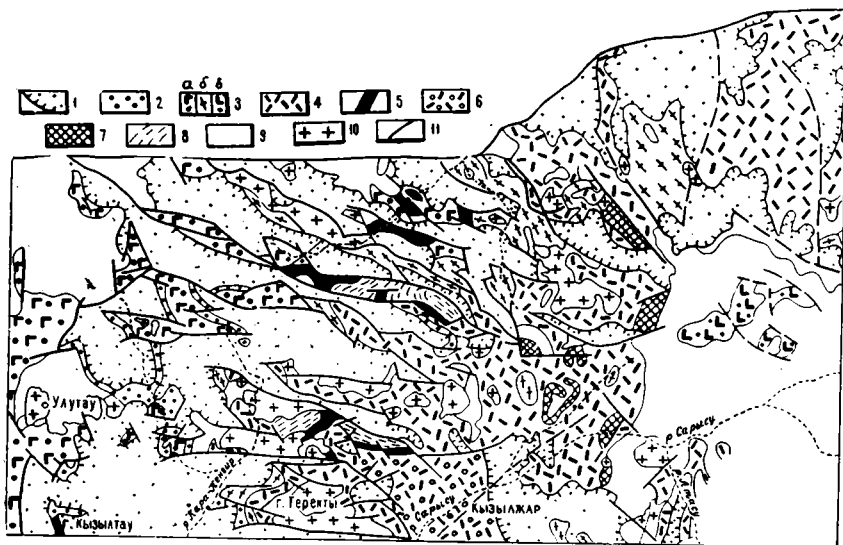


Рис. 8. Схема размещения девонских отложений в Каракенгир-Жаксыконской подзоне

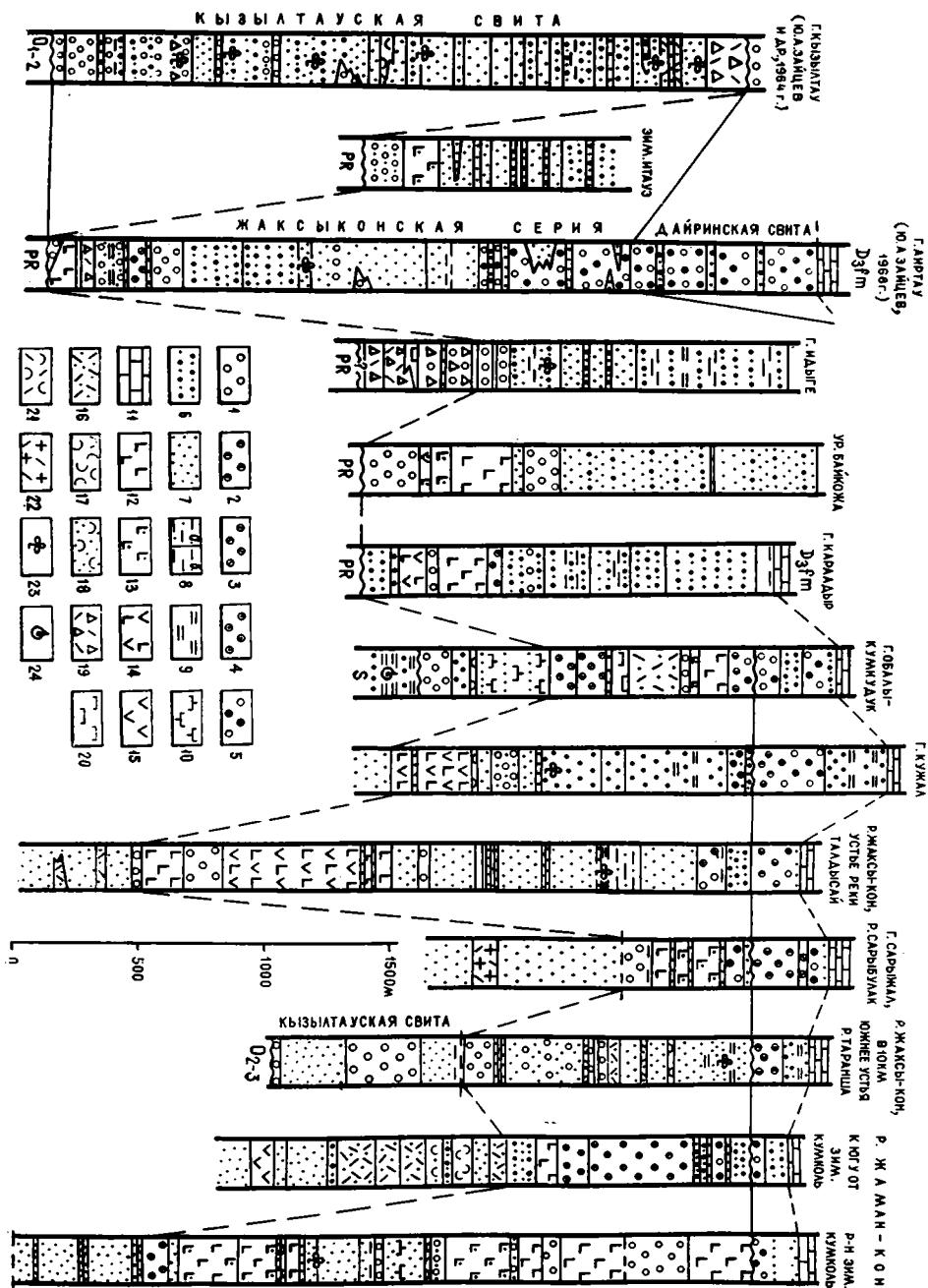
1 — фаменско-нижнекаменноугольные отложения; 2 — дайринская свита и ее аналоги; 3 — жаксыконская серия: а — андезито-базальт-молассовый, б — контрастный липарит-андезито-базальт-молассовый типы разреза, в — аналоги серии; 4—7 — свиты: 4 — угузтауская (желтымесская), 5 — кызылтауская (тараншинская), 6 — дегрезская, 7 — мунглинская; 8 — нижний силур; 9 — досилурийские отложения; 10 — девонские гранитоиды; 11 — разломы

Опорный разрез кызылтауской свиты в окрестностях одноименных гор на Эскулинском куполе состоит из двух толщ. Нижняя образована пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами общей мощностью до 550 м, верхняя сложена зелено-серыми и красно-бурыми полимиктовыми песчаниками и в меньшей мере конгломератами и гравелитами мощностью до 2000 м.

Разрезы кызылтауской свиты на Сарысу-Тенизском водоразделе отличаются от стратотипа меньшим количеством конгломератов, иным составом обломочного материала в терригенных отложениях и более однородным строением. На левобережье р. Жаксы-Кон (р. Таранша) на восточном борту Кирейского поднятия в разрезе свиты выделяются базальные конгломераты с гальками ордовикских эффузивных и интрузивных пород (40 м), пачка розовых существенно полевошпатовых слоистых песчаников с прослоями розовато-серых и зеленоватых разностей (270 м).

Восточнее, на правобережье р. Жаман-Кон (зимовка Кумколь, г. Аршаты), в разрезе свиты конгломераты отсутствуют. В средней части ее розовые песчаники замещаются серыми и зеленоватыми слоистыми полимиктовыми и граувакковыми разностями. Такое строение и состав характерны для внутренних частей области нижнедевонского осадконакопления.

Южнее пос. Алгабас на северном крыле Теректинского поднятия в свите вновь появляются грубообломочные отложения. На терригенных породах с фауной силура несогласно залегают мелко- и среднегальчатые



красноцветные конгломераты с хорошо окатанной галькой кварцитов, яшм и редко известняков (135 м), пачка красноцветных и серых песчаников (75 м) и толща переслаивающихся мелкогалечных конгломератов, серовато-зеленых песчаников с двумя прослоями бурых известняков, красноцветных и серых граувакковых грубозернистых песчаников и гравелитов. Мощность свиты 530 м.

К югу от ур. Мешкейсор в разрезе свиты развиты главным образом разногалечные конгломераты с разнообразной галькой осадочных и интрузивных пород. Среди конгломератов залегает несколько пластов песчаников, гравелитов и андезитов.

Кызылтауская свита условно относится к нижнему девону, так как нигде на Сарысу-Тенизском водоразделе в ней не обнаружены органические остатки. В отложениях, подобных описанным по литолого-фациальным признакам и стратиграфическому положению в районе гор Эскулы В. А. Голубовским и др. [39], была обнаружена флора *Drepanophycus gaspianus* (Dawson) Stockm., *Dr. spinaeformis* Goerp., *Zosterophyllum australianum* Lang. et Cookson, *Dawsonites arcuatus* Halle, *Taeniorada* sp., относящаяся, по заключению А. Л. Юриной, к нижнедевонским родам и видам.

Стратиграфически выше кызылтауской (тараншинской) свиты залегает согласно толща туфо-терригенных отложений, которая коррелируется О. А. Мазаровичем и др. [81] с верхней частью кызылтауской (район Улутау) или желтымесской (Сарысу-Тенизский водораздел) свитами. Эта толща пространственно тесно связана с кызылтауской и развита на тех же участках. Она сложена серо- и красноцветными песчаниками, с горизонтами конгломератов в низах и туфов кислого состава в верхах разреза. Эта толща на Сарысу-Тенизском водоразделе (реки Жаман-Кон и Таранша) начинается мощной (290 м) пачкой конгломератов с галькой андезитов, дацитов, гранодиоритов, яшм и песчаников. Выше залегает пачка розовых полевошпатовых песчаников с прослоями зеленовато- и розовато-серых разностей мощностью до 150 м. Восточнее (р. Жаман-Кон) в разрезе толщи конгломераты отсутствуют, среди серых песчаников присутствуют тонкие прослои алевролитов, черных песчаных известняков, пять горизонтов витрокристаллокластических туфов липаритов и несколько линз андезито-базальтов, а также красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты. На Теректинском поднятии (ур. Мешкейсор) этой толще отвечают, по-видимому, красноцветные конгломераты с несколькими пластами туфов кислого состава и песчаников, на Эскулинском куполе (г. Кызылтау) — пестроцветные песчаники с тремя пластами туфов (мощность до 200 м) с отпечатками растения *Taenella taeniata* Senk. низов среднего девона.

Средний отдел — франкий ярус верхнего отдела

Жаксыконская серия была выделена и детально изучена В. Г. Тихомировым у слияния рек Жаксы-Кон и Талдысай. В объеме серии В. Г. Ти-

Рис. 9. Схема сопоставления разрезов девона Каракенгир-Жаксыконской подзоны

1—5 — конгломераты: 1 — полимиктовые сероцветные, 2 — полимиктовые красноцветные, 3 — вулканомиктовые с галькой андезитов и дацитов, 4 — с галькой базальтов, 5 — красноцветные с галькой кислых эффузивов; 6, 7 — песчаники: красноцветные разнотернистые (6), сероцветные мелкозернистые (7); 8 — алевролиты (а), аргиллиты (б); 9 — туффиты; 10 — известковистые песчаники и алевролиты; 11 — известняки; 12, 13 — базальты массивные (12) и миндалекаменные (13); 14 — андезито-базальты; 15 — андезиты; 16—19 — туфы липаритового состава: кристаллокластические (16), пепловые (17), витрокристаллокластические (18), литокластические (19); 20 — игнимбриты; 21 — липариты; 22 — субвулканические липариты; 23 — флора; 24 — фауна

хомиров включает дайринскую свиту. По нашим наблюдениям [146, 149] и данным О. А. Мазаровича и др. [82], эта свита отделена от жаксыконской серии поверхностью регионального несогласия и является самостоятельной литолого-стратиграфической единицей (см. табл. 1, рис. 9).

Серия развита в бассейнах рек Кара-Кенгир, Сары-Кенгир, Кирей, Жаксы-Кон, Жаман-Кон и Ащилы. Область распространения ее ограничена на западе Карсакпайским и Арганатинским антиклинорными поднятиями, на востоке граница ее примерно совпадает с крайними западными выходами ордовикских и силурийских пород Теректинского поднятия. С юга отложения серии перекрыты верхнепалеозойскими накоплениями Джезказганской, а с севера — Тенизской впадин.

Жаксыконская серия образована серыми, зелеными, палевыми, бурыми граувакковыми, полимиктовыми и реже аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов, известняков и конгломератов, андезитобазальтами и андезитами с линзами вулканомиктовых конгломератов и песчаников. Во многих пунктах (р. Таранша, зимовка Кумколь, р. Ащилы, Жаксы-Шад и Жаман-Шад, к югу от пос. Алгабас и др.) в разрезе серии присутствуют выдержанные на большие расстояния пласты туфов и игнимбритов кислого состава, количество которых и мощности постепенно увеличиваются на юго-восток. По лито-фациальным особенностям и составу отложений серия подразделяется на три группы разрезов.

Разрезы первой группы представлены нижней осадочно-вулканогенной (талдысайская) и верхней красноцветной терригенной (аиртауской) свитами. Они характерны главным образом для периферической части области распространения жаксыконской серии (бассейн р. Сары-Кенгир, горы Кумадыр, Жамбыржаке, пос. Алгабас, горы Сарыжал, зимовка Кумколь и в верховьях р. Кирей). Талдысайская свита (или кыштауская) [48] сложена андезитобазальтами с прослоями и пластами липаритовых туфов и игнимбритов или пестроцветных песчаников и конгломератов. В основании разреза этой свиты часто залегают крупно- и среднегалечные конгломераты с хорошо окатанными обломками гранитоидов кварцитов, андезитобазальтов и лиловых дацитов (см. рис. 9). Мощность осадочно-вулканогенных отложений изменяется от 400 до 700—800 м. Аиртауская свита состоит из валунных и разногалечных бурых и красноватых конгломератов с обломками вулканических пород девонского облика, лиловых, кирпично-красных гравелитов и песчаников. Залегает эта сравнительно маломощная (120—400 м) свита на нижней без видимого несогласия.

Разрезы второй группы жаксыконской серии образованы тремя свитами. Они распространены во всей внутренней части области развития серии в бассейнах рек Кара-Кенгир, Талдысай, Жаксы-Кон. Нижняя, осадочно-вулканогенная и верхняя, красноцветная свиты имеют сходное строение и состав со свитами периферической зоны, но обычно более мощные. Средняя, сероцветная терригенная толща сложена зеленоватосерыми, палевыми песчаниками с прослоями алевролитов, известковистых пород, темных известняков, красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов. В ней местами (р. Таранша) присутствуют маломощные горизонты средне- и мелкообломочных туфов кислого состава. В известковистых песчаниках и алевролитах толщи по левобережью рек Талдысай, Жаксы-Кон, западнее г. Кужал содержится разнообразная флора и ихтиофауна живетского яруса. Мощность толщи до 1200 м.

Разрезы жаксыконской серии третьей группы развиты в нижнем и среднем течении рр. Жаман-Кон и Ащилы. В отличие от разрезов второй группы здесь аиртауская свита замещается существенно эффузивной толщей, которая залегают на сероцветных терригенных отложениях с флорой среднего девона и перекрывается резко несогласно дайринской

свитой. Она сложена андезито-базальтами, базальтами и меньше андезитами с несколькими горизонтами красноцветных вулканомиктовых и полимиктовых валунных конгломератов, песчаников и туфов кислого состава. Мощность толщи до 1200 м.

Возраст серии (во всяком случае, средней ее части) устанавливается по ископаемым остаткам, обнаруженным во многих пунктах западной половины Сарысу-Тенизского водораздела (см. табл. 1). Нижняя и верхняя возрастные границы ее условны и являются предметом постоянных дискуссий. О. А. Мазарович и др. [83] считают, что нижняя граница жаксыконской серии отвечает границе между нижним и средним девонем, верхняя проходит между живетским и франским ярусами.

В настоящее время нет объективных данных для определения возрастных границ жаксыконской серии, так как, во-первых, здесь не найдена флора эйфельского яруса в низах и пока нет флоры в аиртауской свите, во-вторых, не обнаружены органические остатки в подстилающей туфо-терригенной толще Сарысу-Тенизского водораздела, а единичные находки в горах Кызылтау указывают на эйфельский возраст этой толщи. Сейчас установлены достоверно нижняя и верхняя поверхности жаксыконской серии, первая из которых проходит по основанию талдысайской (кыштауской), а вторая — дайринской свит.

Верхний отдел

Дайринская свита. Красноцветные отложения свиты залегают в основании почти всех верхнедевонско-каменноугольных структур Сарысу-Тенизского водораздела. Они налегают на подстилающие породы с размывом и азимутальным несогласием. Такие соотношения фиксируются в бассейне нижнего и среднего течения рек Жаман-Кон и Жаксы-Кон, где породы жаксыконской серии претерпели наиболее интенсивные складчатые осложнения и имеют сравнительно крутые (30—40°) углы наклона. Юго-западнее в бассейне р. Кара-Кенгир, в верховьях рек Жаксы-Кон, Талдысай азимутальное несогласие не наблюдается и породы дайринской и аиртауской свит образуют единые складчатые структуры и различаются только по лито-фациальным признакам и изменениям в составе обломочного материала.

Дайринская свита сложена повсеместно красноцветными разногальечными и валунными конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Разрезы ее имеют трансгрессивный характер строения, что выражается в постепенном уменьшении размерности обломочного материала от нижних к более высоким горизонтам. В основании дайринской свиты залегает пласт конгломератов, в составе обломочного материала которых в отличие от красноцветных пород верхов жаксыконской серии наряду с обломками разнообразных порфиров содержится хорошо окатанные гальки и валуны андезито-базальтов, гранитоидов и кварцитов.

Выше базального горизонта залегает пачка средне- и мелкогальечных вулканомиктовых конгломератов с прослоями и линзами гравелитов, грубо- и среднезернистых аркозовых песчаников. Венчает разрез пачка сиреневых, лиловых, вишневых и бурых песчаников, включая в верхах сероцветные разности, часто известковистые, алевролиты и иногда песчаные известняки. Мощность дайринской свиты очень изменчива. На западе Сарысу-Тенизского водораздела она колеблется от нескольких сотен до 1000—1200 м, на востоке — от первых десятков до первых сотен метров.

Возраст красноцветных отложений дайринской свиты на основании находок видов *Leptophloeum rhombicum* D a w s., *Sphenophyllum subte-*

perrium Nath. и стратиграфического положения считается позднедевонским со скользящей верхней возрастной границей [83].

Жалаир-Найманская подзона

Подзона пространственно совпадает с одноименным синклинорием, а также включает Кишкенесорскую, Касымскую синклинали и погребенное продолжение последней на северо-восточном борту Чуйской впадины (ур. Саксаул-Дала, южнее станции Хантау). Эта подзона протягивается на 700 км от р. Сарысу на северо-западе до р. Ащису на юго-востоке. Девонские отложения приурочены к крупным синклинальным структурам: Жиделийской, Кишкенесорской, Касымской и Жельтауской, вытянутым и последовательно сменяющим друг друга по направлению с северо-запада на юго-восток. Разрезы девона этих структур неодинаковы (см. табл. 1, рис. 6).

Стратиграфию девона Жиделийской синклинали изучали Н. Г. Маркова [84], Л. Г. Никитина и В. М. Шужанов [106, 107], а также геологи ЦКТГУ при проведении геолого-съемочных работ (Н. А. Беркалиев, И. В. Кирьяков, Г. Д. Ахметова, М. Д. Трифан, А. М. Шужанов и др.).

Девон Южного Прибалхашья и Чу-Илийских гор детально исследовался сотрудниками Волковской экспедиции, геологами ЮКТГУ при геологическом картировании территории и тематических исследованиях Н. Г. Марковой [84], М. А. Сенкевич [118], С. Г. Токмачевой [32, 127], Л. Г. Никитиной и В. М. Шужановым [106]. Материалы всех этих работ легли в основу стратиграфической схемы девона, утвержденной стратиграфическим совещанием в Алма-Ате в 1971 г. Общепризнанным в этой схеме является разделение девонских отложений на коктаасскую, дегрезскую и другие свиты, последовательность их в разрезе, спорным — возраст и объем подразделений, а также правомерность выделения карасайской и кияхтинской свит [150].

Нижний отдел

Коктаасская свита. В Жиделийской структуре отложения этой свиты развиты в междуречье Каркалды, Жидели, Каипмергеннин-Карасу, Кенжебайсай и Теренсай (рис. 10).

Она подразделена здесь на нижнюю красноцветную туфо-песчаниковую и верхнюю сероцветную эффузивно-конгломератовую подсвиты [106, 150].

Нижнекоктаасская подсвита слагает две субпараллельные полосы северо-западного простирания. Первая прослежена от сора Сортанманай в долину р. Жидели (мог. Кипчакбай) и далее на юго-восток в район горы Тузколь, вторая — из района кол. Кенказган и род. Камыскудук и в низовья р. Каркалды. Эта подсвита лежит с параллельным несогласием на верхнем ордовике и резко несогласно на докембрийских образованиях Жуантобинской структуры (кол. Камыскудук и западнее мог. Кипчакбай).

Разрез подсвиты начинается пачкой зелено-серых и табачно-зеленых полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов, содержащих флору раннего девона, с горизонтом грязно-серых базальных гравелитов и конгломератов в основании. Выше залегают серо- и красновато-розовые кварц-полевошпатовые песчаники (500—600 м) с тремя-шестью маркирующими горизонтами (1—10 м) голубовато-зеленых и сиреневых пепловых и мелкообломочных туфов, с маломощными пачками серо-зеленых алевропесчаников и алевролитов с остатками флоры *Tastaeophyton bulacus* Senk., *Jugumella jugata* Senk., *J. burubaensis*

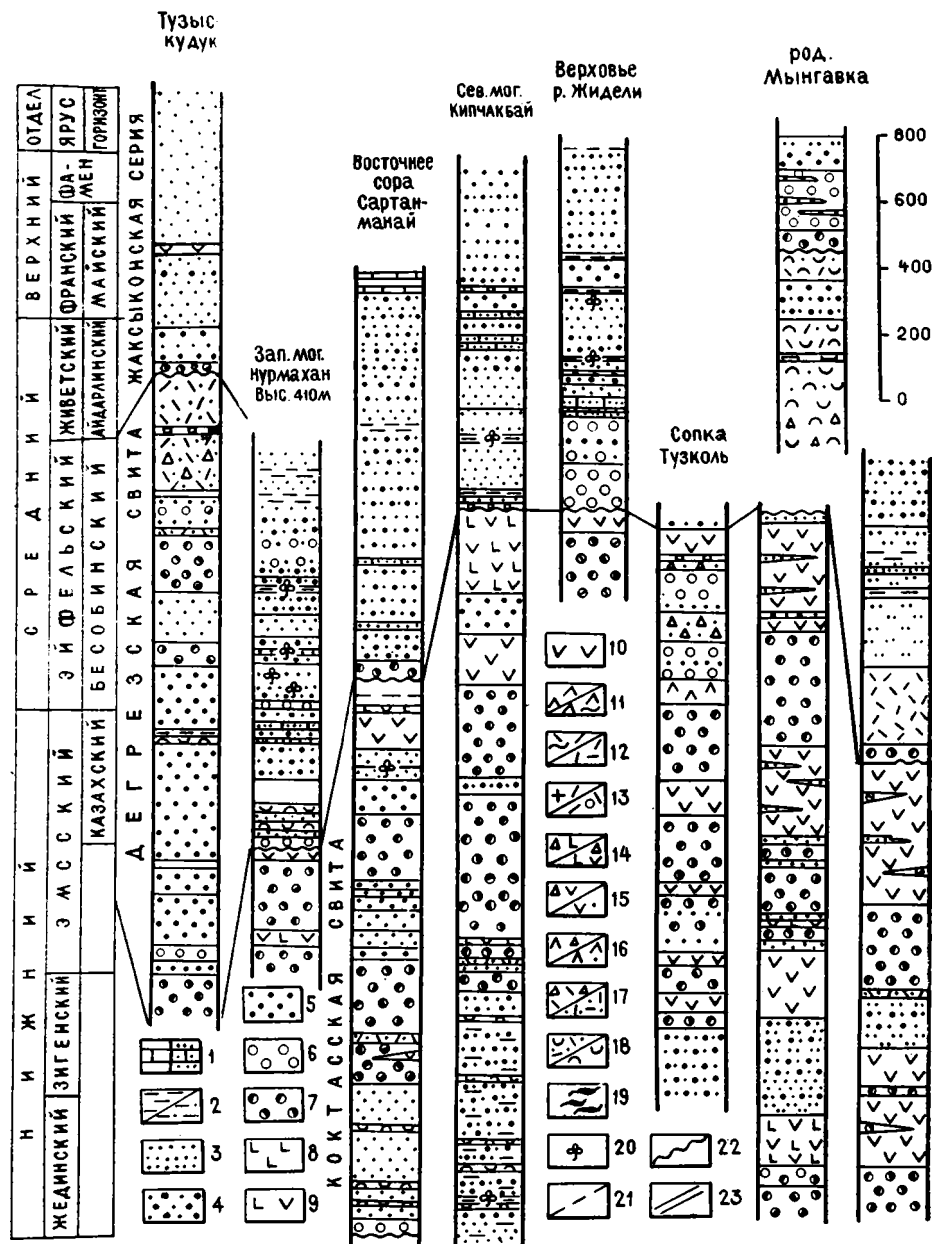


Рис. 10. Сопоставление разрезов северо-западной части Жалаир-Найманской подзоны

1 — известняки и песчаные известняки; 2 — алевролиты; 3—5 — песчаники: 3 — мелко- и среднезернистые, 4 — разномзернистые, 5 — крупнозернистые и гравелиты; 6, 7 — конгломераты: 6 — полимиктовые, 7 — вулканические; 8 — базальты; 9 — андезитово-базальты; 10 — андезиты; 11 — дациты массивные и флюидальные; 12 — липариты флюидальные и массивные; 13 — липариты субвулканические массивные и флюидальные; 14—18 — туфы: 14 — литокластические базальтового, андезитово-базальтового состава, 15 — андезитового состава лито- и кристаллокластические, 16 — дацитового состава лито- и кристаллокластические, 17 — липаритового состава лито- и кристаллокластические, 18 — витрокристалло- и витрокластические; 19 — игнимбриты; 20 — флора; 21 — разрез неполный; 22, 23 — несогласия: 22 — азимутальное, 23 — параллельное

Senk., *Taeniocrada* sp. раннего девона. Переходы между терригенными породами различной окраски или размерности обломочного материала постепенные, без резко выраженных границ. Подсвета имеет очень выдержанные по простиранию строение и состав. Мощность изменяется от 500 до 800 м.

Верхнекоккасская подсвета структурно тесно связана с нижней. Она сложена грязно- и буровато-серыми, реже лиловыми вулканомиктовыми конгломератами, андезитами и андезито-базальтами, разномиктовыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами, которые обособляются в мощные пласты или пачки. Подсвете свойственно грубое слоистое или линзослоистое строение, многократное чередование в разрезах осадочных и вулканогенных пород. Для всех разрезов характерна такая последовательность: в нижней части выделяется пачка переслаивания конгломератов и песчаников с линзами андезитов и их туфов; средней свойственно чередование андезитов и андезито-базальтов с конгломератами и песчаниками, верхней — переслаивание песчаников с эффузивами средне-основного и дацитового состава; местами присутствуют кислые литокластические туфы и пласты конгломератов. Мощность подсветы от 1400 до 2000 м. В песчаниках средней части разреза севернее мог. Кипчакбай найдена флора *Jugumella burubaensis* Senk., cf. *Maubasia notabilis*, *Taeniocrada* sp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk.

Возраст коккасской свиты и обеих ее подсвет по обнаруженным флористическим остаткам в Жиделийской структуре устанавливается как раннедевонский (сарджальский горизонт).

В Кишкенесурской и Касымской структурах к коккасской свите относятся существенно терригенные отложения, которые помещаются всеми исследователями в нижнюю часть разреза девона. Коккасская свита обнажается юго-восточнее и южнее горы Акбастау на западных бортах р. Каратал и в бассейне оз. Касым (рис. 11). Она залегает резко несогласно на докембрийских образованиях в районе г. Акбастау и на верхнем кембрии юго-восточнее оз. Касым. Свита начинается крупногалечными конгломератами с полимиктовой галькой, выше она сложена разномиктовыми красно- и пестроцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами, среди которых встречаются прослои вишневых и бордовых алевролитов, единичные пласты туфов кислого состава. В юго-восточной части Кишкенесурской синклинали терригенные отложения вмещают единичные пласты андезито-базальтов, в северо-западной (южнее г. Акбастау) количество эффузивов увеличивается в несколько раз (см. рис. 11). Фациальные изменения выражаются главным образом в замещении песчаников гравелитами и местами (р. Коктал, оз. Касым) ненасыщенными конгломератами. Очень не выдержаны по простиранию вулканогенные породы, присутствующие на всех участках развития свиты, но в переменных количествах. Мощность отложений свиты изменяется от 500—600 м на северо-западе до 1200 м на юго-востоке синклинали.

В Жельтауской структуре коккасская свита слагает разобщенные выходы в районе г. Котнак, род. Жамбасчи, в ур. Андасай, верховьях р. Шагырлы (мог. Мулалы), горах Койжарылган, в бассейне р. Карасай, севернее пос. Мирный и р. Куеликара, в окрестностях гор Анархай, а также узкую моноклираль на юго-востоке Чу-Илийских гор в междуречье Сарыбулак — Ащису. К этой же свите относятся пестро- и красноцветные осадочные отложения у г. Байгара, на северо-восточном склоне гор Койжарылган, севернее и восточнее г. Дегрез, в среднем течении р. Жингелды и Шолак, севернее станции Хантау, в низовьях рек Сарыбулак и Жидели. Здесь эта свита залегает на верхнем ордовике или на нижнем силуре без видимого структурного несогласия, что наблюдается на всем

протяжении Чу-Илийских гор от р. Ащису на юго-востоке до гор Байгара и Котнак на северо-западе.

Выделяются два типа разрезов свиты: вулканогенный и существенно терригенный.

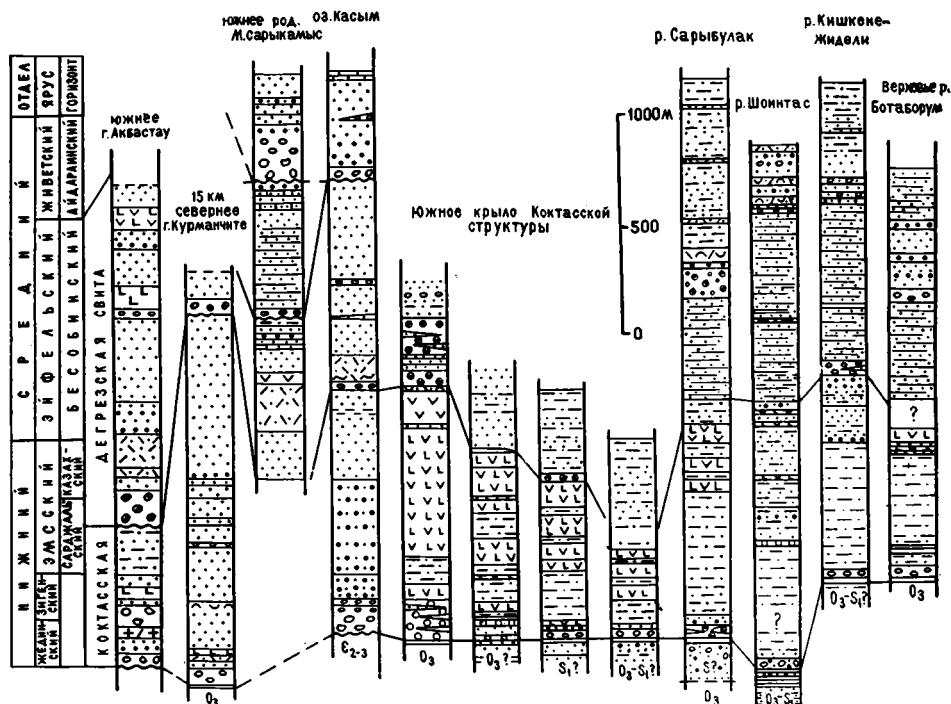


Рис. 11. Сопоставление разрезов средней части Жалаир-Найманской подзоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 10

Отложения первого типа — это серо-бурые, серо-лиловые и темные зелено-серые эффузивы андезито-базальтового, реже базальтового и андезитового состава, красноцветные вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники. В некоторых разрезах присутствуют тонкие (до 1—2 м) прослои хемогенных известняков, пласты литокластических дацитовых туфов, маломощные пачки бордовых и красно-вишневых алевролитов. Характерны многократное чередование вулканогенных и осадочных пород, относительная выдержанность состава и строения по простиранию. Такого типа отложения распространены на северо-восточном склоне Чу-Илийских гор (низовья рек Карасай, Куеликара, Ботаборум, Тесик) и на юго-востоке в междуречье Копалысай—Ащису (рис. 12). В основании разрезом свиты во всех этих районах залегает пачка базальных конгломератов переменной мощности (от 15 до 200 м) с разнообразной и хорошо окатанной галькой. Выше следует переслаивание андезито-базальтов с вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками. Здесь на разных уровнях, но чаще вверху присутствуют андезиты и андезито-дациты и их туфы. Верхи свиты сложены красноцветными песчаниками с прослоями гравелитов в верховьях р. Шагырлы и род. Коктас, вулканомиктовыми конгломератами в среднем течении р. Карасай, андезитами в междуречье Копалысай — Ащису.

Отложения коктасской свиты существенно терригенного типа развиты по юго-западному борту Ащису-Жельтауской структуры. Коктасская

свита в этих районах содержит мало (до 200 м) эффузивов и конгломератов, состоит в основном из песчаников и алевролитов вишневого, бордового, сургучно-красного цвета с 2—3 тонкими прослоями салатно-зеленых и голубых туфов и туффитов.

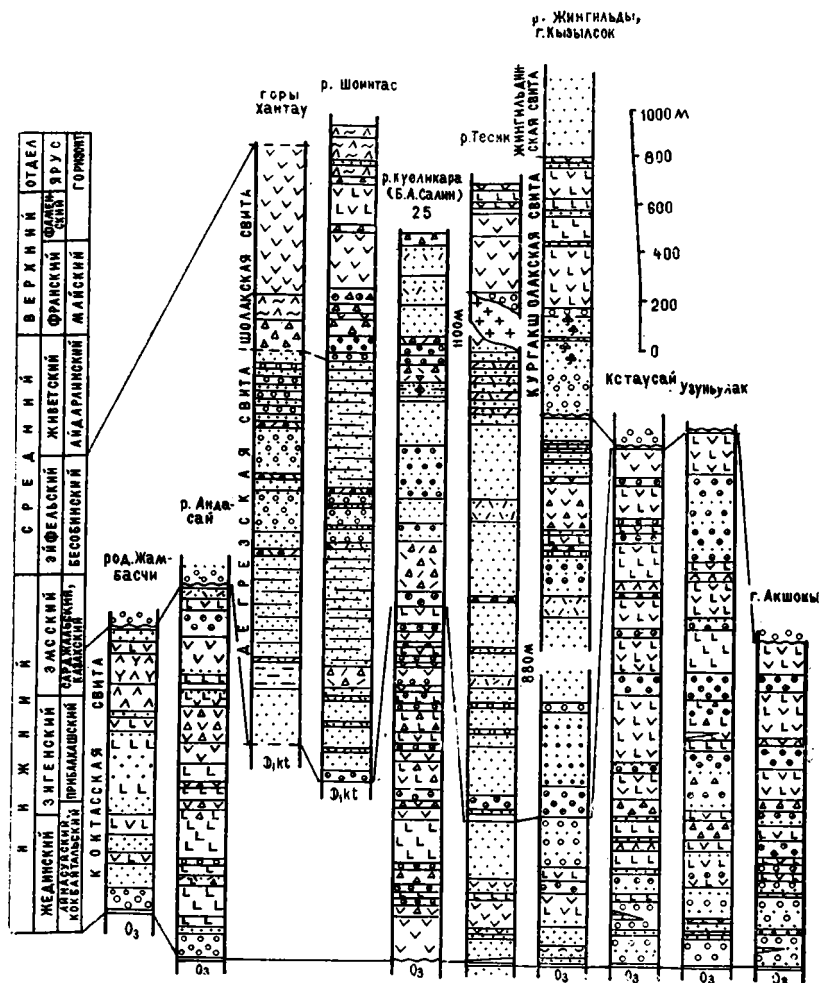


Рис. 12. Сопоставление разрезов юго-восточной части Жалаир-Найманской подзоны
Условные обозначения те же, что и на рис. 10

Характерным компонентом, позволяющим сопоставлять этот существенно осадочный тип разреза с вулканогенным, является горизонт базальных конгломератов. Они состоят из разнообразных галек, среди которых на отдельных участках много известняков с фауной лудловского яруса. Базальные конгломераты залегают, очевидно, в виде линз малой (до 20 м) мощности, и местами (восточнее р. Тесик) они выпадают из разреза. Вышележащие красноцветные песчаники с туфами и туффитами налегают непосредственно на верхний ордовик. Мощность красноцветных отложений здесь резко сокращена и не превышает 500 м. Коктасская свита южных и западных предгорий гор Хантау, а также северных склонов гор Майжарылган и Койжарылган образована вишнево-красными и бордовыми слюдястыми мелкозернистыми песчаниками и

алевролитами с 2—5 пластами вулканитов (до 1200 м) и толщей буровато-серых кварц-полевошпатовых песчаников (450—1100 м). В основании ее залегают базальные красноцветные конгломераты (20—250 м) с галькой сланцев, гнейсов, кварцитов, песчаников, местами органогенных известняков с фауной лудловского яруса.

Мощность коктаасской свиты в разрезах вулканогенного типа до 1500—2000 м, в существенно осадочных 2000 м.

Из песчаников верхней части коктаасской свиты, восточнее р. Жингельды, Ю. С. Надлером определены споры, сходные с комплексами спор нижнего девона окраин Кузбасса [150].

Нижний — средний отделы

Дегрезская свита. Эта свита развита на всем протяжении Жалаир-Найманского синклинория, где выполняет небольшие разобщенные синклинали.

В северо-западной части подзоны дегрезская свита налегает несогласно на нижнедевонские, редко на верхнеордовикские толщи. Она сложена пестроцветными терригенными отложениями и вулканитами кислого состава, по количественному соотношению которых выделяются два типа разрезов свиты. Первый из них характерен для района сопок Аксу, Шоқысы, Конуртобе. Он представлен перемежаемостью гравийно-галечных и пирокластических пород с пачками грубых аркозовых песчаников. Разрезы свиты здесь фрагментарны, обычно без кровли и подошвы. К дегрезской свите они относятся на основании параллелизации маркирующих горизонтов мелкообломочных туфов кислого состава (см. рис. 10). В низовьях р. Теренсай свита сложена красноцветными песчаниками со среднедевонской флорой, тремя-пятью пластами полимиктовых конгломератов с галькой кварцитов, гранитоидов, кислых эффузивов и тремя маркирующими горизонтами липаритовых туфов.

Юго-восточнее р. Каипмергеннин-Карасу дегрезская свита слагает небольшие разобщенные мульды западнее мог. Нурмахан, севернее мог. Кипчакбай, в бассейне р. Жидели и в районе горы Бель. В этих структурах преимущественно развиты песчаники с примесью незначительного количества пирокластических и галечных отложений (см. рис. 11). Разрезы свиты во всех мульдах начинаются полимиктовыми валунными конгломератами с галькой вулканитов среднего и кислого состава, кварцитов, песчаников, редко интрузивных пород мощностью от 25 до 200 м. Выше залегает пачка песчаников и гравелитов с двумя-тремя пластами мелкообломочных туфов кислого состава и липаритов, затем пачка пестроцветных, часто известковистых песчаников с двумя-пятью пластами миндалекаменных базальтов (1—50 м) и прослоями хемогенных темно-серых известняков (1—5 м). В верхах свиты развиты пестро-красноцветные кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые песчаники, мелко- и среднегалечные конгломераты с пестрым по составу обломочным материалом, гравелиты и реже алевролиты. Мощность отложений более 800—1000 м.

В нижней части дегрезской свиты в верховьях р. Жидели западнее мог. Нурмахан и южнее г. Борбас обнаружены остатки *Cooksonia crassiparietilis* Jur., *Zosterophyllum australianum* Lang. et Cooks., *Z. rhenanum* Krg. et W., *Drepanophycus spinaeformis* Coerp., *Lidasitophyton akkermensis* Senk. раннедевонского возраста, по заключению М. А. Сенкевич.

В Кишкенесурской и Касымской структурах отложения дегрезской свиты прослеживаются непрерывной полосой от г. Акбастау до оз. Касым (см. рис. 11). Разрезы свиты очень изменчивы, но главные признаки

ее строения и состава выдерживаются на всей площади этих структур. В нижней части залегает пачка красноцветных конгломератов с галькой вулканитов кислого и среднего состава, кварцитов, кварца, гранитоидов, песчаников, порфириидов и сланцев. В этой пачке присутствуют прослои и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов. Выше обособляется пачка лиловых и серых туфов, иногда игнимбритов и липаритов (мощность 100—300 м), на которой залегает мощная толща бордовых, серых, бурых разномзернистых песчаников с пластами алевролитов. На разных уровнях разреза присутствуют конгломераты с галькой кислых эффузивов, гравелиты и туфы. Эта толща в некоторых районах (родники Коктал, Сарыкамыс) расчленяется на три части: нижнюю, конгломерат-песчаниковую, среднюю, терригенно-туфовую с прослоями андезитов и верхнюю, песчаниковую. В междуречье Коктал — Андасай южнее г. Байгары в песчано-туфовой пачке содержится флора типа *Psilopsida* [127]. Мощность отложений здесь 1500 м, на северо-западе в районе г. Акбастау 1200—1600 м, в центральной части (родники Коктал, Сарыкамыс), по данным С. Я. Шувалова, около 4500 м.

В Жельтауской структуре дегрезская свита развита в Алакольской, Куеликаринской, Кызылсоксской, на западе Карасайской синклиналей и по южному обрамлению Жельтауского гранитного массива. К этой же свите отнесены мелкие блоки туфо-терригенных накоплений в низовьях р. Карагоз и на западном борту ур. Куланутпес, зажатые между крупными субвулканическими телами кислого и субщелочного состава.

Повсеместно свита налегает без видимого структурного несогласия на нижнедевонские отложения. Она представлена двумя типами разрезов: вулканогенно-осадочным и существенно терригенным. Первый характерен для всех перечисленных синклиналей, второй прослеживается от гор Майжарылган в западных и южных предгорьях гор Хантау.

Разрезы первого типа — это переслаивание красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов и их туфогенных разновидностей с пачками липаритовых туфов и игнимбритов (до 200 м), единичными пластами лав кислого и среднего состава. Свите свойственны слоистое и линзослоистое строение, частая смена разномзернистых терригенных пород по простиранию и в разрезе, резкое преобладание терригенных и вулканогенно-осадочных пород над вулканическими (до 30%). Характерными и своеобразными породами свиты являются красноцветные конгломераты и гравелиты с обломками кислых эффузивов с примесью андезитов, гранитоидов, кварцитов, а также вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники всех гранулометрических групп, среди которых больше всего крупно- и среднезернистых разновидностей. Мощность свиты 1200—2000 м.

Разрезы отложений дегрезской свиты второго типа отличаются резким преобладанием тонкозернистых слюдистых песчаников и алевролитов, тонкослойным строением, малым количеством (5—10%) конгломератов и туфов. В основании свиты всегда присутствует вулканомиктовый конгломерат с галькой кислых вулканитов мощностью от 30 до 150 м. В наиболее полных разрезах (г. Кызылтас и в междуречье Сарыбулак — Шоинтас) свита подразделена на четыре пачки. Нижняя, туфо-терригенная сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с красноцветными конгломератами и туфами кислого состава (310 м). Выше залегают слоистые мелко- и среднезернистые песчаники и алевропесчаники с прослоями табачно-зеленых алевролитов (520 м), которые сменяются пачкой переслаивающихся песчаников, конгломератов и гравелитов с прослоями кислых туфов (350 м). В верхней части обособляется мощная (530 м) пачка мелко- и среднезернистых красно- и сероцветных песчаников.

Данные о возрасте дегрезской свиты очень скудны. Все известные

сейчас находки флоры (район оз. Алаколь, р. Куеликара и г. Кызылсок) представлены *Protolepidodendron scharianum* Кг., *P. sp.*, *Taenioocrada* sp. среднедевонского возраста [127, 150]. Остатки флоры обнаружены повсеместно в средней части разреза, примерно в 700—900 м от основания, что не позволяет однозначно судить о возрастных границах свиты.

Средний — верхний отделы

Отложения этих отделов развиты на небольших разобщенных участках северо-западной, центральной и юго-восточной частей Жалаир-Найманской подзоны. Они слагают несколько литолого-стратиграфических подразделений разного состава, строения и возраста, которые получили разные названия.

На северо-западе подзоны эти отложения относятся к жаксыконской серии, в центральной части — к курманчинской и бетпак-далинской свитам среднего девона и сарыкамышской свите франского яруса [150], на юго-востоке подразделяются С. Г. Токмачевой и др. [127] на шолакскую, кургакшолакскую и жингильдинскую свиты. Схема расчленения среднего и верхнего девона, принятая в работе, несколько отличается от ранее предложенных схем (см. табл. 1).

Жаксыконская серия. Отнесение средне-верхнедевонских отложений к Жалаир-Найманской подзоне к жаксыконской серии дискуссионно по ряду причин. При среднемасштабной геологической съемке легендой бетпак-далинской серии было предусмотрено выделение жаксыконской серии, что нашло отражение на геологических картах Жалаир-Найманского синклинория. В процессе крупномасштабного картирования юго-восточной части синклинория геологами ЮКТГУ и других организаций отложения среднего — верхнего девона были расчленены на свиты или толщи, и наименование «жаксыконская серия» перестало употребляться. То же самое произошло и в хорошо изученном северо-западном окончании синклинория (Западно-Атасуйский район), где геологами Жайремской экспедиции были выделены новые свиты [14]. В результате для отложений, относимых ранее к жаксыконской серии, было предложено восемь новых названий свит. Видимо, целесообразно выделять несколько разновозрастных свит в разных районах, но их следует объединять в жаксыконскую серию, которая отражает единый и общий для всей территории подзоны этап седиментации континентальных средне-верхнедевонских отложений.

Жаксыконская серия северо-западного окончания Жалаир-Найманской подзоны (Западно-Атасуйский район) развита в междуречье Коктас — Кенжебайсай, ур. Акшагат, окрестностях гор Тасжарган. В разрезе серии здесь выделены две части: нижняя, пестроцветная базальтово-песчаниковая и верхняя, красноцветная туфо-песчано-конгломератовая. Они имеют между собой согласные стратиграфические контакты и постепенный литологический переход. Нижняя толща серии соответствует по всем признакам талдысайской, верхняя — аиртауской свитам жаксыконской серии Сарысу-Тенизского водораздела.

Нижняя толща сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками полимиктового, грауваккового, реже аркозового состава, в меньшей мере гравелитами и полимиктовыми конгломератами. В средней части разреза присутствуют темно-серые базальты, андезито-базальты и реже андезиты, лилово-серые литокластические туфы основного состава. Мощность вулканитов непостоянна и изменяется от нескольких десятков до 300—400 м при общей мощности 1000—1500 м. В песчаниках и алевролитах нижней части разреза свиты М. К. Бахтевым собрана флора *Taenio-*

crada sp., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis* sp., в средней — *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur., *B. striata* Jur. (определения А. Л. Юриной).

Верхняя толща отличается красноцветной окраской пород, грубообломочным характером терригенных осадков и наличием пирокластолитов кислого состава. В строении ее участвуют лиловые, вишневые, сиреневые разнозернистые песчаники и гравелиты, разногалечные и валунные конгломераты, сиреневые туфопесчаники и туфо-алевролиты. В верхах разреза среди терригенных пород залегают субшелочные базальтоиды и мелкообломочные туфы липаритов.

Эффузивы основного состава образуют обычно линзы, поэтому в одних разрезах ими сложены в верхней части толщи мощные пачки (300—400 м), в других они отсутствуют или слагают единичные выклинивающиеся пласты. В алевролитах толщи обнаружены остатки *Prelepidodendron* sp. [14].

Жаксыконская серия западной Бетпак-Далы существенно отличается по составу и строению от Западно-Атасуйского и Сарысу-Тенизского районов. Она сложена главным образом красноцветными терригенными отложениями с незначительным количеством вулканитов и пестроцветных песчаников. В ее основании залегает пачка полимиктовых конгломератов (150—200 м) с галькой кварцитов, кварца, кислых вулканитов и гранитоидов, перекрывающая без видимого несогласия дегрезскую свиту. Выше расположена мощная (до 1000 м) толща песчаников, вначале пестроцветных с пластами конгломератов, туфов и туффитов кислого состава, затем красновато-коричневых мелкозернистых разностей с тонкой плитчатой отдельностью. В верхней части присутствуют два-три маломощных (10—20 м) горизонта андезито-базальтов и несколько прослоев серых известковистых песчаников и гравелитов. Мощность серии более 1200 м.

В средней части Жалаир-Найманской подзоны жаксыконская серия расчленяется на три части — нижнюю, базальтовую, среднюю, пестроцветную (бетпак-далинская свита) и верхнюю, красноцветную (сарыкамская свита).

Нижняя часть серии распространена в Кишкенесорской структуре и представлена базальтами, песчаниками, конгломератами, редко алевролитами с флорой *Betpakphyton rhombicum* Senk., *Tamarella taeniata* Senk., *Taeniocrada* cf. *dubia* Kr. et W., *Protolepidodendron* cf. *scharianum* Kr.

В основании бетпак-далинской свиты прослеживается пачка (200—390 м) крупногалечных и валунных вулканомиктовых конгломератов. Выше она сложена пестроцветными кварц-полевошпатовыми и вулканомиктовыми разнозернистыми песчаниками, слюдястыми алевролитами, реже песчанистыми известняками и медистыми песчаниками с отпечатками растений. Растительные остатки найдены, по данным М. А. Сенкевич, примерно в 400—500 м от подошвы свиты. Они однообразны по составу и представлены: *Taeniocrada decheniana* Goerp., cf. *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Archaeosigillaria rotunda* Senk., *Lepidodendropsis* sp., *Betpakphyton rhombicum* Senk., *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur., *B. sp.*, cf. *B. agadirica* Senk. Сарыкамская свита развита локально к востоку и северо-востоку от кол. Сарыкамыс, к югу от выс. Торткудук, к югу и западу от кол. Тюльку-Карама. Свита подразделяется С. Я. Шуваловым на две пачки: нижняя сложена бурыми, сиренево-розовыми конгломератами, крупногалечными в основании и разногалечными в верхних частях пачки с хорошо окатанной галькой кварцевых порфиров, основных и средних эффузивов. Среди конгломератов отмечены прослои грубозернистых песчани-

ков. Верхняя пачка состоит из вишнево-красных, серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность свиты 700—1000 м.

Жаксыконская серия в юго-восточной части Жалаир-Найманской подзоны выделяется только в Кызылсоксской синклинали. Она образована здесь нижней кургакшолоакской и верхней жингильдинской свитами (см. рис. 12). Отложения нижней свиты в Кызылсоксской структуре залегают на дегрезской через мелкогалечные конгломераты (40 м) и гравелиты с галькой эффузивов кислого и среднего состава. Свита подразделена на две части: нижняя представлена пестроцветными мелкозернистыми песчаниками, реже туфопесчаниками, гравелитами, конгломератами, двумя горизонтами липаритовых туфов (3 и 27 м) и хемогенных известняков. Мощность пачки 600 м. Верхняя часть сложена серовато-зелеными миндалекаменными базальтами, диабазами, андезито-базальтами, андезитами, расслоенными пестро- и красноцветными песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность свиты до 1700 м. В нижней ее части в серовато-табачных песчаниках обнаружены *Cooksonia* (?) *degrezensis* Senk., *Taeniocrada* cf. *langi* Stockm., *T.* cf. *dubia* Kr. et W., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Protopteridium* cf. *hostimense* Kr., по определению М. А. Сенкевич, среднедевонского возраста.

Верхняя свита жаксыконской серии в Кызылсоксской синклинали налегает на кургакшолоакскую без видимого несогласия и существенного размыва. Она начинается маломощным горизонтом (5—10 м) грубых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с плохоокатанными обломками кислых вулканитов, редко кварцитов, сланцев и кварца. Выше залегают красновато-коричневые и красновато-бурые, хорошо сортированные средне- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые, часто слюдистые песчаники с отдельными прослоями буровато-серых и зеленоватых разностей. В последних на левобережье р. Тюлькули содержится флора *Lepidophloeum australe* (M'Co y), *L. rhombicum* D a w s. Мощность свиты до 500 м.

Сравнение разрезов средне-верхнедевонских отложений по всей площади Жалаир-Найманской подзоны указывает на их большое сходство по составу, строению и заключенным в них органическим остаткам. Особенно похожи главные компоненты серии — базальтоиды и осадочные отложения озерного и речного происхождения. Сопоставление этих разрезов с разрезами жаксыконской серии Сарысу-Тенизского водораздела также свидетельствует об общности их главных признаков и особенностей, что позволяет уверенно проводить корреляцию средне-верхнедевонских отложений описанных регионов (подзон) Центрального Казахстана.

ПРЕДЧИНГИЗ-ЗАПАДНО-ПРИБАЛХАШСКАЯ ЗОНА

Эта зона совпадает с девонским вулканическим поясом А. А. Богданова, т. е. включает Акбастауский, Баянаульский, Карагандинский, Конский, Сасырлыкский и Западно-Прибалхашский синклинали. Она ограничена крупными региональными разломами, отделяющими ее от Джунгаро-Балхашской мегазоны по внутреннему или от сопряженных с ней впадин и поднятий по внешнему обрамлению (см. рис. 1). Девон этой зоны представлен континентальными вулканогенными отложениями основного, среднего и кислого состава и в подчиненном количестве вулканомиктовыми терригенными накоплениями. По составу и особенностям строения вулканогенных разрезов описываемая зона подразделяется на шесть подзон, в трех из которых преобладают вулканиты кислого, а в остальных нижняя часть разреза сложена средне-основными, а верхняя — кислыми, преимущественно пирокластическими отложениями.

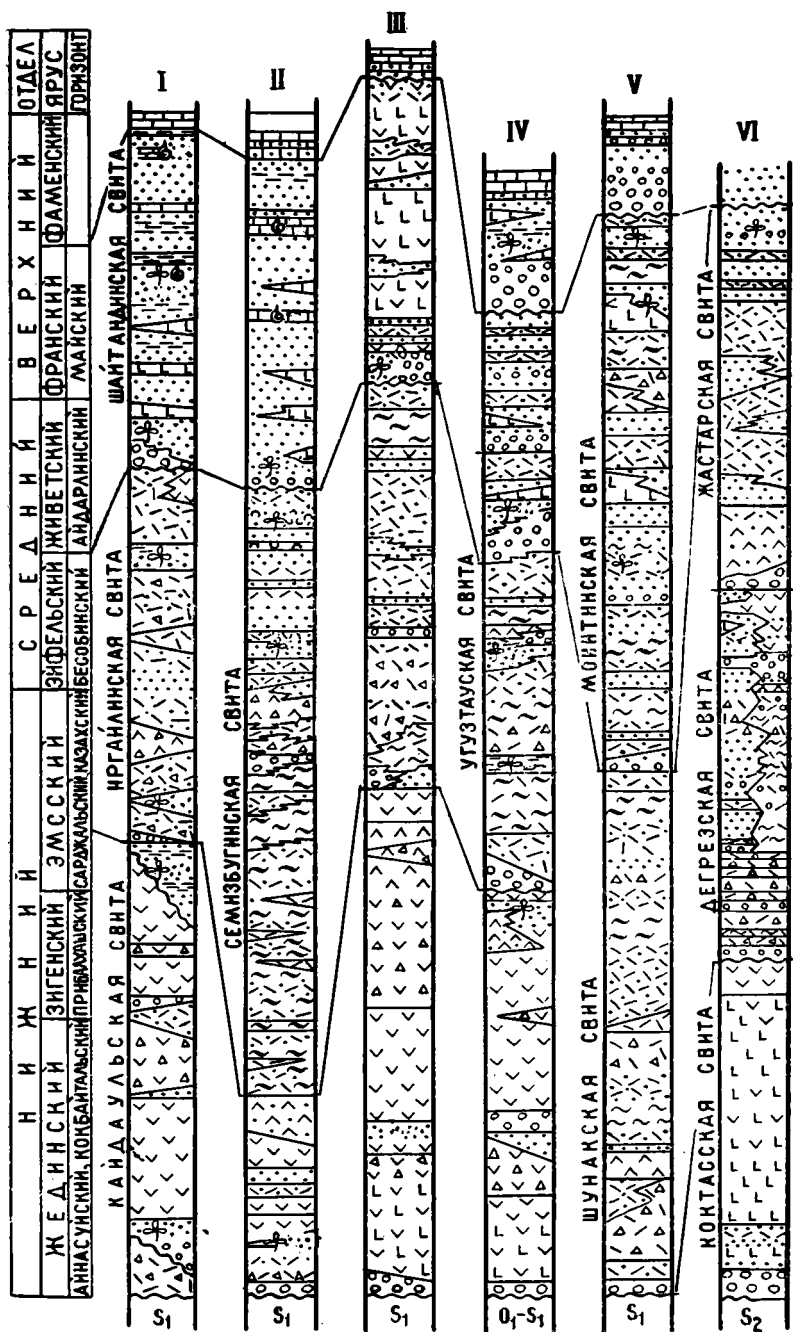


Рис. 13. Сопоставление разрезов Предчингиз-Западно-Прибалхашской зоны

Подзоны: I — Предчингизская, II — Семизбугинская и Карагандинская, III, IV — Сарысу-Тениз-Атасуйская, V — Шунакская, VI — Западно-Прибалхашская. Условные обозначения те же, что и на рис. 10

В отдельных подзонах (Сарысу-Тениз-Атасуйской, Шунакской, Предчингизской) верхняя часть разреза представлена гетерогенной базальт-липаритовой свитой (моинтинская и др., рис. 13).

Предчингизская, Семизбугинская и Карагандинская подзоны

Эти подзоны составляют северо-восточную часть девонского или позднекаледонского вулканического пояса Центрального Казахстана. Они прослеживаются из района Караганды в окрестности гор Семизбугу, Кызылтау и далее на юго-восток в Юго-Западное Предчингизье. Отложения девона этих подзон выполняют крупные изометричные или вытянутые синклинии, наложенные главным образом на структуры силура с азимутальным и стратиграфическим несогласием. Они представлены наземными вулканическими и в меньшей мере красноцветными терригенными осадками. Для вулканогенных отложений в одних подзонах характерны вулканические свиты существенно андезитового, липаритового и андезито-базальтового состава, в других развиты только одна или две из этих свит (см. табл. 1), что послужило одним из оснований для разделения этой части пояса на три подзоны: Карагандинскую, Семизбугинскую и Предчингизскую (см. рис. 1, 2) [44, 105].

Изучением стратиграфии девона после основополагающих работ Н. Г. Кассина, Г. Ц. Медоева, Г. Л. Кушева, А. А. Богданова и Н. Ф. Балуховского (1938—1950 гг.) занимались коллективы геологов поисково-съёмочных партий ЦКТГУ, ЦКЭМГУ и ИГН АН КазССР при средние и крупномасштабном картировании территории этих подзон. Вопросам стратиграфии девона посвящено много работ [5, 17, 42, 43, 58, 101, 105, 116, 139, 151, 152]. В них рассмотрены основные закономерности строения, стратиграфической последовательности и пространственного размещения девонских вулканогенных толщ. Все материалы, полученные по стратиграфии девона до 1971 г., были обобщены и легли в основу стратиграфической схемы, принятой стратиграфическим совещанием в 1971 г.

Нижний отдел

Отложения раннего девона представлены двумя свитами, известными из работ Н. Г. Кассина как порфиритовая и альбитофировая. Позднее эти свиты были названы чеченькаринской [128], или кайдаульской [33, 105], семизбугинской, или баянаульской в Карагандинском и Баянаульском районах, айгыржальской и иргайлинской [141] в Юго-Западном Предчингизье. Обе эти свиты Н. А. Севрюгин [116] и Н. В. Аксаментова и др. [5] предлагали относить к кайдаульской с двумя подсвитами.

Айгыржальская свита. Отложения этой свиты прослеживаются почти на 300 км от пос. Егиндыбулак до пос. Баршата. Из-за отсутствия четкой литологической границы спорными являются объем, возраст и верхняя граница свиты. Л. Г. Никитина [33] проводит эту границу в основании терригенно-липаритовой пачки с остатками флоры. Б. Я. Журавлев и др. [42, 43] включают эту пачку в разрез айгыржальской свиты. Свита налегает без видимого структурного несогласия на нижний силур, что давно отмечено В. Я. Кошкиным [58] в горах Иргайлы и Б. Я. Журавлевым в Каракойтасе. Она сложена главным образом андезитами, андезито-базальтами, дацитами, туфами аналогичного состава, туфогенными конгломератами, гравелитами и песчаниками. На отдельных участках (горы Дос, Каратау, Каракия) отмечены значительные мощности (до 320 м) липаритов и их туфов, во всех остальных случаях мощность их не превышает 80—100 м. Содержание туфов различной кислотности в разрезах свиты изменяется от 5 до 30%.

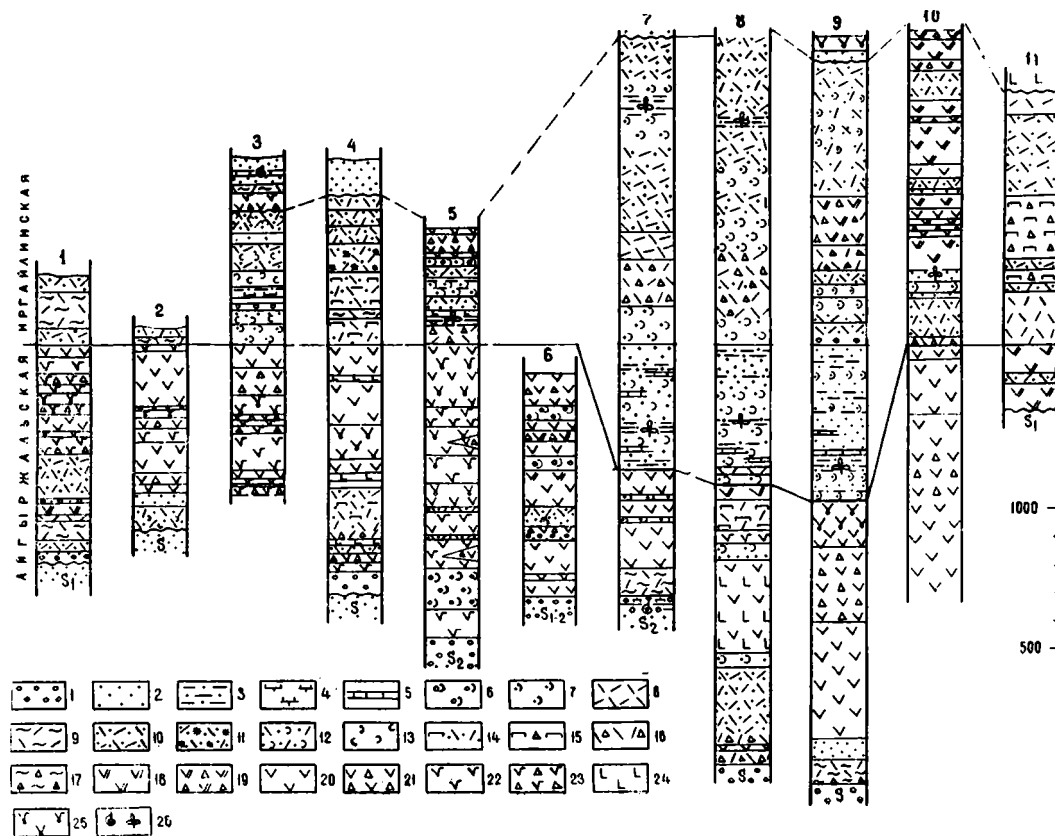


Рис. 14. Сопоставление разрезов де-вона Предцингизской подзоны

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известковистые породы; 5 — известняки; 6 — туфо-конгломераты; 7 — туфопесчаники, туффиты; 8—17 — вулканы липаритового состава: 8 — лавы массивные, 9 — лавы флюидальные, 10 — кристаллотуфы, 11 — кристаллотуфы со сферолитами, 12 — витрокристаллотуфы, 13 — пепловые туфы, 14 — игнимбритовидные мелкообломочные, 15 — игнимбритовидные литокластические туфы, 16 — агломератовые туфы, 17 — лавобрекчии; 18 — андезито-дациты; 19 — туфы андезито-дацитового состава; 20 — андезиты; 21 — туфы андезитового состава; 22 — андезито-базальты; 23 — туфы андезито-базальтового состава; 24 — базальты и андезито-базальты; 25 — фауна, флора. Местоположение разрезов: 1 — горы Каракия; 2 — горы Жиланды; 3 — мог. Утыбай; 4 — горы Аркалык (по Н. В. Аксаментовой); 5 — горы Беркара; 6 — горы Каракойтас (по Б. Я. Журавлеву); 7 — лог Айгыржал-Узень; 8 — горы Айгыржал (по Л. Г. Никитиной); 9 — горы Иргайлы; 10 — горы Мизек; 11 — р. Курбаканас

Для свиты характерны фациальные замещения и изменения состава вулканических пород по вертикали и латерали. В районе гор Аркалык, Каратау, Каракия и Жиланды в основании залегает пачка 300—500 м липаритов и дацитов, в низах которой выделяется базальный горизонт конгломератов. Выше располагаются андезиты и андезито-дациты серого цвета, андезито-базальты с прослоями туфов среднего состава, их мощность 300—400 м. В районах гор Беркара и Иргайлы нижняя пачка кислых пород отсутствует. Основными компонентами здесь являются андезиты с маломощными пачками андезито-базальтов, диабазов, туфов кислого и среднего состава. Основные эффузивы и липаритовые туфы присутствуют в нижней и верхней частях разреза. Мощность свиты 650—900 м (рис. 14).

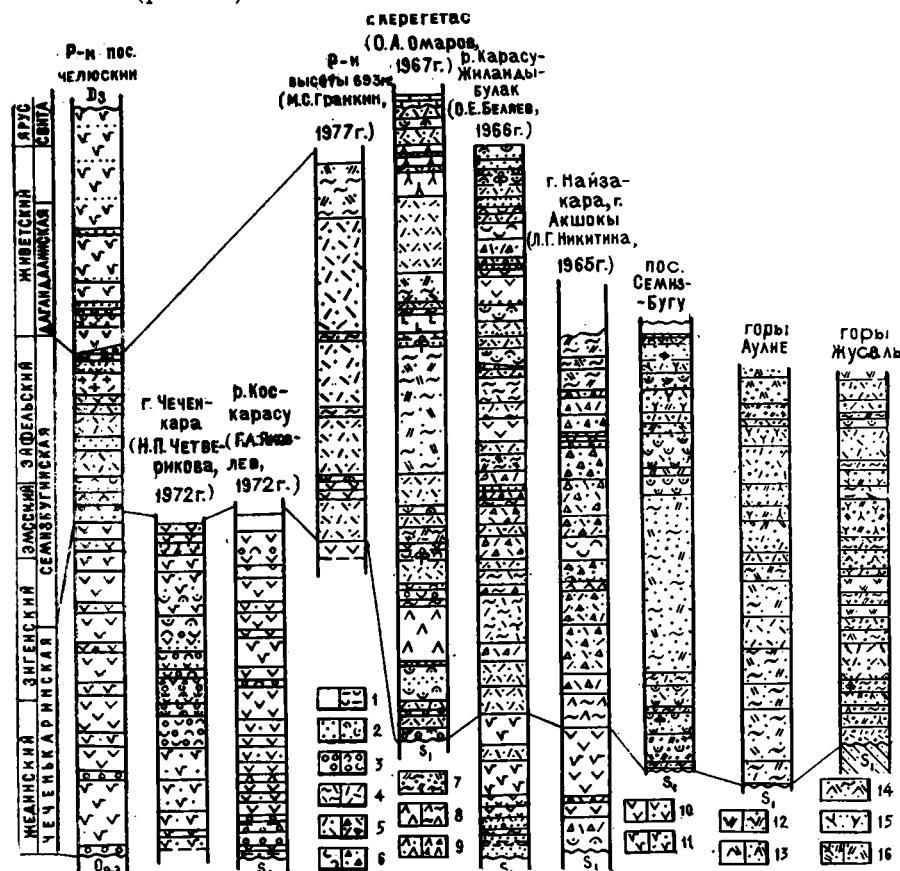


Рис. 15. Сопоставление разрезов Карагандинской и Семизбугинской подзон

1 — алевролиты и туфоалевролиты; 2 — песчаники и туфопесчаники; 3 — конгломераты и туфоконгломераты; 4 — липариты массивные и флюидалльные; 5, 6 — туфы липаритов; 5 — кристалло- и литокристаллокластические, 6 — пепловые и литокластические; 7 — игнимбриты; 8 — дациты массивные и флюидалльные; 9 — туфы дацитов мелкообломочные и агломератовые; 10 — андезиты и туфы; 11 — андезито-базальты и туфы; 12 — андезито-дациты и туфы; 13 — дацито-липариты и туфы; 14 — игнимбриты; 15 — витрокристаллотуфы; 16 — полифировые витрокристалло- и кристаллокластические туфы липаритового состава

Айгыржалская свита относится к нижнему девону на основании находок фауны *Bunodes* sp. верхнего силура — нижнего девона и флоры *Zosterophyllum* sp., *Drepanophycus spinaeformis* G o e r p. (определения

А. Л. Юриной) нижнего девона в верхней части разреза в горах Айгыржал [128, 152].

Отложения нижнего девона в Семизбугинской подзоне относятся Н. П. Четвериковой к *чеченькаринской свите*. Она представлена на одних участках (г. Чеченкара, пос. Семизбугу) вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, туфами и лавобрекчиями андезито-базальтового и андезитового состава с несколькими (до 7) пластами андезито-базальтов, диабазов и андезитов. В этих разрезах резко преобладают туфы и терригенные отложения, которые образуют мощные (200—300 м) грубо-слоистые пачки (рис. 15). На других участках (р. Кос-Карасу, пос. Бельагаш) в составе отложений доминируют андезиты, андезито-дациты и лишь немного туфов, конгломератов и песчаников. Эти отложения включают остатки нижнедевонской флоры *Cooksonia crassiparietilis* Jur, *Drepanophycus* sp. [83].

Нижний — средний отделы

Отложения нижнего отдела и эйфельского яруса выделяются в иргайлинскую [128] и семизбугинскую [139, 141] свиты. Несмотря на одинаковый состав и стратиграфическое положение, они считаются разновозрастными [83]. Дискуссия об объемах этих свит в районе Семизбугу и Предчингизья объясняется очень скудными флористическими данными и не может решиться однозначно. В принятой нами стратиграфической схеме обе свиты помещаются на один стратиграфический уровень [105], что аргументируется общностью состава, строения и положения в разрезе. В отличие от стратиграфических построений сотрудников МГУ к этой свите отнесена содержащая среднедевонскую флору слоистая туфо-терригенная пачка жиландыбулакской свиты, а более высокая часть последней включена в шайтандинскую свиту живетского и французского ярусов.

Иргайлинская свита. Отложения этой свиты развиты в горах Аркалык, Беркара, Абралы, Айгыржал, Мизек, Ханкельды (см. рис. 14). Она налегает без видимого несогласия на айгыржалскую, имея иногда в основании базальные конгломераты, перекрывается несогласно живетским ярусом. Свита представлена краснокаменными туфами, игнимбридами, меньше лавами липаритового и трахилипаритового состава, туфопесчаниками, туффитами, местами (горы Мизек, Иргайлы) андезито-дацитами и их туфами. В некоторых разрезах ее (г. Беркара) присутствуют маломощные пласты андезитов и андезито-базальтов, вулканомиктовые конгломераты и песчаники. Она имеет грубослоистое строение, обусловленное чередованием различных вулканических пород. Нижняя часть свиты местами сложена туфопесчаниками с прослоями кислых туфов и постепенно сменяет в таких разрезах айгыржалскую свиту (р. Айгыржал-Узень, горы Айгыржал, Иргайлы), что, кстати, и вызывает споры о нижней границе. В других разрезах низы образованы игнимбридами и кристалло- или литокластическими туфами липаритов. Средняя и верхняя части свиты более выдержаны по составу. Здесь преобладают разнообразные по структуре и текстуре туфы и игнимбриды липаритов, среди которых местами (г. Мизек) присутствуют андезито-дациты и редко андезиты. Лавовые и пирокластические отложения распространены по площади развития свиты неравномерно, что было отмечено Н. В. Аксаментовой [102], Б. Я. Журавлевым [42] и др. Липариты и трахилипариты локализуются в структурах у юго-западного борта Чингизской зоны (горы Тней, Сарытау), а туфы и игнимбриды кислого состава больше тяготеют к Карабулакской подзоне, где наряду с ними широко распространены туфо-терригенные накопления. Мощность свиты 250—1000 м.

Возраст иргайлинской свиты определяется положением в разрезе между осадками с органическими остатками нижнего девона и живетским ярусом. Она содержит в низах разреза гор Мизек и Беркара растительные остатки вида *Blasaria sibirica* (K r y s h t); *Zosterophyllum* sp., *Drepanophycus spinaeformis* (G o e r p.) Z a l. в горах Айгыржал и по логу Айгыржал-Узень, что позволяет относить вмещающие отложения к верхам нижнего девона — эйфельскому ярусу [33].

Семизбугинская свита. Она прослеживается из района Караганды до пос. Семизбугу и далее на восток до гор Кызылтау на протяжении около 270 км при ширине полосы до 50 км. Породы ее выполняют полogie структуры, осложненные вулканом-тектоническими депрессиями, местными несогласиями. Свита залегает несогласно на нижнем девоне или местах на силуре (горы Жартас, Джусалы и др.), перекрывается трансгрессивно живетскими терригенными отложениями (см. рис. 15).

Образована она в основном пирокластолитами, среди которых наиболее распространены зернистые туфы и игнимбриты липаритового, липарито-дацитового, реже встречаются лито- и витрокластические туфы, иногда лавы кислого состава, туффиты, туфопесчаники и туфогравелиты. К западу от Караганды (юго-западнее Темиртау) свита начинается толщей флюидалных, сферолитовых и массивных кварцевых порфиров красноцветной окраски, которые быстро выклиниваются в юго-западном направлении. Выше лавовой толщи и на нижедевонских вулканитах (пос. Челюскин) залегает слоистая толща кристалло-, витрокристалло- и витрокластических туфов липаритового, редко дацитового состава, слоенная тремя-пятью пачками (до 50—75 м) красноцветных песчаников. В низах этой толщи присутствует горизонт конгломератов, а в верхах — пласты (до 40 м) андезитов и их туфов. Мощность туфовой части свиты 750—1000 м.

Восточнее Карагандинского бассейна породы семизбугинской свиты слагают узкий (до 30—50 км) вытянутый (до 180 км) массив от пос. Пролетарский до гор Жуантобе.

Семизбугинская свита этих районов характеризуется выдержанным составом и строением; изменяется только мощность, которая постепенно уменьшается с юга на север от 3—5 до 0,8—1 км (горы Шайтанды, Коныртас, Жартас и др., см. рис. 15).

Нижняя часть свиты мощностью 500—1000 м характеризуется сравнительно однородным строением и составом. Здесь распространены кристаллокластические, литокристаллокластические туфы и игнимбриты липаритового состава. Лавы и терригенные отложения практически отсутствуют.

Верхняя часть отличается тонкослоистым строением и значительным количеством в разрезе туфо-терригенных пород. В ней широко развиты пизолитовые туфы, туффиты, туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники, толщина отдельных слоев которых колеблется от первых метров до 5—10 см, а в наиболее тонкообломочных разностях — до нескольких миллиметров. Характерно наличие флоры в терригенных отложениях. Мощность пластов осадочных пород достигает местами нескольких десятков метров, но чаще не превышает 3—5 м. Мощность этой части разреза до 800—1000 м. Общая мощность семизбугинской свиты от 800—1000 м на севере до 3—4 км на юге области ее распространения.

Относительно возраста и объема свиты нет единого мнения, что объясняется отсутствием четких границ между подстилающими и перекрывающими ее отложениями и недостаточной полной флористической характеристикой. Смена чеченькаринской свиты семизбугинской примерно так же, как и последней слоистой терригенно-туфовой пачкой (низы жиландыбулакской, по Н. П. Четвериковой и др. [141], происходит посте-

пенно и выражается главным образом в увеличении количества терригенных пород и появлении андезитов. Данные о возрасте нижней части семизбугинской свиты ограничены двумя находками флоры: в низах свиты *Dawsonites* sp., *Psilopsida*, *Lycopsida* в горах Джусалы [5] и в средней части восточнее пос. Семизбугу — *Cooksonia crassiparietilius* Ju g., *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Drepanophycus* sp., указывающими, по мнению А. Л. Юриной, на раннедевонский возраст вмещающих отложений. Верхняя терригенно-туфовая пачка содержит в песчаниках и туфопесчаниках гор Камбобаадыр, Терек и Шайтанды отпечатки *Protolepidodendron* sp., cf. *P. scharianum* Kr., *Gilboaphyton* sp. (определения А. Л. Юриной) среднего девона, что позволяет относить семизбугинскую свиту к верхам нижнего отдела — эйфельскому ярусу среднего девона.

Средний отдел — франский ярус верхнего отдела

Отложения этого возраста разделяются в описываемых подзонах на две свиты — дагандалинскую живетского и шайтандинскую живетско-франского возраста (см. табл. 1) *. Отложения этих свит развиты на разобщенных участках, поэтому нигде не наблюдаются их взаимопереходы.

Шайтандинская свита. Отложения ее распространены юго-восточнее Баянаула, гор Кызылтау, южнее Кувска и западнее пос. Кайнар (см. рис. 2). Небольшие фрагменты этой свиты известны юго-западнее гор Кызылтау в грабенах северо-западного простирания, где относятся вместе с подстилающими терригенно-туфовыми отложениями среднего девона к жиландыбулакской свите [141]. Свита налегает без видимого несогласия на верхнюю подсвиту семизбугинской свиты в районе Баянаула и на иргайлинскую в Предчингизье. Отложения ее выполняют приразломные грабены и депрессии, ориентированные согласно общему структурному плану. В отдельных пунктах свита налегает с размывом на силур и перекрывается осадками фаменского яруса.

Шайтандинская свита сложена пестроокрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, среди которых присутствуют линзы, пласты и пачки андезито-базальтов, известняков, местами туфов, туфитов кислого состава, мергелей, углистых пород и углей. Разрезы ее характеризуются трансгрессивным типом строения, фациальной изменчивостью и резкими градиентами мощностей. В нижней части повсеместно выделяется пачка красноцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с обломками андезитов, дацитов и липаритов. Отложениям свойственны грубая слоистость, вулканомиктовый состав обломочного материала из более древних девонских пород, слабая сортировка и плохая окатанность кластики. Среди пород этой пачки залегают андезито-базальты, которые слагают несколько (три-пять) пластов мощностью от 10 до 100 м в горах Иргайлы, Кызылтау, Шошак-Коянды и 450 м севернее гор Камбобаадыр. В этой части разреза свиты содержится флора *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Taeniocrada decheniana* Goerr. живетского яруса.

Верхняя часть свиты отличается пестроцветной окраской, средне- и мелкообломочным составом отложений, которые представлены песчаниками и алевролитами табачно-зеленого, серого, палевого, фиолетового и лилового цвета. Эти отложения вмещают линзы и пласты органогенных известняков с фауной живетского и франского ярусов, мергелей и местами угли (Айдарлинская мульда). Обломочный материал песчаников состоит из кварца, полевых шпатов, вулканогенных, осадочных и метаморфических пород. Мощность свиты до 1000 м.

* Дагандалинская свита описывается в Спасско-Карабулакской зоне, где она широко распространена и полно представлена.

Эта подзона включает Конский и Приатасуйский синклинории. Западная и юго-западная граница ее проходит по скрытому глубинному разлому, обрывающему область распространения кислых вулканогенных образований на Сарысу-Тенизском и Теректинском поднятиях. В Приатасуйском синклинории она совпадает примерно с Бектау-Мунлинским разломом. С востока подзона ограничена Атасуйским, на юге — Булат-тауским антиклинориями. Подзона имеет очень сложную конфигурацию в плане, осложнена многочисленными разрывами и, по-видимому, сдвигами северо-западного и юго-западного направления. Протяженность ее более 300 км при ширине от 30 до 150 км. Изучением стратиграфии и вулканизма девона занимался большой коллектив геологов МГУ, ЦКТГУ, ИГН АН КазССР и других организаций. Было предложено в разные годы много стратиграфических схем с разными по названиям и объемам подразделениями [14, 40, 41, 105, 125, 126]. Основы стратиграфического расчленения и корреляции вулканогенных и существенно терригенных отложений девона Сарысу-Тенизского водораздела и района Улутау были заложены П. Л. Меркуловым, А. Е. Репкиной, В. Ф. Беспаловым, Ю. А. Зайцевым, О. А. Мазаровичем и В. Г. Тихомировым. Впоследствии они лишь дополнялись и уточнялись.

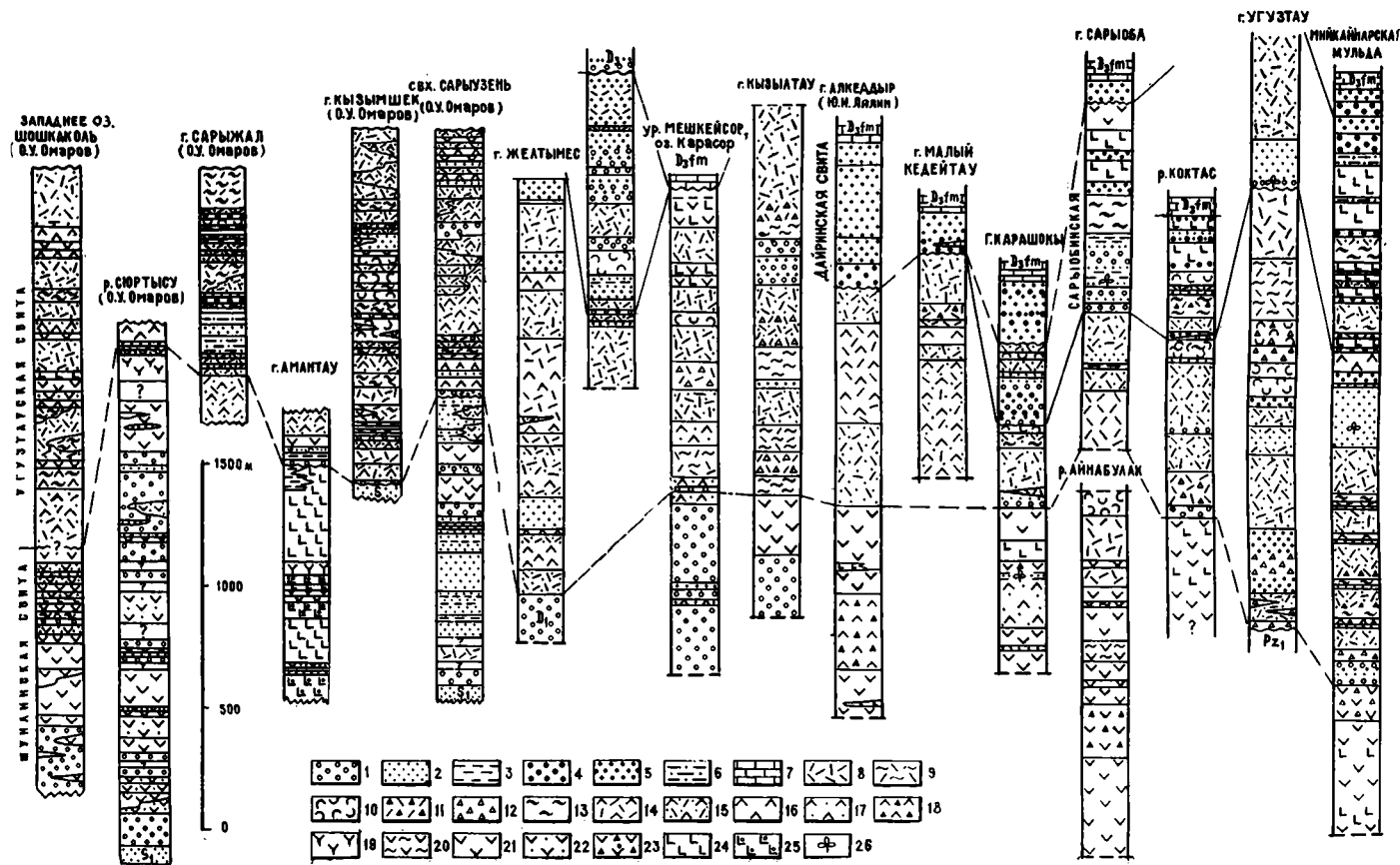
В Сарысу-Тениз-Атасуйской подзоне распространены главным образом ниже- и ниже-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения, среди которых на дневную поверхность выходят в основном разнообразные пирокластические породы кислого состава нижнего — среднего девона, залегающие в виде пологих покровов и куполовидных сводов. В эрозионных и тектонических «окнах» обнажаются на небольших участках раннедевонские эффузивы пестрого состава и вулканомиктовые терригенные накопления. Средне-верхнедевонские отложения слагают синклинальные и грабенные структуры на севере (левобережье р. Куланутпес, совхоз Амантау, г. Кызымшек) и юге (г. Сарыоба) Сарысу-Тенизского водораздела и местами в Атасу (р. Коктас, горы Сасырлы, Архарлы и др.). Отложения нижнего девона относятся к мунглинской, нижнего — среднего — к угузтауской (желтымесской) и среднего — верхнего отделов — к сарыобинской (теренсайской, по М. К. Бахтееву и др. [14]) свитам (см. табл. 1, рис. 16).

Нижний отдел

Мунглинская свита. Она выделяется на отдельных разобщенных участках Сарысу-Тенизского водораздела в горах Амантау, от оз. Шош-каколь до г. Казыкурт и в верховьях р. Сюртысу. Достоверного налегания на более древние отложения нами нигде не установлено, перекрывается свита угузтауской свитой без видимого структурного несогласия.

Мунглинская свита сложена андезитами, андезито-базальтами, дацитами и терригенными вулканомиктовыми отложениями. Она представлена двумя типами разрезов. В первом, существенно вулканогенном, наблюдается чередование пластов андезитов и андезито-базальтов, меньше развиты агломератовые туфы, дациты и туфогенные отложения общей мощностью до 700—1000 м. Второй, вулканогенно-терригенный тип разреза свиты (оз. Шошкаколь, р. Сюртысу, верховья р. Сарыозен) отличается большим количеством (до 30%) туфоконгломератов с галькой синхронных вулканитов среднего и основного состава, вулканомиктовых песчаников, туфов андезитов и меньше лав. Мощность до 2000 м.

На юге Сарысу-Тенизского водораздела свита представлена, по данным Л. И. Турченюка, двумя толщами. В нижней преобладают анде-



зиты и андезито-базальты, включающие линзы и пласты вулканомиктовых конгломератов, песчаников, дацитов и туфов. Верхняя сложена в основном лилово-сиреневыми дацитами и меньше липарито-дацитами с горизонтами песчаников, туфоконгломератов и андезитов. Мощность свиты 800—1300 м.

Мунглинская свита Приатасуйского синклинория выделяется в горах Мунлу, Каратобе и в нескольких мелких блоках на севере и юге Жаильминской синклинали (ур. Алкеадыр, р. Ащису и др.). Она налегает несогласно на верхний ордовик, перекрывается угузтауской свитой. Свита сложена вулканитами среднего, основного и меньше кислого состава и терригенными отложениями, количество которых в разрезах сильно варьирует. На юго-востоке Приатасуйского синклинория (горы Сасырлы) среди андезитов и андезито-дацитов залегают маломощные прослои красных песчаников, линзы конгломератов и очень редко туфов среднего состава. В окрестностях гор Кылча и Каратобе распространены зеленовато-серые амфибол-плагноклазовые андезиты, пироксеновые андезито-базальты и дациты. В средней части разреза здесь выделены два маломощных (до 20 м) прослоя красных пепловых туфов среднего состава. Дациты и липарито-дациты, литокластические туфы встречаются только в верхах свиты. В горах Мунлу преобладают сероцветные роговообманковые андезиты, содержащие прослои и пачки пироксеновых андезито-базальтов и туфов. В верхах разреза местами появляются потоки дацитовых лав и их пирокластолитов, составляющие не более 10% мощности, а также пласты зеленовато-серых мелкообломочных песчаников и кремнистых алевролитов.

Западнее гор Мунлу, в бассейне р. Коктас в разрезе свиты резко увеличивается количество литокластических туфов андезитов, появляются прослои конгломератов и песчаников и вместе с тем сокращается мощность лав.

В бассейне р. Ащилы свита состоит из андезито-базальтов, литокластических туфов и лав андезитового состава. В средней части ее присутствуют мощные пласты крупногалечных конгломератов с галькой андезитов, слюдистых песчаников и кварцитов, а также прослои полимиктовых песчаников.

Севернее, в районах, расположенных по южному и восточному обрамления Атасуйского поднятия (горы Карашоки, ур. Алкеадыр, г. Мурзашоки), наряду с роговообманковыми андезитами широко распространены биотитовые андезито-дациты и их пирокластолиты. Последние представлены мощными (до 400 м) пачками грубообломочных литокластических туфов и игнимбритовидными породами с порфирокластами олигоклаза, олигоклаз-андезина и биотита. Значительное преобладание вулканокластических фаций в свите отмечается по правобережью р. Сарысу, где развиты в основном (до 60—70%) лаваагломераты, литокластические туфы андезитового состава и в меньшей мере кварцевые порфириты. Южнее гор Коксенгир, по данным И. К. Двойченко, лавовые накопления полностью замещаются агломератовыми туфами андезитов и

Рис. 16. Сопоставление разрезов Сарысу-Тениз-Атасуйской подзоны

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — красноцветные гравелиты; 5 — красноцветные туфопесчаники; 6 — туфоалевролиты, туффиты; 7 — известняки; 8, 9 — липариты: 8 — массивные, 9 — флюидальные; 10—12 — туфы липаритов: 10 — пепловые, 11 — литокристаллокластические, 12 — литокластические; 13 — игнимбриты; 14 — дацито-липариты; 15 — туфы липарито-дацитов; 16 — дациты; 17, 18 — туфы дацитов: 17 — мелкообломочные, 18 — агломератовые; 19 — андезито-дациты; 20, 21 — андезиты: 20 — полосчатые, 21 — массивные; 22, 23 — туфы андезитов: 22 — мелкообломочные, 23 — агломератовые; 24, 25 — базальты и андезито-базальты: 24 — массивные, 25 — миндалекаменные; 26 — флора

конгломератами. Выпадение из разреза свиты лав здесь сопровождается резким уменьшением (до 600 м) мощности.

Доступная наблюдениям мощность свиты не превышает 1300 м, и только на отдельных участках (ур. Алкеадыр), по И. К. Двойченко, она достигает 1950 м.

Нижний — средний отделы

Угузтауская свита. Отложения конца раннего — начала среднего девона выделяются на Сарысу-Тенизском водоразделе от гор Амантау и Егизкара на севере до р. Сарысу и станции Теректы на юге (см. рис. 8, 16). Они налегают с размывом через базальные конгломераты на мунглинскую и нижнюю подсвиту кызылтауской свиты без видимого структурного несогласия. Свита сложена краснокаменными и серыми пирокластическими накоплениями, меньше лавами кислого состава, среди которых в средней и верхней частях разреза присутствуют красноцветные вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туффиты, отдельные пласты андезито-базальтов и андезитов. Свита подразделяется по составу и строению на две части. Нижняя имеет массивное строение и плохо дешифрируется. Она представлена пачкой дацитов темно-коричневого цвета, серыми и лилово-черными кристалло-, витрокристалло- и литокристаллокластическими туфами липаритового состава (горы Желтымес, Караадыр, Аршаты и др.). Верхняя часть свиты слоистая и местами ритмично построенная, что обусловлено частым чередованием в разрезе пластов туфов, игнимбритов, туфопесчаников, гравелитов и конгломератов. Среди терригенных, реже туфовых отложений залегают андезито-базальты и андезиты, местами их туфы.

Такое двучленное строение свиты сохраняется не на всем Сарысу-Тенизском поднятии. На одних участках (г. Теректы, урочища Мешкейсор, Карасор, горы Амантау, Таскарала и др.) в свите практически отсутствуют терригенные отложения. Пласты и пачки различных пирокластических пород без следов размывов или перерывов плотно наслаиваются друг на друга, образуя мощные неслоистые пачки, в которых преобладает та или иная разновидность туфов или игнимбритов. Породы этих пачек отличаются составом кристаллокластической фракции (кварцевые, бескварцевые, полевошпатовые и т. д.) и размерностью обломочного материала. Переходы между ними постепенные, без четко выраженных границ, что создает впечатление однородного и массивного строения свиты. Мощность 1500—2000 м.

В горах Жаман-Аиртау, южнее г. Кызымшек свита имеет четко выраженное слоистое сложение. Туфы и игнимбриты разных пластов и пачек обладают неодинаковым составом и плотностью, разными оттенками лилово-серого и красновато-бурого цвета. Они расслоены многочисленными (до 20) пластами и маломощными пачками красноцветных терригенных отложений и андезитами. Мощность свиты до 1500 м. В песчаниках свиты обнаружены единичные местонахождения флоры. В верховьях р. Жаман-Шад в нижней части разреза А. Л. Юриной определены *Cooksonia* sp., *Drepanophycus spinaeformis* G o e r p., *D. gaspianus* (D a w s.) S t o k m. [83], в горах Сарыжал — *Jugumella jugata* S e n k., в бассейне р. Сарыозен в верхней пачке песчаников, перекрывающих туфы, — *Tamarella schengeldensis* S e n k. (определения М. А. Сенкевича).

Угузтауская свита в Приатасуйском синклинии прослеживается из окрестностей Каражала к горам Куу, Мунлу, Угузтау и Сасырлы. Она налегает несогласно на нижний девон, ордовик или силур. Свита состоит, как и на Сарысу-Тенизском водоразделе, из разнообразных вулканокластических пород, среди которых больше всего кристаллокластических

туфов и игнимбритов (до 80%). Литокластические туфы, лавы кислого состава и терригенные отложения развиты на отдельных участках, где залегают среди пирокластических накоплений в виде линз и невыдержанных по мощности и простираанию пластов. Разрезы свиты неодинаковы в разных районах ее развития (см. рис. 16). В горах Угузтау они начинаются темно-серыми кристалло- и литокристаллотуфами с прослоями кремнистых алевролитов, песчаников и гравелитов, выше которых залегают лилово-серые литокристаллокластические разности с такситовой текстурой и столбчатой отдельностью, витрокристаллокластические туфы светло-серого и лилового цвета с пачкой песчаников и алевролитов, содержащих отпечатки растений *Psilophyton* sp., *P. burnolense* Senk., по заключению М. А. Сенкевич, нижнего — среднего девона. На восточном борту Мийкайнарской структуры наряду с пирокластическими породами кислого состава распространены сероцветные конгломераты и песчаники с флорой *Taeniocrada* sp., *Kaplunella lissa* Senk., андезито-базальты и липариты мощностью до 1000 м.

По юго-западному, южному и восточному обрамлениям Атасуйского поднятия (ур. Алкеадыр, горы Кедейтау и Мурзашоки) состав вулканитов свиты изменяется. Здесь они уже представлены разнообразными лавами и туфами дацитов, образующими две пачки — лавовую и туфовую, мощностью 300 и 550—600 м. Среди дацитовых вулканитов иногда появляются горизонты лав андезито-дацитового состава. Пирокластолиты липаритов, включающие прослои красноцветных пород и игнимбритов, подобных витрокристаллотуфам южных районов, приурочены здесь только к верхней части разреза свиты.

В районе гор Коктобе породы свиты представлены лавами и литокластическими туфами липарито-дацитового и дацитового состава. В резко подчиненном количестве встречаются спекшиеся литокристаллотуфы, игнимбритовидные породы и красноцветные отложения. Суммарная мощность вулканитов здесь не превышает 300—400 м.

Средний — верхний отделы

Отложения среднего девона — франского яруса выполняют в Сарысу-Тениз-Атасуйской подзоне Куланутпесскую, Караадырскую, Сарыобинскую, Коктаасскую синклинали, южное и северное крыло Жайльминской и Мийкайнарской мульд. По составу и строению разрезов они объединяются в жаксыконскую серию на севере и в сарыобинскую свиту на остальной площади подзоны (см. табл. 1, рис. 16).

Жаксыконская серия. Отложения серии слагают крупный (120×35 км) приразломный Куланутпесский прогиб, осложняющий вулканический пояс. Они налегают без видимого несогласия на угузтаускую свиту (г. Амантау) или нижний силур (г. Кызымшек), перекрываются трансгрессивно фаменским ярусом. Серия состоит из трех толщ (снизу вверх): вулканогенно-осадочной, вулканогенной и существенно терригенной. Нижняя слоистая толща представлена частым чередованием в разрезе туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов с туфами и туффитами кислого состава, тонкими линзами и пластами темных известняков и андезито-базальтов. В серо-зеленых песчаниках низов толщи содержится флора *Tamarella* sp. Senk., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Kaplunella lissa* Senk., *Cooksonia* sp., по М. А. Сенкевич, среднего девона. Мощность до 1200 м. Средняя толща серии в прогибе образована темными лилово-серыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, единичными пластами желтовато-зеленоватых туфов липаритов, туфоалевролитов и песчаников. Мощность толщи 450 м на севере и 750 м в центральной части Куланутпесского прогиба. Средняя подсвита за пре-

делами (севернее гор Ргайты, западнее г. Егизкара) прогиба начинается мощной (до 250 м) пачкой валунно-галечных конгломератов с обломками кислых и основных вулканитов, реже гранитоидов и песчаников. Выше располагаются пачки базальтоидов, разделенные маломощными красноцветными терригенными отложениями.

Верхняя толща жаксыконской серии сложена пестроцветными вулканомиктовыми песчаниками и разнозернистыми туфопесчаниками. Последние включают небольшие пачки и отдельные горизонты туфоалевролитов и туффитов, витрокристаллокластических и пепловых туфов кислого состава мощностью от 5 до 50 м. В песчаниках средней части разреза обнаружена флора живетского яруса. Мощность толщи до 1000 м.

Сарыобинская свита. Отложения свиты выделяются в Приатасуйском синклинии на южном борту Жаильминской, юго-западнее и северо-восточнее Коктасской и на юге Мийкайнарской мульды. Она налегает без видимого несогласия на угузтаускую, перекрывается несогласно дайринской свитой (см. рис. 16).

Сарыобинская свита сложена пестро- и красноцветными вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, их туфогенными разновидностями, туфами и редко лавами липаритового и трахилипаритового состава, андезито-базальтами и трахиандезитами. Количественные соотношения вулканитов кислого и основного состава и терригенных отложений в разрезах свиты очень изменчивы. На южном борту Жаильминской мульды (г. Карашоки) в основании свиты залегает мощная (370 м) пачка валунно-галечных вулканомиктовых конгломератов с прослоями красноцветных песчаников. Выше располагаются пачка серовато-коричневых литокристаллокластических, светлых пепловых туфов и туффитов, коричневые флюидальные и пузыристые лавы кислого состава, расслоенные тремя пластами красноцветных песчаников. Мощность 570 м. Разрезы свиты существенно изменяются к западу и востоку от гор Карашоки. Базальные конгломераты замещаются (горы Сарыоба, Жиндыоба) пачкой пестроцветных песчаников с тремя горизонтами туфов и туффитов и двумя прослоями мелкогалечных конгломератов. Выше залегают две пачки темных серо-зеленоватых и лилово-серых андезито-базальтов, диабазов, андезитов (260 м), разделенные и перекрывающиеся красноцветными песчаниками, линзами вулканомиктовых конгломератов. В кремнистых алевролитах средней части разреза содержится флора *Protolpidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., типичная для среднего девона.

Сарыобинская свита на юге Атасуйского района повсеместно (окрестности гор Архарлы, Сасырлы, р. Коктас) подразделяется на две части: нижнюю туфо-терригенную и верхнюю андезито-базальтовую. Нижняя сложена лиловыми, фиолетовыми, салатно-зелеными туфами, туффитами, игнимбритами липаритов и дацитов, пестроцветными туфопесчаниками, песчаниками и вулканомиктовыми конгломератами. Верхняя часть свиты представлена переслаивающимися красноцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками с миндалекаменными базальтами, трахиандезито-базальтами и андезитами мощностью 300—400 м. В лавовых пачках присутствуют прослои и линзы голубовато-зеленых и сургучно-красных кремнистых пород, иногда кислые туфы и туффиты. Мощность свиты до 1000 м.

Шунакская и Западно-Прибалхашская подзоны

Эти подзоны включают Западно-Прибалхашский синклиний. Они ограничены с запада Акдалинским, на востоке Новалы-Кызыл-

эспинским, на севере Актау-Моинтинским и на юге Булаттауским антиклинориями. Граница между подзонами, по-видимому, проходит по системе разломов северо-восточного простираения, косо секущей синклинорий (см. рис. 1). Вулканогенные отложения девона расчленяются в Шунакской подзоне на шунакскую и моинтинскую [105], в Западно-Прибалхашской на коктаасскую, дегрезскую (карасайскую) и угузтаускую, или жастарскую, свиты [127, 150].

Шунакская подзона

Нижний — средний отделы

Шунакская свита. Породы свиты обнажаются в районах гор Бале, Архарлы, Аиртау, Шунак и Таятхан на площади 1300 км². Она налегает без видимого структурного несогласия на нижний силур и перекрывается согласно с постепенным переходом моинтинской свитой (рис. 17).

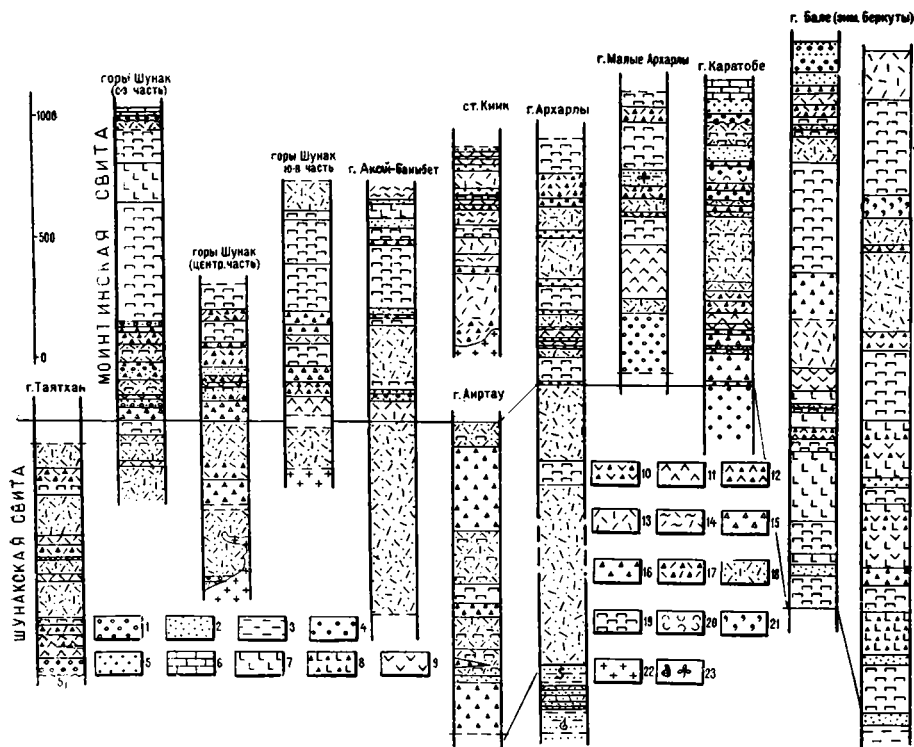


Рис. 17. Сопоставление разрезов Шунакской подзоны

1 — сероцветные конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — красноцветные туфогравелиты; 5 — красноцветные песчаники и туфопесчаники; 6 — известняки; 7 — базальты, андезито-базальты; 8 — туфы основного состава; 9 — андезиты; 10 — туфы среднего состава; 11 — дациты; 12 — туфы дацитов; 13, 14 — липариты: 13 — массивные, 14 — флюидалые, сферолитовые; 15—20 — туфы: 15 — ксенотуфы, 16 — литокластические, 17 — литокристаллокластические, 18 — кристаллокластические, 19 — игнимбриты, 20 — витрокластические; 21 — туффиты; 22 — субвулканические липариты; 23 — фауна, флора

Шунакская свита образована кристалло-, литокристалло-, литокластическими туфами и игнимбритами, меньше лавами кислого состава и терригенными породами. Для свиты характерны исключительно кис-

лый состав всех вулканических пород, массивное строение без дешифрируемых элементов слоистости, куполовидный и изометрично-овальный тип структур. Все породы имеют однотонную темно-серую до черной окраску, очень плотные, с типичными формами отдельности в виде обелисков, конических зубьев, подушечной и матрацевидной. Нижняя часть свиты сложена повсеместно туфами липаритов, туфопесчаниками, гравелитами и тонкообломочными туффитами. Очень редко встречаются конгломераты с галькой серых и сиреневых дацитов и песчаников.

Средняя и верхняя части свиты образованы в горах Архарлы, Бале, Атар темными зернистыми туфами кислого состава, сиренево-серыми флюидалными лавами дацитов и туффитами. В горах Аиртау и Шунак разрез ее становится более пестрым. Кроме зернистых здесь распространены гравийные и агломератовые литотуфы с обломками (от 5 до 25 см) лав, песчаников и алевролитов, а также дацитов и липаритов. Среди пирокластических отложений спорадически встречаются маломощные прослои терригенных пород. В горах Таятхан и их окрестностях в строении свиты участвуют темно-серые кристалло-, лито- и витрокластические туфы и игнимбриты, отдельные пачки агломератовых разностей, агглютинаты и лавы с полосчатой, прерывисто-флюидалной и массивной текстурой.

В низовьях р. Чажогай свита снова становится более однородной и представлена зернистыми туфами псаммитовой размерности и игнимбритами. Мощность до 1000 м. Органических остатков в шунакской свите не обнаружено, и возраст ее определяется стратиграфическим положением между терригенными породами силура и мойнтинской свитой с флорой среднего девона.

Средний отдел

Мойнтинская свита развита в районе гор Бале, Каратобе, Архарлы и Шунак. Она согласно и постепенно сменяет туфовые накопления шунакской свиты, что установлено западнее г. Архарлы, южнее г. Аксай-Баимбет, в центральной и западной частях гор Шунак, перекрывается несогласно фаменским ярусом. Свита имеет слоистое и часто ритмичное строение, обусловленное многократным чередованием терригенных, лавовых и пирокластических отложений. В строении ее участвуют разнообразные пестроокрашенные туфы, игнимбриты и лавы кислого состава, зеленовато-серые и красноцветные песчаники, туфопесчаники и гравелиты, лилово-серые андезито-базальты и андезиты. В свите резко преобладают краснокаменные породы, чем она резко отличается от шунакских отложений и легко распознается даже в небольших блоках и выходах.

Типичными породами являются зональные пласты игнимбритов, однородные пачки зернистых туфов, лавовые и субвулканические фации коричневого, бурого, лилового и фиолетового цвета с красноватым оттенком. Свита сложена чередующимися в разрезе пачками сходного состава и строения. Каждая из них состоит из гравелит-песчаниковых, туфовых и игнимбритовых накоплений (см. рис. 17). В отдельных пачках присутствуют лавы липаритового и дацитового состава и вулканомиктовые конгломераты. Выделяются два типа разреза свиты: с базальтоидами — контрастный андезито-базальт-липаритовый и липаритовый. Первый свойствен районам в Акбастауской зоне разломов и в северо-западной части гор Шунак, второй — окрестностям станции Мойнты, гор Архарлы, Аксай-Баимбет и др. Мощность свиты до 2500 м.

Возраст свиты на основании находок флоры в горах Жилан в западной части Акбастауского синклинория *Lepidodendropsis theodori* (Zal.) Jongm., *Barrandeina cf. dusliana* (Kr.) Stur, *Lepidodendropsis ka-*

zachstanica Senk., *Protolepidodendron* sp. и западнее станции Моинты *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Knorria* sp., *Barrandeina* sp. (определения М. А. Сенкевич) принимается среднедевонским.

Западно-Прибалхашская подзона

Стратиграфией девона Западного Прибалхашья занимались Н. Г. Маркова [84], В. Ф. Беспалов и М. Серикбаев, С. Г. Токмачева, И. И. Парецкий, Л. М. Палец [32, 127], М. А. Сенкевич [118], Л. Г. Никитина, В. М. Шужанов [105, 150]. Несмотря на большой объем проведенных работ, многие вопросы расчленения девона остались неразрешенными и спорными. Стратиграфические схемы разных авторов различаются объемами, границами и возрастом принятых подразделений, поэтому нами были проведены ревизионно-стратиграфические исследования в Западном Прибалхашье и на их основе разработана корреляционная схема (см. табл. 1, рис. 13).

Нижний отдел

Коктасская свита. Она развита локально на трех небольших участках южнее Аккирме, западнее станции Мынарал, севернее кол. Акжал-Сарытума, в шовной приразломной зоне между Бурунтауским антиклинорием и Западно-Прибалхашским синклинорием. Эта свита налегает без видимого несогласия на конгломераты лудловского яруса (ур. Каражингиль), перекрывается туфо-терригенными отложениями нижнего — среднего девона. Она состоит из трех пачек: нижней, конгломератовой, средней, песчаниковой с небольшим количеством вулканитов и верхней, наиболее мощной вулканогенной. Конгломератовая пачка относится к коктасской свите условно. Конгломераты ее отличаются от лудловских красно-бурой окраской, резким преобладанием в составе галек красноцветных песчаников при незначительном количестве кварцитов, гранитоидов, эффузивов дацитового состава и отсутствием обломков акканских известняков. Несогласие между этими конгломератами и лудловскими отложениями отсутствует, переход постепенный, поэтому граница проводится только по смене состава галек. Средняя пачка образована красно- и пестроцветными песчаниками, двумя пластами светло-сиреневых и голубовато-зеленоватых туфов кварцевых порфиров и двумя-тремя потоками лав андезито-базальтового состава общей мощностью не более 150 м. Выше согласно залегают базальты и андезито-базальты, включающие прослои красноцветных песчаников и гравелитов, полосчатых андезитов, пласты и небольшие пачки миндалекаменных и эвпорфировых андезито-базальтов. Общая мощность вулканитов около 1000 м.

Ни в одной из описанных пачек коктасской свиты в Западном Прибалхашье органические остатки до сих пор не обнаружены. По положению в разрезе между лудловским ярусом и отложениями с раннедевонской флорой эта свита относится к нижнему девону.

Нижний—средний отделы

Нижний — средний девон представлен двумя типами разрезов — вулканогенным и туфо-терригенным. Постепенные переходы между этими отложениями не наблюдаются, контакты резкие по разломам. Вулканогенные накопления отнесены к карасайской, существенно терригенные — к дегрезской свитам (рис. 18).

Карасайская свита. Отложения свиты развиты в районе станции Мынарал, на южном и северном борту Каракамысской структуры. Они

подразделяются на две подсвиты. Нижняя представлена темными серо-лиловыми, бурыми, фиолетовыми флюидальными, сферолитовыми, редко массивными полевошпатовыми порфирами липарито-дацитового состава, пятью слоистыми (от 5 до 250 м) пачками литокластических агломератовых, лапиллиевых и мелкообломочных туфов дацитов, с прослоями и линзами туфогенных вулканомиктовых конгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Верхняя подсвита образована 180-метровой пачкой вулканомиктовых конгломератов с четырьмя пластами витро- и литокристаллокластических туфов кислого состава и красноцветных песчаников, пачкой миндалекаменных дацито-андезитов (230 м) и бордовыми мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками и алевритами (145 м).

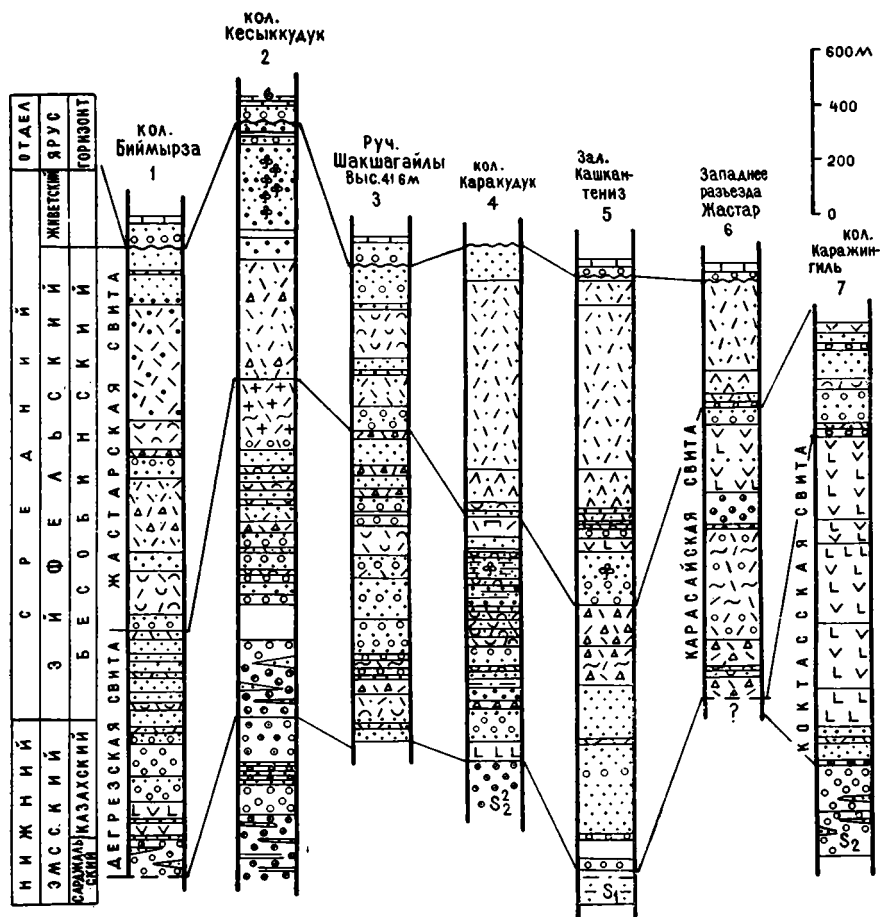


Рис. 18. Сопоставление разрезов Западно-Прибалхашской подзоны

1—3 — юго-западный борт Кашкантизской мульды; 4, 5 — район зал. Кашкантиз; 6, 7 — северный и южный борт Каракамысской структуры. Условные обозначения те же, что и на рис. 16, 17

Дегрезская свита. Она развита севернее Каракамысской структуры в районе зал. Кашкантиз, южнее станции Сарышаган и кол. Акжар-Сарытума. Отложения ее налегают на коктаасскую свиту западнее Мынарала, без видимого азимутального и углового несогласия на пржидольские грубообломочные (лог Шакшагайлы) или венлокские мелкообломочные отложения западнее зал. Кашкантиз и п-ова Каратобек.

В основании свиты лежит маломощный (до 20 м) пласт базальных конгломератов с галькой кварцитов, песчаников, местами дацитов и андезитов-базальтов. Выше залегают красноцветные и серые тонкослоистые кварц-полевошпатовые и существенно кварцевые песчаники, а также пестрые средне- и мелкообломочные литокристалло- и витрокристалло-кластические туфы липарито-дацитового состава, слагающие от трех-пяти до восьми-десяти выдержанных по простираанию горизонтов мощностью от 1—2 до 150 м. Среди песчаных отложений присутствуют пласты и линзы вулканических конгломератов, гравелитов с обломками кислых эффузивов, тонкие пачки алевролитов и вулканитов андезитового состава. Последние развиты только западнее и юго-западнее зал. Кашкентениз и приурочены к верхам разреза свиты.

В нижней части дегрезской свиты М. А. Сенкевич установила *Cooksonia crassiparietilis* Jur., *Cooksonia* sp., *Cooksonella* sp. nov. Senk., *Zosterophyllum australium* L. et C., *Zosterophyllum* sp., *Dawsonites* sp., *Drepanophycus spinaeformis* Goerp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk. раннего девона, в верхней — среднедевонский комплекс: *Taeniocrada dubia* Kr. et W., *Taeniocrada* sp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Protopteridium* (?) sp., *Barrandeina* sp.

Средний отдел

Жастарская свита. К ней относятся существенно пирокластические отложения кислого состава (верхняя пачка жастарской свиты, по С. Г. Токмачевой [127]), обособленные в индивидуализированное геологическое тело с четко выраженными границами. Она налегает на дегрезскую свиту (район зал. Кашкентениз) и лудловские отложения (восточнее кол. Ортажартас, р. Шакшагайлы) без видимого несогласия и резко несогласно на древние кварцитовые толщи (горы Булаттау), перекрывается несогласно верхнедевонско-турнейскими отложениями. Эта свита протягивается непрерывной полосой из района зал. Каракамыс к заливам Кашкентениз, Сарышаган и далее на север и северо-запад, где обнажается на южном и западном бортах Талкудукской и Кызылжингирской структур. Она отличается чрезвычайно выдержанным строением, составом и относительно устойчивыми мощностями на всей площади развития (см. рис. 18).

Свита состоит из четырех пачек. В основании ее располагается пачка полимиктовых валунных и крупногалечных конгломератов, красноцветных гравелитов и песчаников мощностью до 100—120 м. Эти конгломераты содержат валуны и гальки органогенных известняков с лудловской фауной, песчаников, вулканитов кислого и среднего состава, гранитоидов и кварцитов на южном борту Каракамысской депрессии. Далее на север обломки известняков в конгломератах исчезают, кварцитов становится меньше и начинают преобладать эффузивы. Вторая пачка образована темными лилово-, фиолетово-серыми и зеленовато-черными литокристаллокластическими туфами дацитового состава, местами флюидалными дацитами мощностью от 200 до 350 м. Туфы сложены резорбированными зернами полевых шпатов, обломками лав и спекшейся витрокластической массой; отличительная особенность их — отсутствие порфирокластов кварца. Следующая наиболее мощная (до 600 м) и характерная пачка свиты образована кристалло-, витрокристалло- и литокристаллокластическими туфами липаритов. Пачка имеет массивное, местами грубослоистое строение, однообразный выдержанный состав и мощность. В верхах пачки появляются прослои песчаников, гравелитов и конгломератов.

Верхняя, туфо-терригенная пачка обнажается только на бортах Каш-

кантенизской структуры. Она представлена пестроцветными песчаниками, включающими прослои гравелитов, алевролитов, туфов кислого состава общей мощностью от 80 до 150 м. Песчаники на восьми уровнях содержат флору, в одном из прослоев хорошо сохранились *Tamarella taeniata* Senk. (msc.), *Tamarella* sp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Blasaria sibirica* (Krysht.) Zal., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Prelepidodendropsis kornilovae* Senk., *Prelepidodendropsis* sp., *Knorria* sp. Возраст жастарской свиты по этому комплексу отвечает эйфельскому веку.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ ГРУППА ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Эта группа включает Спасско-Карабулакскую, Успенско-Аксоранскую, Жаман-Сарысуйскую и Северо-Прибалхашскую зоны (см. рис. 1). Отличительными признаками девона здесь являются непрерывность разреза внутри прогибов и постепенный переход от силура, преимущественно морское осадконакопление, и смена его островным типом седиментации осадочных и вулканогенных отложений, большие градиенты мощностей осадков и широкое развитие морской фауны.

Периферические зоны обрамляют с северной, северо-западной и северо-восточной сторон внутреннюю Джунгаро-Балхашскую область. Спасско-Карабулакская зона протягивается в близширотном направлении от южной окраины Карагандинского бассейна до Центрально-Казахстанского разлома, а затем резко поворачивает на юго-восток в бассейн р. Тундык и Юго-Западное Предчингизье. Внешняя граница Спасско-Карабулакской зоны проходит по Спасской и Чингиз-Балхашской (по Р. А. Борукаеву) системам разломов, внутренняя в широтной части, очевидно, совпадает с Тектурмасскими разломами, в Юго-Западном Предчингизье она перекрыта верхним палеозоем. Успенско-Аксоранская зона включает одноименные синклинии и Жаман-Сарысуйский антиклинорий (см. рис. 2). Пограничное положение зон между Центрально-Казахстанским континентальным массивом и Джунгаро-Балхашским морским прогибом предопределило двойственный характер строения и состава девонских отложений. Это выражается в чередовании свит морского и континентального происхождения, а также в присутствии в терригенных осадках аллохтонного туфового и вулканомиктового материала, привнесенного с континента.

Стратиграфическая схема, принятая нами, отличается от утвержденной стратиграфическим совещанием в 1971 г. меньшим объемом биотарской свиты, включением вновь выделенных жельмаинской и дагандалинской свит (см. табл. 1, рис. 19).

Нижний отдел

Он представлен во всех зонах зелено-, серо- и меньше пестроцветными существенно терригенными накоплениями морского и прибрежно-морского происхождения. Разрезы нижнего отдела в разных подзонах и даже в различных структурах одной зоны отличаются составом и гранулометрией обломочных отложений, типом и характером строения (трансгрессивным, регрессивным, бессистемным, флишoidным и т. д.), количеством вулканических пород и фаунистической характеристикой. Все это, а также неодинаковый подход к выделению свит послужили основанием отнести нижнедевонские отложения к разноименным свитам, а в структурах, где эти отложения богаты фауной, расчленить по комплексам органических остатков на региональные стратиграфические под-

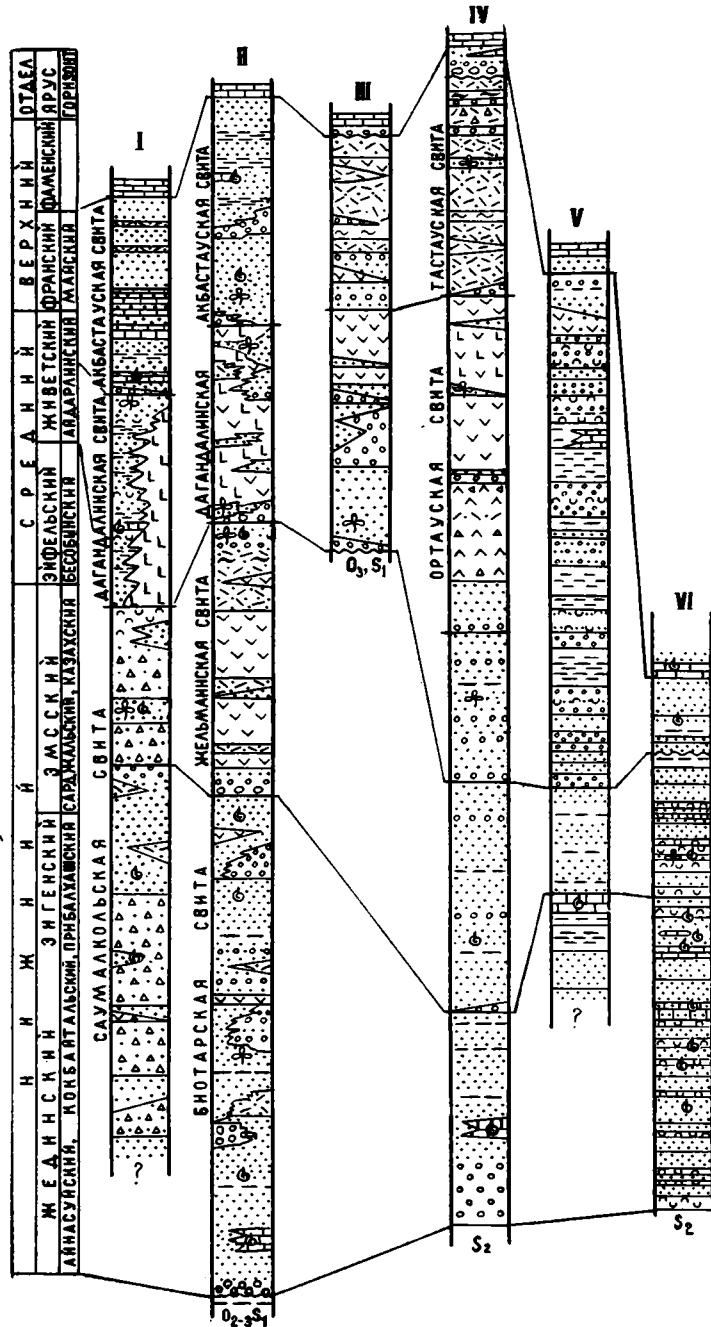


Рис. 19. Сопоставление разрезов девона Джунгаро-Балхашской группы зон

Подзоны: I — Карабулакская, II — Спасская, III — Тектурмаская, IV — Успенско-Аксоранская, V — Каркаралинская, VI — Северо-Балхашская. Условные обозначения те же, что и на рис. 16, 17

разделения (горизонты, подгоризонты и др.) и отождествить их со свитами. Поэтому на последней стратиграфической схеме девона (1975) показаны в одних структурах свиты, в других горизонты, в третьих нерасчлененный нижний девон.

Биотарская свита. Она выделяется в Спасской подзоне, в Нуринском и Карасорском синклинариях (см. рис. 2). На северо-восточном крыле последнего (оз. Саумалколь) и в Карабулакской подзоне (г. Корешты, р. Дагандалы) она замещается туфо-терригенной саумалкольской свитой. Биотарская свита прослеживается непрерывной полосой в широтном направлении на 230 км от г. Шоинды на западе до оз. Шингиль на востоке. Она изучалась сотрудниками МГУ А. А. Богдановым и др. [22], Н. П. Четвериковой [33, 139], И. А. Пославской, С. А. Мигдисовым [114], О. Е. Беляевым и др. [17], М. Н. Щербаковой [151], геологами ЦКТГУ Н. А. Беркалиевым, М. Я. Решко и др., ИГН АН КазССР.

Биотарская свита сложена терригенными и в незначительной мере вулканогенными и карбонатными отложениями мощностью 3—6 км. По составу, строению и соотношению с подстилающими образованиями выделяются два типа разрезов свиты: мелководный (прибрежный) существенно крупнообломочный с примесью вулканогенного материала и более мелководный мелкообломочный.

Отложения первого типа прослежены от гор Кумадыр к поселкам Ялта, Спасский завод и р. Коктал*. Они налегают несогласно на средний — верхний ордовик, что наблюдается в горах Кумадыр и Семизкыз, перекрываются согласно эйфельским ярусом. В строении свиты участвуют песчаники, алевролиты, конгломераты, часто туфогенные с пепловым материалом, пласты андезитов и туфов кислого состава. Разрез свиты обычно начинается пачкой (50—100 м) полимиктовых крупногалечных, реже валунных конгломератов с галькой вулканитов, кремнистых пород и песчаников. Выше следует толща переслаивающихся туфогенных песчаников, алевролитов и конгломератов (до 1000 м), включающих пласты туфов (до 100 м) кислого и лав среднего состава (рис. 20). Средняя часть разреза, начинающаяся с полимиктовых конгломератов (до 200 м), представлена разнозернистыми пестроцветными туфогенными алевролитами и меньше песчаниками с прослоями зелено-серых разновидностей, гравелитов и пепловых туфов. В верхах свиты залегает пачка туфопесчаников, песчаников и алевролитов, пласт вулканомиктовых конгломератов в основании и два-три прослоя туфов, местами липаритов. Мощность свиты 2—2,5 км. В верхней части разреза свиты в районе Спасского завода в пачке желтовато-серых разнозернистых песчаников обнаружена фауна брахиопод сарджальского горизонта нижнего девона. В средней и верхней частях свиты найдена флора *Cooksonia crassiparietilis* Jur., *Zosterophyllum australianum* Lang. et Cook., *Psilophyrites rectissimus* Noe g. (определения А. Л. Юриной) сарджальского и казахского горизонтов нижнего девона.

Отложения второго типа разреза биотарской свиты развиты в Нуринском синклинории южнее основного разлома Спасской зоны. Они отличаются от первого меньшим количеством гравийно-галечных и вулканогенных накоплений. Эти отложения представлены в основном песчаниками и алевролитами зелено-серой и бордовой окраски, вмещающими линзы, пласты и небольшие пачки конгломератов, известняков, андезитов и витрокристаллокластических туфов кислого состава. В наиболее полных разрезах они подразделяются на подсвиты, причем в западной части Нуринского синклинория (соп. Шоинды) свита делится на три, в восточной — на пять подсвит [83]. На западе, в районе сопки Биотар, Шоинды,

* Эти отложения выделяются Н. П. Четвериковой [141] в кумадырскую свиту нижнего девона.

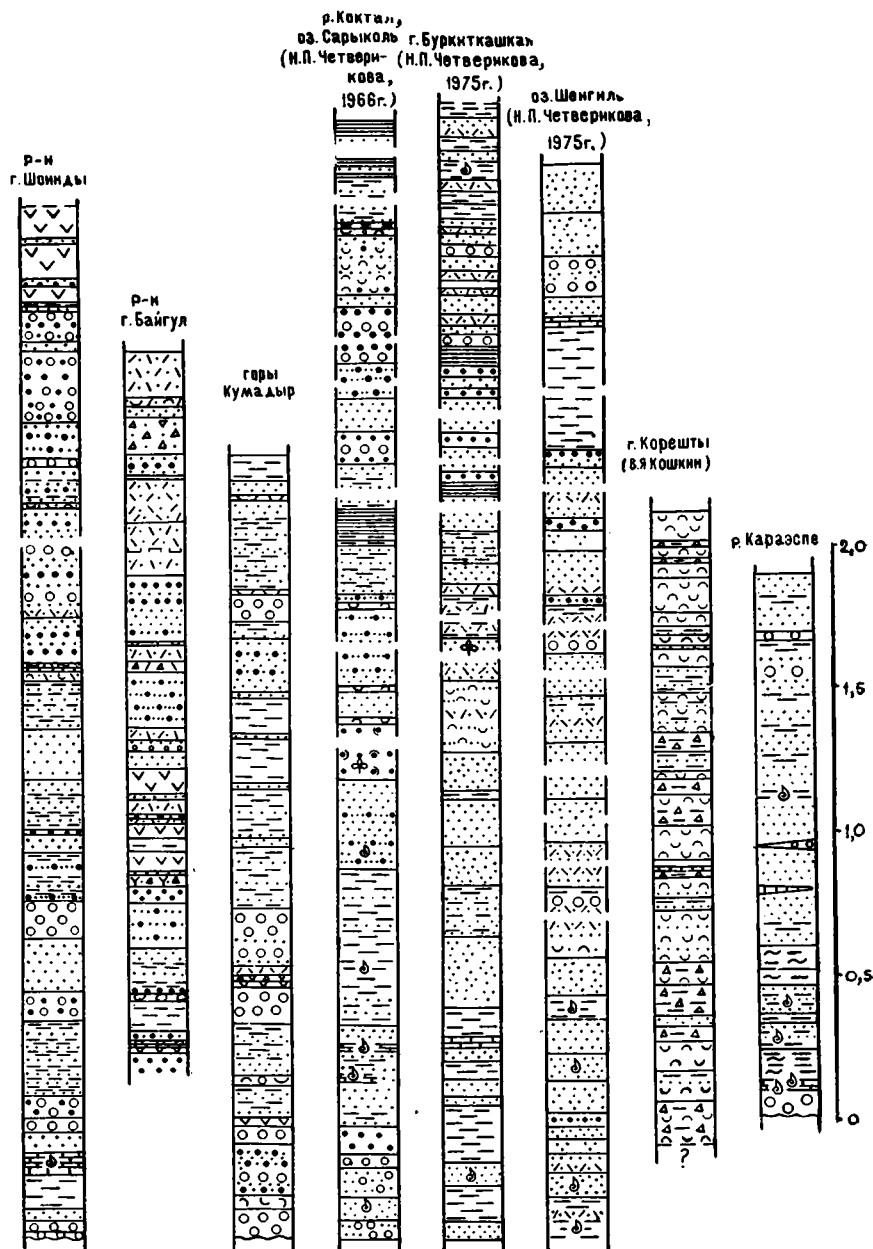


Рис. 20. Сопоставление разрезов нижнего девона (биотарская свита) Джунгаро-Балхашской области

Условные обозначения те же, что и на рис. 16, 17

Байгул, нижняя подсвита налегает с параллельным несогласием на ермекскую или согласно на исеньскую свиту силура. Она отличается пестрым составом и сочетанием в разрезе красно- и зеленоцветных песчаников, алевролитов и конгломератов. В низах разреза присутствуют выдержанные по простираению пласты конгломератов с галькой кварцитов и органогенных известняков с фауной табулят и гелиолитид. Выше следует пачка переслаивающихся мелкогалечных конгломератов серых и красно-

бурых с зелено-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, вмещающими линзы светло-серых известняков. Верхи подсвitys сложены разнозернистыми песчаниками, конгломератами с галькой кварцитов и эффузивных пород, единичными пластами органогенных известняков. Мощность отложений до 1000 м.

Средняя зеленоцветная подсвита представлена главным образом зелено-серыми разнозернистыми песчаниками. Редко встречаются линзы и прослои конгломератов, гравелитов и красноцветные песчаники с алевролитами. Характерно наличие в средней части подсвitys двух маркирующих горизонтов светлых пепловых туфов кислого состава. Общая мощность до 2000 м.

Верхняя пестроцветная подсвита образована зелено-серыми песчаниками, конгломератами, которые вверх по разрезу замещаются красноцветными разностями этих пород, а также появляются несколько пластов и линз андезитов (до 120 м). Конгломераты этой подсвitys сложены, как и в нижней, в основном галькой кварцитов, меньше песчаников, редко дацитов. Мощность до 1200 м.

Биотарская свита в восточной части Нурина синклинория согласна с постепенным переходом, как известно, перекрывает верхний силур. Она подразделяется по литологическим признакам сотрудниками МГУ на пять подсвitys общей мощностью до 7000 м*, каждая из которых сопоставляется с соответствующим горизонтом нижнего девона. Свита сложена зелено- и пестроцветными терригенными породами, среди которых преобладают зелено-серые песчаники и алевролиты, значительно меньше гравелитов, конгломератов и туфогенных разностей этих отложений, а также линзовидных прослоев и пластов известняков с фауной. В третьей и вышележащих подсвitys присутствуют отдельные горизонты разнообразных туфов кислого состава и единичные пласты андезитов. Во всех подсвitys, кроме верхней, содержатся богатые комплексы органических остатков фауны и флоры, по которым в биотарской свите выделено пять горизонтов [83].

Саумалкольская свита является близковозрастным аналогом биотарской, но отличается от нее значительным количеством туфового материала (до 50%) и меньшими мощностями. Свита выделяется северо-восточнее оз. Карасор, юго-западнее гор Иргайлы и в бассейне р. Дагандалы (г. Корешты). Она подразделяется по составу и возрасту отложений на две части. Нижняя образована разнообразными туфами кислого состава, среди которых наиболее развиты литокристаллоластические разности (от крупно- до мелкообломочных) лиловой, сиреневой и зелено-вато-серой окраски, туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами и иногда конгломератами. Свита характеризуется грубослоистым строением тех частей разреза, которые сложены крупнообломочными туфами, и тонкослоистым в мелкозернистых туфовых и песчаниковых пачках. В средней части разреза в районе оз. Саумалколь обнаружена фауна и флора *Taeniocrada decheniana* (Goerp.) Kr. et W., *Zosterophyllum australianum* Lang. et Cooks., *Psilophyites rectissimum* (Hoeg) Hoeg, *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) Stokm., *Lidasimophyton akkermensis* Senk. сарджальского горизонта нижнего девона [83].

Верхняя пачка саумалкольской свиты отличается тонкослоистым строением и исключительно мелкообломочным составом терригенного и пирокластического материала. Она представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, туффитов и пепловых туфов

* Мощность завышена почти в два раза. Это сумма максимальных мощностей всех пяти подсвitys, развитых на разных участках. В единых полных разрезах она не превышает 3—4 км.

зеленоватых и голубоватых тонов окраски. Мощность свиты не известна, так как нигде не вскрываются ее низы; доступна наблюдениям до 2 км. Возраст свиты по фауне, содержащейся в ее отложениях, и положению в разрезе отвечает раннему девону.

Стратиграфические аналоги биотарской и саумалкольской свит широко распространены в Акжал-Аксоранском синклинии, Жаман-Сарысуйском и Северо-Балхашском антиклинариях. Отложения нижнего девона не объединяются здесь в свиты, а расчленяются по фауне на фаунистические горизонты; там, где это пока невозможно сделать, относятся к нерасчлененному верхнему силуру — нижнему девону (Жаман-Сарысуйский антиклинорий). Терригенные отложения с линзами известняков нижнего девона были выделены Н. В. Ниловой и И. П. Михневичем в Акжал-Аксоранской зоне в караэспинский горизонт. Они налегают несогласно на досилурийские породы и согласно с постепенным переходом сменяются песчаниковыми осадками с фауной прибалхашского горизонта, выше которого также согласно располагаются флишеидная толща (до 1000 м) песчаников и алевролитов с фауной сарджальского и пестроцветная терригенная пачка (150 м) с фауной казахского горизонта. Мощность нижнего девона 1500—2500 м (см. рис. 20).

В Северном Прибалхашье описываемые отложения постепенно сменяют в разрезе позднеудловские накопления. Они подразделяются здесь по фауне на пять горизонтов [13, 33, 54, 58], которые составляют две литологически различные свиты: нижнюю, песчаниковую (айнасуйский и кокбайтальский горизонты) и верхнюю, туфопесчаниковую с линзами известняков, местами гравелитов и мелкогалечных конгломератов общей мощностью 2,0—2,5 км.

Айнасуйский и кокбайтальский горизонты представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми существенно кварц-полевошпатовыми песчаниками с маломощными пачками и пластами среднезернистых разностей, алевролитов, пепловых туфов и туффитов кислого состава. Мощность отложений, по М. К. Бахтеву и др. [13], уменьшается с юга на север от 900 до 700 м (г. Киикбай) и 350 м (г. Катанбулак).

Прибалхашский горизонт залегает согласно на кокбайтальском. Нижняя часть сложена мелкозернистыми серо-зелеными песчаниками, верхняя — более грубозернистыми пестроцветными разностями, присутствуют прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Мощность 400—700 м. Сарджальский горизонт отличается более сложным составом, строением и пестроцветной окраской пород. Нижняя пачка образована зелено-серыми разномзернистыми песчаниками с многочисленными прослоями известковистых разностей, линз известняков и горизонтов пепловых туфов, туффитов и туфоалевролитов. Верхняя пачка сложена зернистыми витро-, кристаллокластическими и пепловыми туфами, туффитами и туфопесчаниками. Мощность пластов туфов, их количество и размер обломочного материала уменьшаются от западного (кол. Жирик, Каражирик) к восточному (горы Бала, р. Ащизек) и северному бортам Северо-Балхашского антиклинория. Мощность горизонта 500—700 м.

Казахский горизонт представлен частым переслаиванием туфов, туффитов, туфопесчаников, песчаников и алевролитов. Присутствуют прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов с кремнистой галькой. Он отличается от сарджальского большим количеством туфового материала и изменчивыми мощностями от 800 м на севере, 300—400 м в центральной части, до 100—200 м и полного выклинивания на юге антиклинория.

Тематическими исследованиями М. А. Сенкевич и Л. И. Каплун в Северном Прибалхашье было установлено, что во всех нижнедевонских горизонтах вместе с фауной в отложениях содержится флора, по которой

возможна корреляция морских и континентальных подразделений [53]. В айнауском горизонте, по данным М. А. Сенкевич, присутствуют эндемичные формы: *Cooksonella sphaerica* Senk., *Jugumella burubaensis* Senk. (ms), *J. jugata* Senk. (ms), в кокбайтальском — *Tastaephyton bulacus* Senk., *Mointina quadripartita* Senk., *Jugumella jugata* Senk., Прибалхашский горизонт охарактеризован *Parca* cf. *decipiens* Flem., *Aphylopteris nudus* Senk., *Jugumella burubaensis* Senk. (ms).

В сарджальском горизонте флора представлена более богатым комплексом и наряду с эндемичными формами *Taeniocrada latissima* Senk., *Maubasia notabilis* Senk., *Jugumella burubaensis* Senk. присутствуют *Cooksonia crassiparietilis*, *Zosterophyllum australianum* L. et C., *Z. rhenanum* Kr. et W., *Taeniocrada decheniana* (Goerp.) K. et W., *Drepanophycus gaspianus* Stockm., которые установлены А. Л. Юриной в биотарской и саумалкольской свитах Нуринаского синклинория [126].

В морских отложениях казахского горизонта Северного Прибалхашья М. А. Сенкевич описала *Psilophyton princeps* Daw s., *Taeniocrada decheniana* (Goerp.), *Blasaria sibirica* (Krysht.) Zal., в верхах биотарской свиты Нуринаского синклинория А. Л. Юрина приводит *Zosterophyllum* sp.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего — верхнего девона в отличие от нижнедевонских представлены очень пестрыми по составу и условиям образования литолого-стратиграфическими подразделениями в разных зонах Джунгаро-Балхашского прогиба (см. табл. 1). В периферических зонах они образованы вулканогенными и терригенными свитами морского и континентального генезиса, во внутренней — морскими и прибрежными осадочными и вулканогенно-осадочными фациями.

Жельмаинская свита. Она выделяется только в Спасской подзоне, в остальных зонах Джунгаро-Балхашского прогиба замещается морскими терригенными или вулканогенно-осадочными отложениями.

Породы жельмаинской свиты слагают ряд разобщенных выходов, протягивающихся от гор Байгул и ур. Жельмая в район Спасского завода к горам Сарыжал, в бассейны рек Матак, Ащису, оз. Карасор (см. рис. 2). Она сложена на западе тремя пачками (горы Жельмая, рис. 21). В основании располагаются витрокристалло- и литокристаллокластические туфы кислого состава, пласты андезито-базальтов, пестроцветных песчаников и алевролитов. Средняя пачка сложена лилово-серыми андезито-базальтами с единичными прослоями литокластических туфов среднего состава, красноцветных и серых песчаников, мелкогалечных конгломератов и мелкообломочных туфов липаритов. Верхняя пачка образована туфами и игнимбритами кислого состава. В нижней и верхней частях ее залегают три пласта слоистых витро- и литокластических туфов, в средней — однородные пласты кристаллокластических разностей. В верхах присутствуют пестроцветные терригенные породы с отпечатками растений эйфельского яруса *Kaplanella lissa* Senk. (определения М. А. Сенкевич). Общая мощность всех трех пачек в этом разрезе около 1500 м.

Жельмаинская свита восточной половины Спасской подзоны отличается более сложным строением, слоистостью и ритмичностью (см. рис. 21). В низах залегают андезиты и андезито-базальты с единичными прослоями кислых туфов. В средней части обособляется пачка переслаивающихся туфов липаритов, туфопесчаников, конгломератов и алевролитов с несколькими пластами андезитов. Верхняя представлена много-

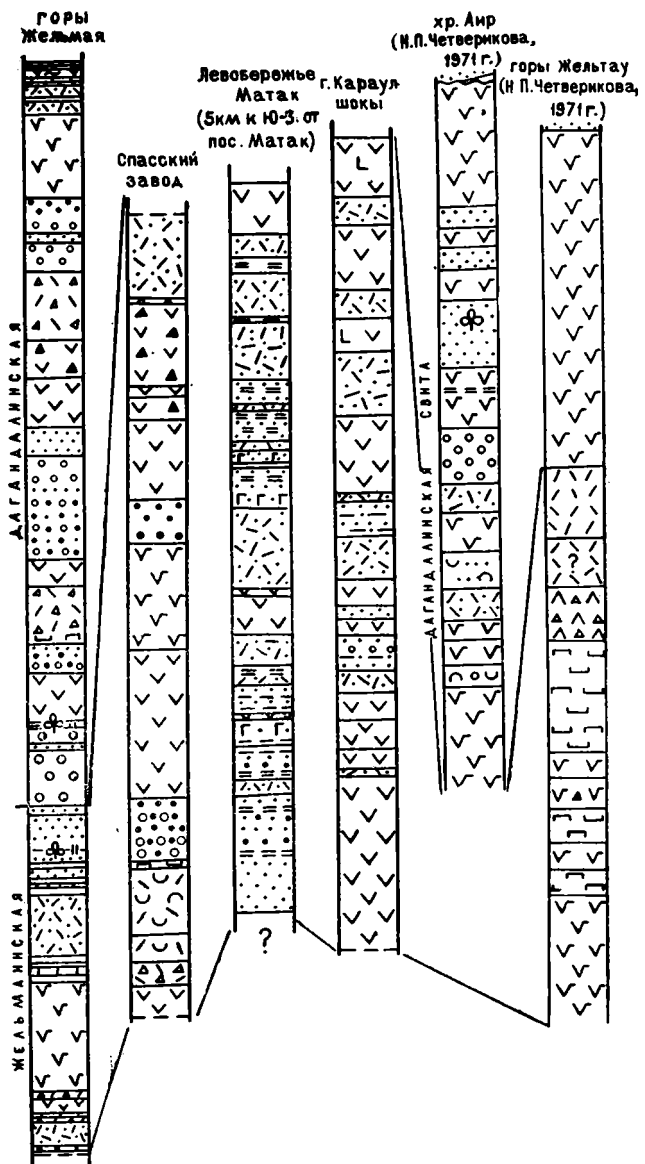


Рис. 21. Сопоставление разрезов среднего — верхнего девона вулканогенного типа Спасской подзоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 15—17

кратным чередованием в разрезе темных зелено-серых андезитов и светлых кристаллокластических туфов кислого состава. Мощность свиты до 2000 м.

Состав и строение жельмаинской свиты существенно изменяются по простираию подзоны, что выражается в замещении вулканических пород терригенными, лав туфами и игнимбритами.

Вулканогенные породы жельмаинской свиты замещаются в Нуринском синклинории (горы Карабастау, см. рис. 21) пестроцветными полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, туфо-терригенными отложениями, которые включают до 10 горизонтов туфов кислого состава, прослои гравелитов, известняков с отпечатками *Tamarella sp.*, *Cyricardina (sp.)*? Мощность до 3500 м.

Эйфельский ярус в Успенско-Аксоранской зоне сложен зелено-серыми песчаниками и алевролитами с маломощными пластами и линзами конгломератов и иногда известняков. Отличительная особенность его — это отсутствие в разрезе вулканогенных пород и местами флишиоидное строение. Отложения яруса здесь бедны органическими остатками и выделяются условно по появлению растения *Protolepidodendron scharianum* К г. и по единичным находкам фауны бесобинского горизонта.

Эйфельский ярус в Северо-Прибалхашской зоне представлен туфо-терригенными пестроцветными отложениями, среди которых преобладают мелкообломочные туфы, туффиты, туфопесчаники и алевролиты, неотличимые от эмских (казахский горизонт), поэтому граница между нижним и средним девоном устанавливается только по фауне и флоре. Мелкообломочные накопления включают прослои и небольшие пачки грубозернистых песчаников, гравелитов с кремнистой и фельзитовой галькой, единичные пласты и линзы известковистых пород. Мощность 700—900 м. В отложениях эйфельского яруса (бесобинский горизонт) в Северном Прибалхашье М. А. Сенкевич установила совместно с фауной этого горизонта формы *Tamarella taeniala* Senk., *Artschaliphyton unicum* Senk., *Protolepidodendron scharianum* К г.

Дагандалинская свита живетского яруса выделяется в Спасско-Карабулакской зоне. Южнее в Карасорской синклинали ее замещают существенно терригенные отложения жандарской свиты или красно-, пестроцветные отложения в остальных зонах.

Дагандалинская свита выделяется в юго-западном Предчингизье, севернее оз. Карасор и в районе Караганды (см. рис. 2). Свита налегает несогласно на иргайлинскую (горы Ханкельды, Серкиликазган, Сандыктас) или на саумалкольскую свиту в Предчингизье, на нижний девон — эйфельский ярус в окрестностях Караганды; перекрывается согласно акбастауской или несогласно дайринской свитами.

Представлена она двумя типами разрезов: эффузивным и вулканогенно-терригенным с постепенными переходами в зоне их совместного развития. Эффузивные отложения характерны для юго-восточной части Карабулакской (междуречья рр. Баканас, Курбаканас, Дагандалы) и северо-восточной части (горы Жусалы, Жельтау) Спасской подзон. Они представлены однотипными зелено-серыми с лиловым и фиолетовым оттенками базальтами, андезито-базальтами, меньше андезитами и субшелочными разновидностями их. Наиболее мощные излияния лав зафиксированы в горах Майкапшаган, Ханкельды и Сандыктас, где мощность их до 1000—1200 м, а также в горах Жельтау (до 1200 м). Эффузивные накопления по простиранию постепенно замещаются терригенными вулканомиктовыми отложениями. В низах свиты появляются конгломераты, в средней и верхней частях — пачки сероцветных песчаников и туфопесчаников с отпечатками *Protolepidodendron scharianum* К г., *Taeniocrada decheniana* Го е р р., *Lepidodendropsis* sp., *Barrandeina dusliana* (К г.) St u r, по определению А. Л. Юриной, среднего девона [83].

Вулканогенно-терригенный тип разреза свиты характерен для западной половины Спасской подзоны (см. рис. 21) от р. Куланутпес до р. Шерубай-Нура (пос. Топар). В полном разрезе дагандалинской свиты севернее гор Жельмая (пос. Коксунаул) выделяются четыре ритмично построенные пачки, каждая из которых начинается грубообломочными терригенными и заканчивается вулканогенными отложениями. Первая открывается серыми туфогенными конгломератами с галькой андезитов, тонкими прослоями туфопесчаников и кремнистых алевролитов с флорой среднего девона (до 300 м). Они перекрываются лилово-серыми андезитами (225 м). Вторая пачка сложена красноцветными вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками внизу, краснокаменными литокласти-

ческими туфами и игнимбритами (200 м) вверху, лилово-серыми андезитами (125 м). В остальных пачках средняя часть образована андезитами и их литокластическими туфами, андезито-базальтами с тонкими прослоями песчаников (300 м), верхняя — лито- и кристаллокластическими туфами, игнимбритами липаритового состава. Мощность свиты до 2500 м.

В Карасорской синклинали дагандалинская свита замещается существенно терригенными отложениями с вулканитами основного состава, количество которых постепенно уменьшается на юг от гор Теректы. Лавы сменяются туфами, а туфы — туфогенно-терригенными накоплениями (жандарская свита) [114]. Эти отложения содержат отпечатки растений *Artschaliphyton unicum* Senk., *Karagandella kabanovii* Jur., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *L. theodory* (Zal.) Jong., характерных, по определению А. Л. Юриной, для живетского яруса и комплекса фауны айдарлинского горизонта.

Живетский ярус в Успенско-Аксоранской зоне представлен пестро- и красноцветными песчаниками, меньше конгломератами и алевролитами. Они налегают несогласно на нижний силур (оз. Коктенколь) и нерасчлененный нижний — средний девон (Жаман-Сарысуйский антиклинорий, Акжал-Аксоранский синклинорий). Состав и мощности отложений живетского яруса изменчивы. В одних разрезах (г. Кызылтас, севернее г. Ортау) преобладают красноцветные песчаники и алевролиты. В низах таких разрезов обособляются пачки вулканомиктовых конгломератов с галькой туфов, лав и игнимбритов липаритового состава. В других главные компоненты — это зелено-серые и табачно-зеленые песчанико-алевролитовые породы с маломощными горизонтами конгломератов и туфов кислого состава. В песчаниках и алевролитах во многих пунктах обнаружены отпечатки *Protolipidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Barrandeina agadirica* Senk., *Graciliphyton artschalensis* Senk., по М. А. Сенкевич, живетского возраста.

Отложения верхов живетского и франского ярусов слагают в Джунгаро-Балхашской группе зон два литологически различных разновозрастных подразделения: сероцветная терригенная толща выделяется с конца 30-х годов в акбастаускую свиту, а пестроцветная туфогенно-осадочная описывалась в разные годы как ордабайская, аликоринская, акбастауская свиты одинакового состава и сходного строения и близкими комплексами фауны и флоры.

Акбастауская свита прослеживается от гор Байгул до гор Теректы (район Кувска). Она сложена зелено-серыми и табачно-зелеными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, отдельными пластами и линзами известняков, местами углистых пород и конгломератов с кислой вулканогенной галькой в основании. В нижней части свиты, по определению А. Л. Юриной, содержатся *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Karagandella kabanovii* Jur., *Pseudosporochus nodosus* Leel., а также комплексы фауны айдарлинского и в верхах майского горизонтов [83].

Туфогенно-осадочный аналог акбастауской свиты выделяется в Карасорской синклинали и в Северо-Прибалхашском антиклинории, объединявшихся в живетско-франское время в единую фациальную зону. Отложения этого возраста повсеместно представлены разнородными песчаниками, туфопесчаниками, мелкообломочными туфами кислого состава и туффитами, местами с линзами известняков углистых сланцев, углей и конгломератов. Цвет этих пород голубовато-, зеленовато-, синево-серый, табачно-зеленый, реже лиловый, бордовый и бурый. Пирокластические породы во всех разрезах — это витрокристалло- и витрокластические пепловые туфы дацитового и липаритового состава (рис. 22). Аналогичный ювенильный туфовый материал присутствует в

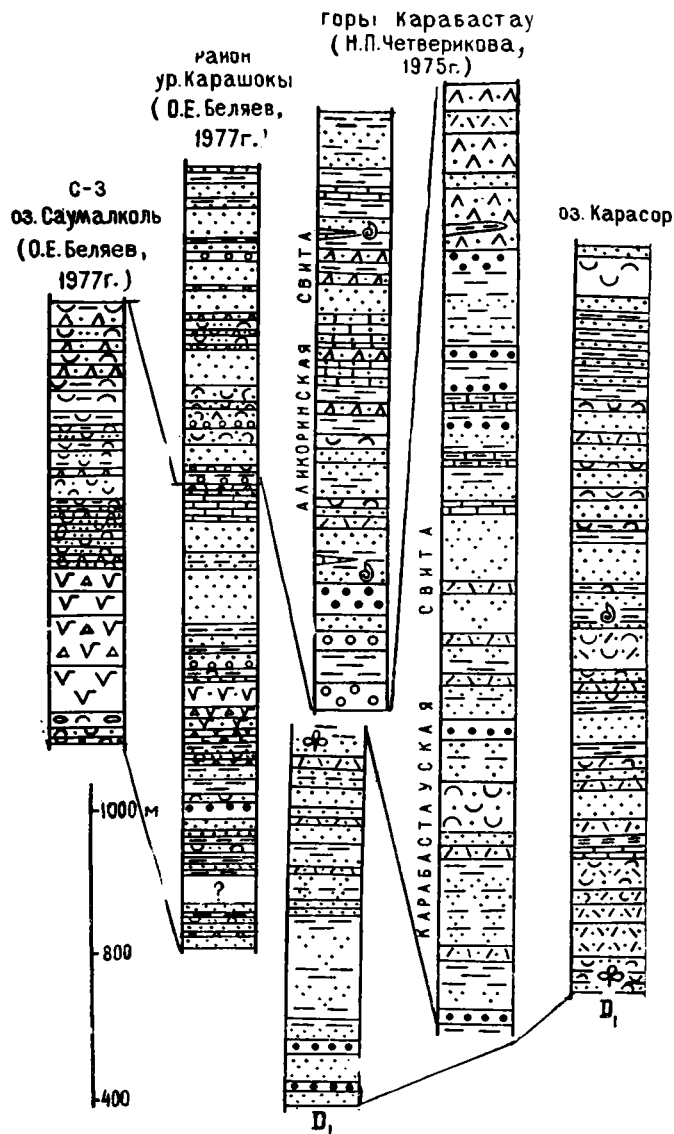


Рис. 22. Сопоставление разрезов среднего — верхнего девона существенно терригенного типа Карасорской синклинали

Условные обозначения те же, что и на рис. 15—17.

туфогенно-осадочных отложениях. Разрезы со значительным количеством пирокластики характерны для Карасорской, Дагандалинской и Северо-Прибалхашской структур. В районе Каркаралинска и в Предчингизье (г. Иргайлы, район пос. Баршатас) туфовый материал в живетско-франских отложениях практически исчезает и вместе с тем увеличивается количество известняков, гравийно-галечных и красноватых пород. Терригенные отложения содержат отпечатки растений *Dicranophyton niayssiense* Z a l., *Protolepidodendron scharianum* K r., *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k. в нижней (живетской) и рода *Leptophloeum* в верхней (франской) частях разреза.

Вулканогенные накопления франского яруса распространены

ны в Успенском, Акжал-Аксоранском синклиниях и в Жаман-Сарысуйском антиклинории, где слагают широкую дугообразную полосу от пос. Акмая к пос. Успенский и далее в район оз. Коктенколь, гор Ортау, Тастау, Беркуты и Косе (см. рис. 2). Эти отложения представлены в основном разнообразными вулканитами, на долю которых приходится от 50 до 80—90% мощности разреза. Среди них наиболее распространены пирокластиты кислого состава, андезиты и их туфы. В небольшом количестве присутствуют андезито-базальты и базальты, конгломераты и песчаники.

По составу и количественному соотношению лавового и пирокластического материала вулканогенные отложения подразделяются на две согласно залегающие свиты: нижнюю, ортаускую дацит-андезитовую и верхнюю, тастаускую липаритовую (рис. 23).

Ортауская свита распространена в Акжал-Аксоранском и в западной части Успенского синклиория (от пос. Успенский до оз. Коктенколь). Отложения ее без видимого структурного несогласия налегают на морские сероцветные или континентальные красноцветные терригенные осадки среднего девона. В районе гор Жаксы-Тагалы и пос. Кайракты свита выпадает из разреза и вышележащие породы тастауской свиты налегают несогласно на верхнесилурийско-среднедевонские образования.

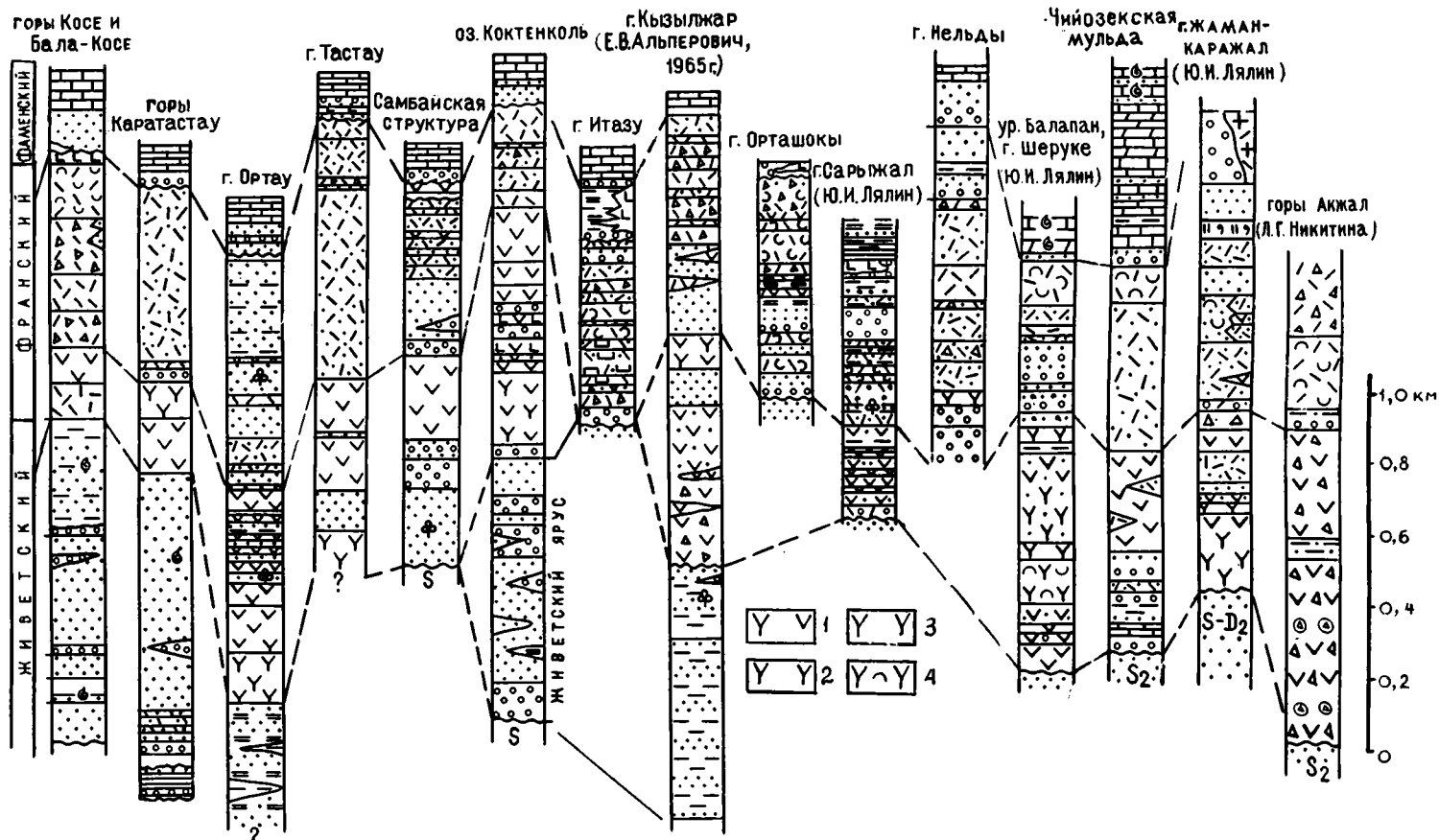
Характерными породами свиты являются зеленовато-серые, иногда лиловые андезиты и андезито-базальты, дациты и их туфы. Осадочные отложения представлены серыми и красноцветными песчаниками, конгломератами и гравелитами.

В районе гор Тастау и оз. Коктенколь ортауская свита состоит из двух пачек вулканических пород, разделенных между собой терригенными накоплениями. Нижняя образована дацитовыми, липарито-дацитовыми и липаритовыми литокристаллокластическими туфами и реже лавами, мощностью от 200 до 450 м. Выше залегает мощная толща (до 1500 м) зеленовато- и лилово-серых андезитовых и андезито-базальтовых лав.

В широтной полосе от пос. Коктенколь на западе до пос. Успенский на востоке происходит уменьшение мощности свиты (до 600 м) и замещение андезитов и андезито-базальтов андезито-дацитами, дацитами и кислыми пирокластолитами. В горах Акжал (р. Жаман-Сарысу) вновь появляются вулканиты среднего состава, представленные главным образом темно-лиловыми агломератовыми туфами и в меньшей мере лавами. Однако по направлению на восток и северо-восток мощность их на коротком расстоянии резко сокращается и уже в окрестностях пос. Кайракты они выклиниваются.

Тастауская свита представлена разнообразными туфами, игнимбридами, лавами кислого состава, туфопесчаниками, конгломератами и песчаниками, для которых наиболее типичны красноцветные тона окраски. В некоторых районах в разрезах встречаются маломощные прослои и линзы андезитов и андезито-базальтов.

Тастауская свита подразделяется на три пачки, состав, последовательность и строение которых выдерживаются на всей площади их распространения. Нижняя, туфовая пачка сложена серыми и сиреневатыми псаммитовыми кристалло-, литокристалло- и витрокристаллокластическими туфами с прослоями и линзами грубообломочных туфов и игнимбритов, лав и очень редко песчаников. В основании ее иногда залегают вулканомиктовые песчаники и конгломераты мощностью до 100 м (горы Сарытас, Нельды, Тастау (см. рис. 23)). Средняя, туфо-терригенная пачка образована пестроцветными терригенными отложениями с отдельными пластами пирокластолитов кислого состава, андезитов и андезито-базальтов. Последние обычно образуют линзовидные потоки, выклиниваю-



щиеся по простиранию на протяжении 1—2 км. Верхняя, игнимбритовая пачка состоит из серых, лиловых, сиреневых кристаллокластических туфов и игнимбритов с прослоями крупнообломочных литокластических разностей их и лав (350—500 м).

Иное строение имеет свита в западных предгорьях гор Ортау, в горах Шетшоки и Орташоки, где наряду с пирокластолитами широко распространены осадочные отложения мощностью до 1200 м.

В окрестностях оз. Коктенколь, поселков Успенский и Кайракты из разреза свиты почти полностью выпадают осадочные отложения, замещающаяся пирокластолитами кислого состава. Последние здесь представлены кислыми зернистыми туфами и игнимбритами красновато-коричневого цвета мощностью до 600—900 м.

Возраст вулканогенных отложений определяется стратиграфическим положением и по органическим остаткам. Комплекс залегает между осадками живетского яруса (местами майского горизонта) и фаменскими отложениями. В осадочных прослоях среди вулканитов найдены растительные остатки *Leptophloeum australe* (Mc Coy), *Bothrodendron* cf. *carneggianum* (Herr.) Nath., *Leptophloeum rhombicum* Daws., *Stigmara* sp., *Lepidodendropsis* sp., характерные, по мнению М. А. Сенкевич, для верхнего девона. Эти данные позволяют датировать возраст вулканогенных свит франским веком.

РАСЧЛЕНЕНИЕ, КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В стратиграфии, как известно, применяют два метода выделения стратиграфических подразделений — био-(палеонтологический) и литолого-стратиграфический. Это отражено на всех средне- и крупномасштабных геологических картах Центрального Казахстана и на стратиграфической схеме девона (1975 г.). На некоторых картах богатые фауной морские отложения подразделяются на ярусы и горизонты, а бедные органическими остатками континентальные и морские — на серии, свиты, подсвиты и т. д. Критический разбор такого подхода к выделению и изучению геологических тел очень подробно проведен А. М. Садыковым [115]. По его мнению, как и абсолютного большинства геологов, основными критериями расчленения местных стратиграфических подразделений являются вещественный состав, особенности строения и условия происхождения отложений.

Наиболее крупная таксономическая единица, принятая для расчленения девона в данной работе, — серия. Разновозрастные серии девона разделены между собой региональными несогласиями, очень часто скрытыми (параллельными) внутри прогибов, но проявляющимися на смежных поднятиях и их бортах. Перерывы между формированием серий фиксируются также внедрением средне- и позднедевонских гранитоидных plutонов, резкими изменениями в вулканизме и условиями (континентальные, морские, озерные и др.) осадконакопления. Недооценка значения отмеченных несогласий, в том числе параллельных, приводит к неверным стратиграфическим построениям, как это сделано, например, В. А. Голубовским [41] для силура — девона Сарысу-Тенизского водораздела.

В девоне выделяются в различных структурно-фациальных зонах

Рис. 23. Сопоставление разрезов Успенско-Аксоранской зоны

1 — андезито-дациты; 2 — дациты; 3, 4 — туфы дацитов: 3 — витрокластические, 4 — кристаллокластические. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 15—17

следующие этапы образования серий и свит: раннедевонский, раннедевонско-эйфельский, эйфельский, среднедевонско-раннефранский, живетско-франский, франский и позднефранский. Первым двум этапам отвечают в Шидерты-Чу-Илийской и Предчингиз-Западно-Прибалхашской зонах свиты вулканогенно-терригенных (коккасская, жарсорская и их аналоги) и существенно вулканогенных (кайдаульская) отложений; среднедевонско-франскому — континентальная жаксыконская и шатская серии, а в морских фациях — биотарская и саумалкольская свиты нижнего девона и вулканогенно-терригенная серия (карасорская) среднего — верхнего девона Спасско-Карабулакской зоны и серия туфо-терригенных сероцветных отложений раннего девона — эйфеля в Северо-Прибалхашской зоне.

Возраст вулканогенной (акмаинской, по О. А. Мазаровичу) и вулканогенно-терригенных серий девона обосновывается достаточно убедительно по органическим остаткам, стратиграфическому положению и сопоставлению при регионально-стратиграфических построениях. Однако возраст свит, составляющих эти серии, очень часто дискусионен из-за бедности или отсутствия в них органических остатков.

Возраст коккасской свиты и ее возрастные границы наиболее достоверны. Она налегает со стратиграфическим несогласием на нижний силур или верхний ордовик. В составе базальных конгломератов ее в юго-восточной части Жалаир-Найманского синклинория содержится галька известняков пражидольского яруса (токрауский горизонт) верхнего силура, в низах и средней части разреза — флора раннего девона (см. табл. 1). Эта свита перекрывается с размывом дегрезской свитой с раннедевонской (сарджальский горизонт, по М. А. Сенкевич) флорой, и поэтому верхняя граница ее проведена в верхах нижнего девона. Раннедевонскому уровню отвечает в Селеты-Шидертинской подзоне Шидерты-Чу-Илийской зоны жарсорская свита, которая имеет такие же соотношения с подстилающими отложениями, как и коккасская, и содержит скудную нижнедевонскую флору.

Не обоснованы возраст и возрастные границы пестроцветных терригенных отложений Каракенгир-Жаксыконской подзоны. Средняя и верхняя толщи кызылтауской свиты района гор Улутау по флоре и литологическому составу идентичны дегрезской свите северо-запада Жалаир-Найманского синклинория (см. табл. 1). Нижняя, существенно конгломератовая толща этой свиты на Улутау, конгломератовая в районе ур. Мешкейсор и горы Теректы, нижняя, конгломерат-песчаниковая толща (тараншинская свита) в бассейне рек Жаксы-Кон, Жаман-Кон, горах Кандыкараша на Сарысу-Тенизском водоразделе залегают без видимого несогласия на нижнем силуре, несогласно на ордовике и перекрываются с постепенным переходом туфо-терригенной толщей, на которой лежит в ряде районов (горы Желтымес, оз. Карасор, гора Теректы и др.) угзтауская (желтымесская, по В. Г. Тихомирову, О. А. Мазаровичу) свита с раннедевонской флорой, аналогичной растениям из дегрезской свиты. На этом основании отмеченные толщи кызылтауской и тараншинской свит считаются возрастными аналогами коккасской и жарсорской, в объеме которых входит жединский, зигенский и, возможно, низы эмсского ярусов общей — или от основания айнасуйского до низов сарджальского горизонтов — региональной стратиграфической шкалы.

Нижние свиты континентальных вулканитов средне-основного состава Предчингиз-Западно-Прибалхашской зоны (вулканического пояса) коррелируются главным образом по составу отложений и стратиграфическому положению, так как находки органических остатков в них единичны и представлены двумя-тремя формами, встречающимися в выше лежащих свитах (см. табл. 1). Нижняя возрастная граница айгыржаль-

ской и мунглинской свит определяется несогласным налеганием на нижний силур, верхняя — перекрытием отложениями с флорой верхов нижнего девона. Следует отметить, что в районе Баянаула и Западном Прибалхашье под вулканогенными накоплениями в сероцветных песчаных толщах обнаружена В. Г. Гейко [17] и Э. С. Кичманом [150] фауна трилобитов нижней части жединского яруса (айнасуйский горизонт), что может указывать вместе с другими данными на формирование континентальных вулканогенных свит в Предчингиз-Западно-Прибалхашской зоне в конце жединского, зигенского и, возможно, начале эмского времени.

Второму этапу седиментации вулканизма отвечают дегрезская и куртозекская свиты в Шидерты-Чу-Илийской зоне, свиты вулканитов существенно липаритового состава в Предчингиз-Западно-Прибалхашской, Чингиз-Тарбагатайской, Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зонах и Спасской подзоне. Семизбугинская и угузтауская свиты содержат остатки растений верхней части нижнего девона и эйфельского яруса в районе Семизбугу, на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Западном Прибалхашье (см. табл. 1). Специфический и устойчивый парагенез вулканических отложений, выдержанный состав и широкое площадное распространение дают возможность коррелировать эти свиты по литолого-петрографическим признакам и проследивать их от одного района к другому. Обнаруженные растения позволяют коррелировать эти свиты с существенно терригенными осадками Шидерты-Чу-Илийской зоны, в частности с дегрезской свитой и верхнекызылтауской подсвитой (см. табл. 1). Куртозекская свита содержит богатый флористический комплекс из 11 видов растений, который по систематическому составу сопоставляется с ранне- и позднеэйфельскими комплексами флор из морских и континентальных отложений Центрального Казахстана.

Обоснование возраста и корреляция вулканогенных отложений Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зоны сложны и дискусионны. Эти отложения на Кокчетавском и Улутауском блоках «немы» и только в Чуйском и Заилийском антиклинориях в них известны единичные местонахождения среднедевонской флоры (см. табл. 1). Сопоставление идыгейской свиты с курманчитинской и альмерекской проводится по составу вулканитов и положению в разрезе между нижнепалеозойскими образованиями и флористически охарактеризованными отложениями живетского возраста.

Верхней части разреза континентальных отложений отвечает жаксыконская серия на западе, чадринская и шайтандинская свиты на северо-востоке Центрального Казахстана и их литолого-стратиграфические аналоги (арчалинская свита) на Кокчетавском блоке.

Возрастными и лито-фациальными эквивалентами жаксыконской серии являются сарыобинская свита в Сарысу-Тениз-Атасуйской, кургакшолакская и жингильдинская в Жалаир-Найманской подзонах и сугандинская свита Кендыктаса. В Кишкенесорской структуре и на Чуйском выступе средний девон — франский ярус верхнего девона представлен тремя толщами: нижней, андезито-базальтовой с флорой среднего отдела, средней, сероцветной терригенной с растениями живетского яруса и верхней, красноцветной конгломерат-песчаниковой. Все эти свиты Чу-Илийского региона и Кендыктаса так похожи по составу и петрографическим признакам вулканитов, лито-фациальным особенностям терригенных отложений и характеру строения на стратотип жаксыконской серии, что одновозрастность их и геологические условия формирования не вызывают сомнений.

Нижняя, существенно вулканическая часть разреза жаксыконской серии охарактеризована только единичными находками (р. Жаксы-Кон, г. Курманчиге) среднедевонской флоры, и поэтому нижняя граница серии условна. Средняя, сероцветная терригенная толща содержит на трех

уровнях разреза богатый комплекс растений и рыб живетского века на Сарысу-Тенизском водоразделе, в районе гор Улутау и Чу-Илийском регионе. Верхние, красноцветные свиты (айртауская, жингильдинская) крайне бедны органическими остатками и относятся к франскому ярусу по положению в разрезе, а в Чу-Илийских горах — и по флоре позднего девона (см. табл. 1).

Чадринская и шайтандинская свиты на северо-востоке Центрального Казахстана изучены в палеонтологическом отношении наиболее полно. Осадочные отложения этих свит представлены континентальными и прибрежно-морскими фациями с флорой и морской фауной. В морских отложениях чадринской свиты было известно несколько местонахождений живетской и франской фауны брахиопод. В последние годы Ю. Ф. Кабановым с соавторами [52] установлены три горизонта терригенно-карбонатных отложений с фауной мшанок и брахиопод — один в верхнем живете и два во франском ярусе. В пестроцветных континентальных фациях выявлено 11 горизонтов с 8 видами растений (пос. Карабидаик) живетского яруса и 3 горизонта во франском ярусе.

В Спасско-Карабулакской зоне на схеме выделяются биотарская и саумалкольская свиты нижнего девона, отложения которых содержат морскую фауну и несколько горизонтов песчаников с наземной флорой (см. табл. 1). Эти свиты прибрежно-морского происхождения по содержащейся в них флоре коррелируются с континентальными отложениями Ерементау-Шидертинской зоны и кайдаульской свитой Предчингизья, по фауне и флоре — с морскими отложениями Успенско-Аксоранской зоны и Северным Прибалхашьем.

Жельмаинская свита Спасской подзоны представлена континентальными на западе и прибрежными вулканогенными отложениями на востоке. Органические остатки указывают на эйфельский возраст отложений, а стратиграфические соотношения и постепенный переход к биотарской — о начале формирования жельмаинской свиты в конце раннего девона.

Дагандалинская андезито-базальтовая свита содержит комплекс растений среднего девона в Спасской подзоне, а в Карабулакской, кроме того, и фауну живетского яруса. Она перекрывается терригенными отложениями акбастауской свиты с органическими остатками верхов живетского и франского ярусов. Эффузивные накопления свиты по латерали (Карасорская синклиналь) и простираению замещаются вулканогенно-осадочными (жандарская свита) и осадочными породами. Дагандалинская свита по флоре и составу вулканитов сопоставляется с нижней частью (талдысайская свита) жаксыконской серии и ее континентальными аналогами.

В Успенско-Аксоранской зоне нижний девон представлен морскими осадками айнасуйского, прибалхашского, сарджальского и казахского фаунистических горизонтов. С ними тесно связаны сероцветные песчано-алевролитовые и пестроцветные песчано-конгломератовые отложения эйфельского яруса. Этот мощный комплекс до сих пор не расчленен на свиты и на геологических картах, как и в Северном Прибалхашье, подразделяется на ярусы единой шкалы или фаунистические горизонты. Необходимо детальные литолого-стратиграфические исследования для расчленения ниже-среднедевонского комплекса на местные подразделения. Живетский ярус образован существенно красноцветными терригенными осадками со среднедевонской флорой; франский расчленяется по составу вулканитов на нижнюю, ортаускую и верхнюю, тастаускую свиты с позднедевонской флорой. Стратиграфическое положение и содержащаяся в них органика свидетельствуют о позднедевонском их возрасте (см. табл. 1).

Глава 2

ФОРМАЦИИ

Континентальные и морские отложения девона образуют ряд геологических формаций вулканического, осадочного и смешанного вулканогенно-осадочного происхождения.

Ассоциацию наземных вулканических пород нижнего — среднего девона основного и кислого состава относили до недавнего времени к «порфировой формации» и рассматривали как единую гомогенную последовательно дифференцированную серию [81, 102, 124]. Детальное изучение вулканических образований показало, что в «порфировую формацию» в Центральном Казахстане объединялись различные формационные типы. Из ее состава были выделены впоследствии андезито-базальтовая (или андезитовая) и липаритовая, а также формации щелочных и субщелочных базальтов и липаритов [32, 33, 93, 109, 146]. Вулканы кислого состава вместе с комагматичными и близкими по возрасту гранитами относятся в последнее время к вулканоплутонической ассоциации, кровно не связанной с предшествующей или близкой по времени образования дацитово-андезито-базальтовой формацией [103].

Вулканогенные образования среднего девона — франского яруса (жаксыгонская серия и ее аналоги) после известных работ Г. Штилле, Ю. А. Билибина и др. многие исследователи Казахстана включают в состав субщелочной базальтовой формации, завершающей (финальной) стадии развития орогенного (субсеквентного) вулканизма [32, 96, 124 и др.]. Эти же эффузивы в сочетании с продуктами липаритового вулканизма относят к контрастной базальт-липаритовой ассоциации, причем считается, что кислые компоненты генетически связаны с подстилающей липаритовой формацией, а базальтоиды являются автономными образованиями, не зависимыми от предшествующего вулканизма.

Континентальные терригенные отложения среднего девона — франского яруса большинством геологов Центрального Казахстана объединяются в красноцветную молассовую формацию [21]. В тех случаях, когда в молассе присутствуют вулканические породы, она относится к группе вулканогенно-терригенных формаций или вулканогенной молассе. О. А. Мазарович предложил под вулканогенной молассой понимать только такую совокупность терригенных вулканомиктовых и эффузивно-пирокластических отложений, которая формируется при размыве активно действующих вулканических нагорий [80, 81].

Несмотря на большой объем проведенных формационных исследований, у геологов Центрального и Южного Казахстана до сих пор не сло-

жились единого представления о формационной принадлежности нижне-среднедевонских вулканогенных образований. Одни по-прежнему объединяют их в андезито-базальт-липаритовую формацию (или ассоциацию), общие закономерности строения и состава которой, по их мнению, отражают принципиальное единство тектонических обстановок и главного типа вулканизма [124]. Другие считают, что эти вулканогенные образования входят в состав орогенной базальт-андезит-липаритовой ассоциации, подразделяющейся на несколько самостоятельных формаций нормальной и повышенной щелочности.

Отложения девона Казахстана подразделяются в работе на вулканогенные и молассовые формации и вулканогенно-осадочные (терригенные) ассоциации. Вулканогенная формация — естественная комагматичная петрографо-петрохимическая ассоциация генетически связанных вулканических образований и их производных. В ее состав кроме эффузивных и субвулканических пород обычно входят и осадочные (терригенные) отложения, но в данной формации — это перемытый и переотложенный на месте лавовый и туфовый материал активно действующих вулканов, расположенных в области седиментации.

Вулканогенно-терригенная ассоциация рассматривается как совокупность вулканических и осадочных пород с пространственно-временными парагенетическими связями. Образование вулканических и терригенных отложений в ассоциации обусловлено единными тектоническими причинами и происходит в условиях единой геолого-палеогеографической обстановки.

Вулканогенные образования средне-основного и кислого состава нижнего — среднего девона подразделяются на две самостоятельные формации: дацито-андезито-базальтовую и липаритовую. Первая — последовательно дифференцированная серия пород андезито-базальтовой (или базальтовой), вторая — слабо- или недифференцированные производные гранито-липаритовой магмы. Промежуточное положение занимают дацито-андезитовая, андезито-липаритовая формации и их субщелочные разновидности. Кислые члены этих формаций близки по всем петрохимическим и петрографическим признакам породам липаритовой, а средние практически неотличимы от андезитов андезито-базальтовой формации.

Континентальные формации девона относятся большинством исследователей Казахстана вслед за А. А. Богдановым [32], Н. П. Херасковым [137] к орогенному классу. Типовыми считаются красноцветная молассовая формация, гранитно-липаритовая и гетерогенная андезито-базальт-липаритовая ассоциации. Базальтовая и дацито-андезито-базальтовая формации явно связаны с процессами тектоно-магматической активизации орогенных областей и формируются в структурах типа континентальных рифтов [78, 79, 90, 108, 148]. Орогенная природа этих формаций некоторыми исследователями ставится под сомнение и считается недоказанной [112].

К классу орогенных формаций нами относятся также прибрежная моласса нижнего девона Центрального Казахстана, морские вулканогенные и вулканогенно-терригенные формации Рудного и Горного Алтая. Девонские вулканы Рудного Алтая относятся к кварц-кератофировой формации геосинклинального класса [92, 93]. Однако для этой формации характерно сочетание в разрезе и пространстве липаритов и базальтов при ведущей роли кислых пород, т. е. это такая же гетерогенная ассоциация, как и в орогенных образованиях Центрального Казахстана.

Морские существенно терригенные отложения Центрального Казахстана изучены в формационном отношении очень слабо. Отдельные сведения о составе и строении формаций этих отложений содержатся в ра-

ботах В. Я. Кошкина [58], Н. П. Четвериковой, М. И. Александровой, Л. И. Каплун, Ю. П. Ненашева, В. М. Шужанова [33].

Более детально исследованы терригенно-кремнистые формации Джунгарии, описание которых приводится в работах Н. А. Афоничева, Н. И. Филатовой и др.

Детально и всесторонне исследованы морские вулканогенные образования девона. Формационное описание их приводится в обобщающих работах А. А. Абдулина [1, 2] и В. С. Кузубного [59, 60]. В герцинской области Мугоджар выделяется силур-раннедевонская яшмо-андезит-базальт-диабазовая и среднедевонская кремнисто-липарит-андезит-базальтовая в Зеленокаменной зоне, кремнисто-андезит-базальтовая (S_2-D_1) и трахиандезит-трахибазальтовая (D_2) формации в Сакмарской зоне. Две нижние формации, по заключению А. А. Абдулина, представляют собой типичные геосинклинальные образования, но две среднедевонские формации по контрастности петрографического состава, минералогическим (средний плагиоклаз, биотит, пироксен) и петрохимическим особенностям (повышенная щелочность) близки синхронным образованиям Центрального Казахстана и Алтая.

Характеристика формаций приводится в хроностратиграфической последовательности и от основных к кислым. Молассовые и вулканогенно-молассовые формации описываются вслед за одновозрастными вулканогенными формациями по структурно-фациальным зонам.

ДАЦИТО-АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К этой формации отнесены нижнедевонские отложения айгыржальской, жарсорской, мунглинской и коктаасской свит. Они распространены в Космурунском, Шидертинском, Селетинском, Конском, Приатасуйском и Жалаир-Найманском синклиниях, которые составляли в раннем девоне единую структурно-формационную зону, протягивающуюся из Юго-Западного Предчингизья в район Еременту, на восток Сарысу-Тенизского водораздела и Атасу. Отдельный сегмент этой зоны прослеживается в Жалаир-Найманском синклинии от р. Сарысу в Чу-Илийские горы (рис. 24).

Дацито-андезито-базальтовая формация накапливалась в течение жединского, зигенского и начале эмсского веков, на что указывает стратиграфическое положение ее в разрезе и обнаруженные органические остатки. Границы формации не вызывают сомнений, так как откартированы и прослежены во всех синклиниях. Особого внимания заслуживает нижняя граница, отделяющая дацито-андезито-базальтовую формацию от пестроцветной молассы верхнего ордовика — силура или, иначе говоря, граница между геосинклинальными и орогенными образованиями, являющаяся предметом постоянных дискуссий. Согласно представлениям сторонников «классической тектоники», эта граница совпадает с поверхностью каледонского структурного несогласия между силуrom и нижним девоном, которому многие тектонисты отводят определяющее значение при районировании каледонид и варисцид, при разделении каледонского и варисцийского тектонических этапов и при проведении границы между геосинклинальными и орогенными комплексами.

Дацито-андезито-базальтовая формация налегает без видимого структурного несогласия на прибрежно-морскую красноцветно-пестроцветную молассу нижнего силура. Обе эти формации образуют единые складчатые структуры с одинаковыми элементами залегания и простиранья. В таких структурах часто отсутствует рассеянное угловое несогласие между формациями и наблюдается псевдопостепенный переход, особенно в тех случаях, когда в основании нижнего девона отсутствуют

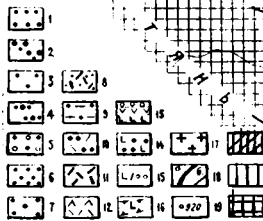


Рис. 24. Палеотектоническая схема раннего девона

Формации: 1—3 — континентальная молассовая: 1 — сероцветная полимиктовая, 2 — пестроцветная полимиктовая, 3 — красноцветная вулканомиктовая; 4, 5 — прибрежная молассовая: 4 — полимиктовая, 5 — вулканомиктовая; 6, 7 — морские осадочные: 6 — терригенные разнородные (периферические прогибы и грабены), 7 — терригенные мелководные; 8 — туфо-терригенная; 9 — терригенно-кремнистая; 10—15 — континентальные вулканогенные и вулканогенно-терригенные: 10 — туфо-терригенная, 11 — липаритовая, 12 — дацит-липаритовая и липарито-андезитовая, 13 — дацит-андезито-базальтовая с автохтонным вулканомиктовым материалом, 14 — андезито-базальт-терригенная ассоциация, 15 — андезито-базальт-липаритовая молассовая; 16 — грабены с базальтоидным вулканизмом; 17 — девонские гранитоиды; 18 — границы между орогенными зонами и геосинклинальными прогибами (а), внутри зон и прогибов (б); 19 — мощность формаций; 20—22 — поднятия: 20 — раннекаледонские, 21 — позднекаледонские, 22 — тельбеские

базальные конгломераты. Такие соотношения между молассой нижнего силура и вышележащей формацией раннего девона установлены в Юго-Западном Предчингизье [42, 58, 103], где вулканиды девона вложены в структуру нижнего силура. Более сложные соотношения наблюдаются в Шидертинском синклинии, на севере которого формация (жарсорская свита) залегает без видимого несогласия на красочетной грубообломочной (сульсорская свита), на юге — на пестроцветной мелкообломочной молассе нижнего силура [104, 147]. На некоторых участках (место-

рождение Коджанчад) наблюдаемое структурное согласие дополняется и видимостью постепенного перехода между сулысорской и жарсорской свитами, что выражается в появлении вулканических пород среди отложений силура и красноцветном облике осадков обеих свит.

Дацито-андезито-базальтовая формация Сарысу-Тенизского водораздела без видимого азимутального несогласия сменяет в разрезе нижнюю сероцветную молассу силура (верховья р. Сюртысу), на которой она залегает с размывом и перерывом, что фиксируется пачкой базальных полимиктовых конгломератов с галькой метаморфических пород, песчаников, гранитоидов, эффузивов основного и среднего состава, жильного кварца. Западнее эта формация замещается терригенной молассой нижнего девона (кызылтауская свита), которая налегает также без структурного несогласия на морскую сероцветную молассу нижнего силура севернее гор Желтымес, южнее ур. Мешкейсор в горах Карабатыр и северо-западнее станции Кызылжар [38, 81, 122, 147].

Отсутствие существенных несогласий на севере Сарысу-Тенизского водораздела (горы Карабатыр, Торткудук) привело В. А. Голубовского к выводу о непрерывности разреза отложений от верхнего ордовика до нижнего девона включительно. О. А. Мазарович предполагает скрытое несогласие между молассами силура и нижнего девона, что обусловлено единым структурным планом, литологическим сходством и общностью состава обломочного материала в терригенных отложениях этих моласс.

Очень показательны и симптоматичны соотношения нижнедевонской формации с подстилающими молассовыми отложениями в Жалаир-Найманском синклинии, где они прослеживаются на десятки километров [32, 107, 150].

В северо-западной части синклиния, на участке протяженностью более 20 км (низовья р. Жидели) дацито-андезито-базальтовая формация залегает на верхнеордовикской молассе с параллельным несогласием, доказанным благодаря находкам фауны и флоры. В средней части синклиния (район гор Котнак, Байгора, Джамбул и др.) также установлены скрытые несогласия, что наглядно видно в структурах верхнего ордовика — нижнего девона, ориентированных поперек или под углом к общему структурному плану. В Коктасской синклинали дацито-андезито-базальтовая формация перекрывает без видимого несогласия пестроцветную молассу нижнего силура (койчинская свита), имея в основании базальные конгломераты с галькой известняков лудловского яруса. Далее на юго-восток от гор Майжарылган в предгорьях Хантау, Анрахай и до р. Ащису на протяжении более 200 км она опять ингрессивно перекрывает верхний ордовик. В основании формации обычно залегают базальные полимиктовые конгломераты с разнообразной галькой и валунами, но на отдельных участках базальный горизонт выклинивается и вышележащие красноцветные песчаники налегают на терригенные осадки сероцветной молассы, в верхах которой очень часто (реки Шоинтас, Тесик, Шолак, южнее г. Кызылсок, р. Копалысай и др.) выделяется небольшая «переходная» пачка серовато-бурых песчаников и гравелитов.

Региональный материал показывает, что в структурах совместного развития нижней морской молассовой и нижнедевонских формаций граница между ними совпадает с поверхностью регионального параллельного (скрытого) несогласия, которое охватывает в большинстве синклиниров только верхний отдел и реже весь силур (10—30 млн. лет). Благодаря длительному перерыву между отмеченными формациями граница, разделяющая их, несмотря на скрытый характер, фиксируется весьма четко. В тех случаях, когда нижнедевонская формация «сползает» с молассовой на более древние образования, структурное несогласие проявляется повсеместно.

Верхняя граница дацито-андезито-базальтовой формации менее отчетлива, но во всех случаях выше ее происходит смена парагенезисов пород. Установление этой границы в структурах (Шидертинский, Селетинский, Жалаир-Найманский синклиории), где вулканиты сменяются красноцветными молассовыми отложениями, не вызывает особых затруднений. В Шидертинском и Селетинском синклиориях верхняя граница формации проходит по подошве базальных конгломератов вышележащей молассы (куртозская свита), состав обломочного материала которых резко отличается от вулканомиктовой кластики нижедевонских отложений. В Жалаир-Найманском синклиории этой границе отвечает основание базальных конгломератов с галькой кислых вулканических пород, отсутствующих в нижележащих накоплениях.

Значительно сложнее установить верхнюю границу формации в разрезах вулканогенного типа, а также в тех случаях, когда припограничные пачки этой и смежной формаций представлены вулканогенно-осадочными отложениями, мало различающимися по литологическим признакам. Отсутствие четко выраженной границы между дацито-андезито-базальтовой и дацито-липаритовой формациями в некоторых разрезах Юго-Западного Предчингизья, на востоке Сарысу-Тенизского водораздела и в районе Атасу обусловлено гомодромным изменением нижедевонских вулканитов и сходством кислых эффузивов (дацитов) этих формаций. Именно поэтому существует мнение о принадлежности ниже-среднедевонских вулканогенных пород к единому комплексу [124].

Вулканогенные образования нижнего девона, относимые к дацито-андезито-базальтовой формации, очень близки по основным формационным признакам на всей площади ее распространения, но в каждой конкретной структуре имеют свои особенности в деталях строения, вариациях состава и петрохимических характеристик.

В *Космурунском синклиории* Юго-Западного Предчингизья формация приурочена к Аркалыкскому, Айгыржальскому грабенам и Кайнарской вулcano-тектонической депрессии (см. рис. 24). Она представлена здесь наиболее полно и имеет максимальные мощности. На поднятиях (горстах) мощность ее сокращается главным образом за счет выклинивания нижней, липаритовой пачки (район гор Беркара, Жиланды).

Формация сложена вулканитами среднего, основного, меньше кислого состава и терригенными вулканомиктовыми отложениями.

Значительное количество липаритов и их туфов наблюдается лишь на отдельных участках. Содержание туфов различной кислотности в разрезах колеблется от 5—10 до 30%. Состав вулканических пород по разрезу и латерали изменяется неравномерно. В грабенах наблюдается антидромное изменение состава вулканитов. Разрез в таких структурах начинается пачкой (300—500 м) липаритовых туфов, туффитов, реже лав и игнимбритов. На относительно приподнятых участках (горы Жиланды, Беркара) эта пачка выклинивается или резко сокращается по мощности. Средняя часть формации отличается сравнительно выдержанным составом и строением. Она сложена базальтами, андезито-базальтами и андезитами; в отдельных разрезах присутствуют андезито-дациты, липариты и их туфы. В разрезах сокращенного типа (горы Каракия, Жиланды, Аркалык, Беркара и др.) верхняя часть формации образована андезитами и андезито-базальтами, иногда туфами среднего состава, а в наиболее мощных (горы Иргайлы, Айгаржал и др.) состоит из пачки туфопесчаников, песчаников с пластами алевролитов и местами известняков (см. рис. 14).

Со стратифицированными фациями тесно связаны субвулканические тела. Они представлены дайками, силлами и штоками андезитов, андезито-базальтов и диабазов, реже на участках развития кислой пачки

встречаются тела липаритов и дацитов. Приконтактные изменения у субвулканических тел выражаются в слабом окварцевании, осветлении, эпидотизации, иногда хлоритизации вмещающих пород. Размеры и форма тел очень изменчивы. Наиболее крупные тела диабазов откартированы В. И. Сорокиным и И. А. Кошелевой в районе гор Беркара и Керегетас, где ими сложены пластовые залежи длиной 5 км при ширине от 10 до 200 м. Субвулканические липариты в виде штоков выявлены в силурийских отложениях (диаметр до 800 м), дайки и силлы — среди нижнедевонских вулканитов в зоне Айгыржальского разлома.

В дацито-андезито-базальтовой формации больше всего андезитобазальтов и андезитов, значительно меньше базальтов и субщелочных разновидностей этих пород. Лавы имеют сходный минералогический состав и различаются размерами вкрапленников, количеством их и структурами. Главным минералом является плагиоклаз двух или трех генераций, как правило, альбитизированный. Плагиоклазы в основных породах представлены лабрадором № 53—65, в средних — олигоклазом или андезином. Из темноцветных минералов в андезито-базальтах и базальтах присутствуют ромбический пироксен и авгит, редко реликты и псевдоморфозы оливина, рудные минералы, хлорит, серпентин, кальцит. Андезиты содержат авгит, ромбический пироксен и роговую обманку.

Пирокластические породы основного и среднего состава характеризуются тем же набором минералов, что и лавовые. По обломочному материалу среди них выделяются кристалло-, литокристалло- и литокластические (агломератовые) разновидности.

Субщелочные андезито-базальты и андезиты неотличимы по петрографическим признакам от пород аналогичного состава с нормальным содержанием щелочей и выделяются только по химическому составу. Обычно эти породы слагают субвулканические тела и значительно реже — покровные образования.

По петрохимическим признакам породы формации принадлежат к дифференцированной известково-щелочной ассоциации с постепенно изменяющимся составом от лейкобазальта до дацита ($b=7-25$, рис. 25). Большая часть пород этого ряда относится к субщелочному типу ($a=13-17$ в породах дацито-андезитового и $a=10-14$ в породах андезито-базальтового состава). Общая щелочность постепенно увеличивается от 4—6% в базальтах до 6—8% в дацитах, причем содержание окиси натрия устойчиво повышается на 2—2,5% при большой дисперсии окиси калия (рис. 26, А), но с явной тенденцией к увеличению последнего в наиболее кислых породах. Среди базальтов развиты только натриевые и калиево-натриевые разности ($Na_2O/K_2O=2,5-5$), а в группе андезитов и дацитов преобладают породы с натриево-калиевым отношением менее 2 (рис. 26). Большая часть пород формации низкотитанистая, но высокоглиноземистая ($al'=1,2$ при $f'=14$), значительно меньше пород с повышенным содержанием титана ($TiO_2=1,5\%$, см. рис. 26, В). Во всех породах окисное железо преобладает над закисным при высоком значении коэффициента железистости ($K_F=60$).

В *Шидертинском и Селетинском синклиналиях* дацито-андезито-базальтовая формация распространена в бассейнах рек Селеты, Оленты и Шидерты, в районе поселков Александровка и Экибастуз.

Формация налегает без видимого несогласия на нижний силур, резко несогласно на более древние отложения, перекрывается ингрессивно красноцветной молассой среднего девона. Она характеризуется многократным чередованием в разрезе вулканогенных пород среднего и основного состава с вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками, состоящими из обломочного материала синхронных вулканических пород автохтонного происхождения. Эта особенность строения выдерживается

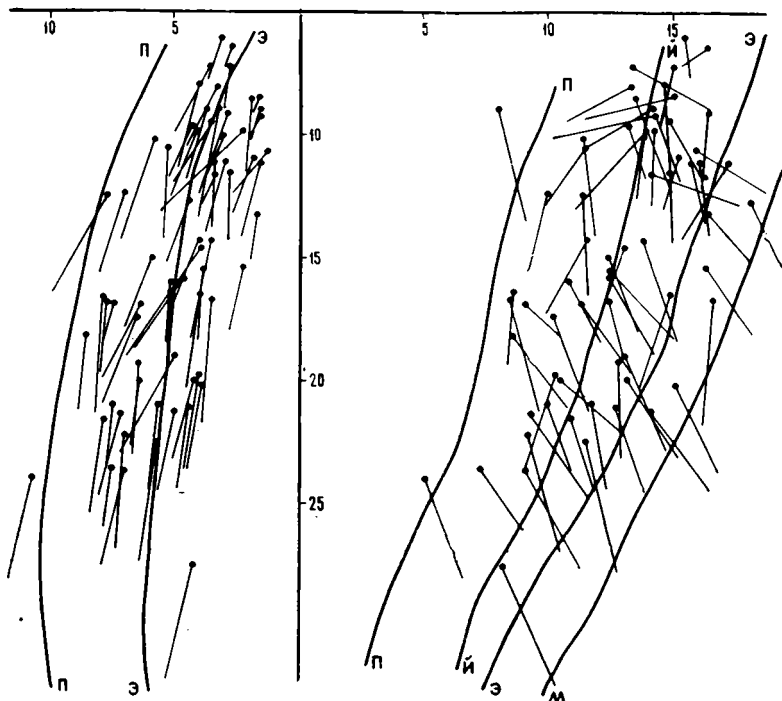


Рис. 25. Векторная диаграмма пород дацито-андезито-базальтовой формации Космурунского синклинария [43]

На этой и других диаграммах (по А. Н. Заварицкому) нанесены вариационные линии рядов дифференциации: П — Пеле, И — Йеллоустонского парка, Э — Этна, М — Марос

на большей части площади развития формации и только на отдельных участках в ней появляются пакки песчаников или кислые эффузивы и их туфы.

Основные компоненты формации — эффузивы основного и среднего состава и вулканомиктовые конгломераты; второстепенные — полимиктовые песчаники, гравелиты, туфы андезитов и андезито-дацитов. Очень редки лавы и туфы дацитов, ортофиры, мелкозернистые песчаники и алевролиты. Количественные соотношения пород в разрезах примерно таковы (%): лавы основного и среднего состава — 40—60, конгломераты — до 40, песчаники и алевролиты — до 10, туфы — до 10.

Изменение состава вулканитов по вертикали незакономерно. В одних структурах происходит чередование базальтов и андезитов по всему разрезу, в других базальтоиды сосредоточены либо внизу, либо в верхней части. По латерали наблюдается увеличение роли андезитов и дацитов по направлению от Ерементавского антиклинария к Баянаульскому синклинарию, что приводит к общему раскислению формации. В районе пос. Александровка и Кайдаульских гор базальтоиды почти полностью замещаются андезитами, альбитофирами (по дацитам) и появляется мощная пачка липаритовых вулканитов в верхах разреза.

Вулканические породы формации разнообразны по составу и структурно-текстурным признакам. Они представлены массивными псевдофлюидальными (полосчатыми), афировыми и порфировыми разностями основного, среднего, редко кислого и субщелочного составов. Весьма характерны встречающиеся почти повсеместно красновато-лиловые и гряз-

но-серые эвпорфировые лавы переменного состава (от базальтов до андезитов), базальтовые и андезито-базальтовые темно-серые афириты, диабазы с шаровой и массивной текстурой, полосчатые андезиты с субпараллельной ориентировкой микролитов и вкрапленников.

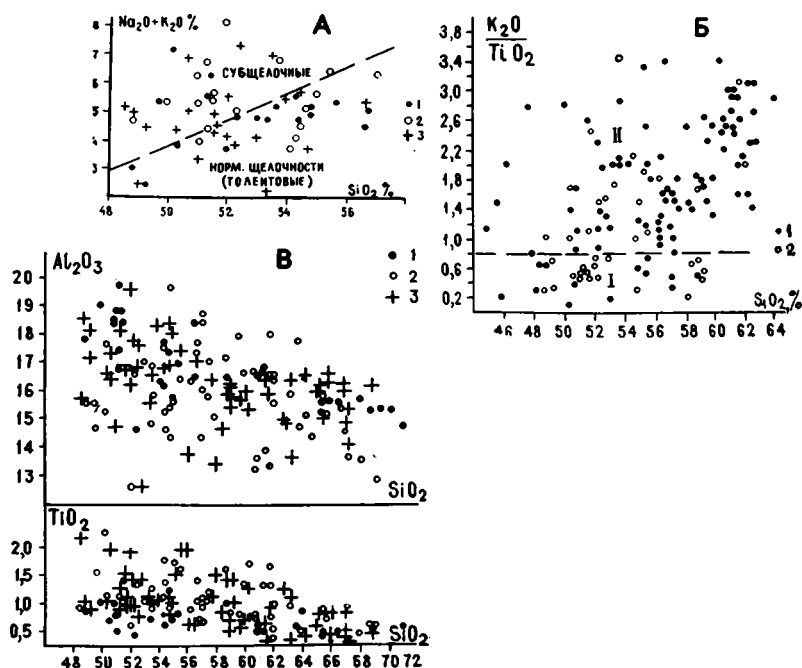


Рис. 26. Соотношение окислов в породах дацито-андезито-базальтовой формации Синклинирии: А — Приатасуйский (1), Конский (2), Космурунский (3); Б — Шидертинский, Селетинский (1), Космурунский (2); В — Конский (1), Атасуйский (2), Космурунский (3)

Базальты и андезито-базальты, петрографически различающиеся главным образом количеством темноцветных минералов в основной массе (30—40% в первых и около 8—15% во вторых), по составу вкрапленников подразделяются на плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклаз-оливин-пироксеновые, оливин-плагиоклазовые и очень редко оливиновые. Плагиоклаз в базальтах — лабрадор № 55—60, часто альбитизированный и пренитизированный, составляет до 25% объема в плагиоклазовых разностях. Пироксен-клинопироксен с мелкими реликтовыми зернышками гиперстена присутствует в основной массе и во вкрапленниках всех разновидностей. Оливин почти всегда полностью замещен серпентином или кальцитом, хлоритом и рудным минералом. В оливиновых разностях он представлен короткими бочонкообразными кристаллами с корродированными гранями. Эвпорфировые лавы основного состава отличаются крупными (10—20 мм) вкрапленниками таблитчатого лабрадора (№ 55—60) и малым общим содержанием пироксена. Базальтовые афириты сложены альбитизированным лабрадором и клинопироксеном с примесью рудного минерала сфена и апатита, в незначительном количестве присутствуют зернышки кварца и калишпата. Структура этих пород интергранулярная или апоандезитовая.

Эффузивы среднего состава — это полосчатые или массивные андезиты с афировой, порфировой и эвпорфировой структурой, содержащие

во вкрапленниках плагиоклаз двух генераций (№ 30—40), роговую обманку и реже пироксен и биотит. По сочетанию порфировых выделений различаются пироксен-роговообманковые, роговообманковые, очень редко амфибол-биотитовые (все с плагиоклазом) разновидности.

Более кислые вулканические породы — андезито-дациты, дациты и кварцевые ортофиры — содержат выделения кислого плагиоклаза (№ 15—20), роговой обманки и редко кварца. В основной массе ортофиров отмечаются мелкие таблички калишпата.

Пирокластолиты представлены андезитовыми и андезито-дацитовыми туфами, среди которых наиболее обычны агломератовые и среднеобломочные разновидности, состоящие из угловатых обломков лав, размером от 1—2 до 10—15 мм, сцементированных более мелким материалом того же состава. Кластический материал в туфах преимущественно резургентный, редко присутствуют обломки ювенильного стекла и вулканический пепел.

Осадочные отложения образованы в основном вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками буровато-серого, лилового, сиреневого и грязно-серого цвета. Обломочный материал в них автохтонного происхождения. Гальки и валуны в конгломератах — это лиловые, лилово-серые и бурые андезито-базальты, базальты и андезиты, тождественные подстилающим лавам. Внутрiformационные конгломераты разных пластов состоят из неодинаковой по составу гальки и валунов: в одних резко преобладают андезито-базальты, в других — андезиты, сцементированные песчаным материалом аналогичного состава. Однородность кластических компонентов, угловатые формы валунов и галек придают этим породам туфовый облик, что особенно проявляется в скальных обнажениях. Базальные конгломераты содержат наряду с эффузивами девонского облика гальки и валуны кварцитов, яшм, известняков и интрузивных пород. В песчаниках и гравелитах независимо от их положения в разрезе присутствуют обломки вулканогенных пород, яшм, кварцитов, кварца, темноцветных минералов.

Образование дацито-андезито-базальтовой формации происходило в условиях прерывисто-пульсационного вулканизма, о чем свидетельствует перемежаемость вулканических и вулканомиктовых терригенных пород. Площадный характер развития лав, ареальность распространения типоморфных разновидностей эффузивов и наличие туфов указывают на щитовой тип вулканических построек больших размеров, которые эпизодически выбрасывали рыхлый пирокластический материал. Излияния лав и эксплозии туфов, судя по краснокаменскому облику вулкаников, обжигу лав в кровле потоков, опацификации темноцветных минералов, происходили в наземных условиях. Образование покровных фаций вулкаников сопровождалось формированием субвулканических тел аналогичного состава.

По петрохимическим признакам вулканогенные породы формации образуют непрерывный гомодромный ряд от лейкобазальта до дацита с преобладанием андезитов и андезито-базальтов (табл. 2, 3, рис. 27). Развиты две группы пород: нормальной щелочности и субщелочные. Среди базальтоидов преобладают субщелочные разновидности с суммой щелочей от 4 до 7%, причем общая щелочность увеличивается с ростом кремнекислоты, главным образом за счет окиси калия. В породах андезитового состава нормальные и субщелочные разновидности присутствуют примерно в равных количествах. В субщелочных породах среднего состава содержание щелочей при увеличении кислотности (от 56 до 64%) повышается от 5 до 8% (рис. 28). Андезиты Селетинского синклиория имеют натриевую (4—6%) специализацию при сравнительно невысоком содержании калия (0,5—2%). В Шидертинском они существенно калиевые (1,5—

Таблица 2. Химический состав вулканогенных пород дацито-андезитобазальтовой формации раннего девона Селетинского синклинария, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	K _Ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	53,11	1,41	17,09	4,01	3,90	0,12	5,33	6,80	5,17	0,29	0,39	1,67	1,60	99,63	60	14,6	38,5	29,2	1,3	17,8
2	50,81	1,58	17,09	6,96	3,46	0,06	4,51	8,25	3,72	1,35	0,36	1,28	1,32	99,59	69	16,5	34,3	30,4	1,5	2,0
3	51,03	1,50	17,26	6,21	3,06	0,14	5,38	8,62	3,17	0,75	0,40	2,01	1,90	99,77	63	16,2	34,8	29,8	1,2	4,2
4	53,32	1,40	16,55	3,35	4,52	0,19	5,44	8,30	2,90	0,90	0,51	2,07	1,80	99,64	59	14,7	38,6	28,6	1,2	3,2
5	50,68	2,24	14,96	10,51	1,15	0,04	6,91	4,03	5,16	0,85	0,4	0,55	2,85	100,39	63	20,7	30,0	25,0	0,8	6,1
6	52,23	1,47	16,25	6,05	3,81	0,10	3,66	7,11	4,02	2,00	0,43	0,80	1,01	99,73	73	15,0	37,2	29,4	1,2	2,0
7	50,44	1,63	17,12	7,36	2,31	0,12	4,39	7,95	3,49	2,30	0,46	1,85	1,72	99,54	69	15,7	34,7	30,9	1,2	1,5
8	53,05	1,35	15,71	8,59	0,82	0,10	4,15	6,42	5,41	1,54	0,37	2,23	2,07	99,90	68	14,9	38,2	29,1	1,2	3,5
9	57,12	1,49	15,84	4,00	2,67	0,05	4,00	6,40	5,72	0,55	0,40	1,18	1,00	99,60	63	12,2	44,9	28,6	1,5	11,0
10	59,60	1,75	17,18	3,19	2,89	0,11	1,89	5,30	3,71	2,61	0,61	0,67	0,65	99,69	76	9,8	49,8	28,8	2,1	1,4
11	61,09	0,94	15,98	2,66	2,17	0,05	3,12	4,31	4,78	2,80	0,45	1,15	1,19	99,67	61	8,9	52,1	27,9	2,0	1,7
12	58,23	1,59	14,92	4,19	4,35	0,12	3,08	5,54	3,64	2,27	0,34	1,23	0,78	99,51	74	13,2	45,0	26,6	1,3	1,6
13	57,61	1,52	15,28	4,73	3,80	0,13	3,30	4,40	4,54	2,10	0,33	2,10	1,65	99,84	72	13,3	44,3	26,4	1,3	2,2
14	60,93	0,93	16,28	3,52	2,02	0,08	2,81	3,88	4,28	2,81	0,28	1,70	1,67	99,52	66	9,3	51,6	27,3	1,9	1,5
15	62,01	0,90	16,41	2,73	2,12	0,07	2,44	3,98	4,44	2,80	0,32	1,24	1,20	99,60	66	8,2	54,0	27,6	2,2	1,6
16	67,44	0,72	14,18	3,23	1,61	0,08	1,71	1,90	4,60	2,62	0,27	1,34	1,40	99,85	—	—	—	—	—	—
17	62,59	0,72	17,20	3,38	1,41	0,08	2,10	4,86	4,16	1,59	0,26	1,15	1,27	99,81	69	7,6	55,0	27,8	2,5	2,6
18	63,51	0,56	14,80	3,30	0,62	0,07	3,98	2,97	4,37	3,13	0,27	1,76	1,80	99,51	49	8,4	55,1	25,3	1,9	1,4
19	63,31	0,51	15,18	3,05	0,41	0,13	0,77	2,10	5,04	3,32	0,16	0,84	0,87	100,03	—	—	—	—	—	—
20	69,09	0,52	15,69	2,80	0,28	0,04	0,57	0,79	5,35	3,42	0,15	1,04	0,97	99,81	—	—	—	—	—	—
21	69,95	0,34	15,00	3,16	0,41	0,03	0,30	0,41	5,64	4,20	0,05	0,92	0,80	99,59	—	—	—	—	—	—
22	70,32	0,41	14,96	1,67	0,44	0,02	0,70	1,61	4,03	3,72	0,16	1,52	1,50	99,76	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 5—8 трахизальты; 2—4 — базальты; 9, 10, 12 — андезиты; 11, 13—15 — трахиадезиты; 16, 19—21 — дациты; 17, 18 — андезито-дациты; 22 — липарит. Петрохимические характеристики здесь и далее (вес. %): $K_{\Phi} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$; $f' = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2}{S}$; $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$; $A = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$.

Таблица 3. Химический состав вулканогенных пород дацито-андезито-базальтовой формации Шидертинского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	K _Ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	52,2	1,72	18,23	4,47	3,61	0,10	3,75	7,18	3,60	1,44	0,59	0,20	3,00	100,14	68	13,6	38,6	30,4	1,54	2,50
2	52,18	1,23	14,90	6,48	2,81	0,13	7,23	7,29	3,56	1,50	0,55	0,08	2,42	100,77	56	10,6	40,3	27,3	0,90	2,37
3	46,22	1,31	17,97	5,77	4,75	0,20	5,63	9,66	1,50	2,50	0,38	0,22	4,33	100,24	65	17,6	28,6	31,6	1,11	0,60
4	51,49	0,81	14,12	7,33	3,23	0,12	7,72	6,14	4,43	2,11	0,13	1,90	1,94	99,73	58	19,2	32,3	26,8	0,77	2,09
5	47,61	0,69	15,29	3,04	6,08	0,12	8,80	10,24	2,53	1,85	0,09	2,58	3,14	99,54	45	18,7	28,9	29,9	0,85	1,37
6	53,61	1,03	18,07	6,70	0,25	0,20	3,92	5,19	5,18	1,93	0,31	2,07	2,18	99,50	63	12,1	41,5	30,4	1,66	2,69
7	50,84	1,84	17,64	8,38	1,45	0,14	2,86	6,76	4,35	2,02	0,53	1,85	1,93	99,75	77	14,5	36,3	30,8	1,39	2,15
8	50,58	1,12	15,87	6,81	1,56	0,11	3,05	8,91	3,28	1,73	0,60	2,49	6,02	99,72	73	12,6	37,9	29,8	1,20	1,89
9	53,63	1,04	15,80	8,12	0,58	0,09	5,62	4,94	4,61	2,87	0,48	2,26	2,09	100,16	61	15,4	38,2	28,2	1,10	1,60
10	49,99	0,93	15,88	7,43	4,89	0,21	5,63	5,80	2,01	2,51	0,39	3,28	3,22	99,51	68	18,9	31,1	26,2	0,88	0,80
11	52,46	1,45	17,15	5,86	2,54	0,08	5,11	7,36	3,29	2,72	0,46	0,45	1,68	101,66	62	20,1	32,4	30,5	1,27	1,20
12	52,48	1,00	16,91	6,09	3,31	0,00	3,31	6,61	3,30	4,00	0,38	0,19	2,26	99,39	74	13,7	39,8	30,8	1,33	0,82
13	55,22	1,02	16,74	6,48	2,18	0,13	4,52	6,86	3,38	0,70	0,30	2,35	2,30	100,18	65	14,2	40,9	27,7	1,27	4,82
14	55,37	1,39	16,47	3,13	4,67	0,11	4,38	7,58	3,56	1,59	0,46	1,19	1,32	100,02	64	13,6	41,8	29,2	1,35	2,23
15	56,41	0,96	16,76	4,51	1,55	0,13	2,77	7,50	3,57	1,26	0,41	1,79	3,73	99,86	68	9,8	46,6	29,1	1,90	2,83
16	60,61	0,63	16,30	5,56	0,19	0,07	1,31	4,80	5,76	1,51	0,30	1,80	1,55	99,52	81	7,7	52,9	28,4	2,31	3,81
17	60,18	0,58	16,20	3,05	2,70	0,08	3,30	5,43	4,01	1,93	0,23	2,02	1,89	100,26	63	9,6	50,5	27,6	1,79	2,07
18	59,08	0,61	16,88	4,44	0,90	0,14	4,18	3,08	6,06	1,77	0,19	2,18	1,98	99,67	56	10,1	49,0	27,8	1,80	3,42
19	61,29	0,63	16,83	2,50	2,12	0,09	2,91	5,08	4,32	1,59	0,24	1,86	1,29	99,57	61	8,2	53,1	27,8	2,20	2,44
20	61,05	0,64	16,77	4,05	1,38	0,13	2,67	5,09	4,17	1,84	0,23	2,09	1,56	100,28	67	8,7	52,3	27,9	2,10	2,26
21	54,90	1,65	16,98	4,10	3,35	0,09	3,25	6,98	4,03	2,01	0,61	1,56	1,32	99,51	69	12,4	42,5	30,0	1,60	2,00
22	56,54	0,73	15,36	3,06	5,07	0,03	3,27	8,02	2,31	2,55	0,36	0,25	2,13	99,86	71	12,1	44,4	28,2	1,35	0,90
23	55,48	1,15	15,73	2,58	5,03	0,11	4,77	6,78	2,54	2,38	0,37	0,23	1,87	99,08	61	13,6	41,5	27,4	1,27	1,06
24	54,37	0,76	16,47	4,33	3,60	0,56	4,34	5,60	3,00	3,30	0,30	0,21	2,22	99,51	65	13,0	41,4	28,4	1,35	0,90
25	56,28	1,13	17,35	5,38	2,22	0,06	2,94	4,45	5,01	2,43	0,38	9,38	2,64	100,70	72	11,7	44,6	29,2	1,65	2,06

26	61,25	0,56	16,27	5,03	0,76	0,08	2,85	3,74	5,10	2,45	0,23	2,00	1,66	100,35	67	9,2	52,0	27,6	1,88	2,08
27	61,65	0,61	16,09	3,17	2,15	0,10	2,85	4,84	3,93	2,33	0,20	1,94	1,52	100,01	65	8,8	53,6	27,2	1,96	1,68
28	61,72	0,64	16,05	4,54	0,79	0,09	2,38	3,62	4,61	2,87	0,22	1,55	1,19	100,08	68	8,3	53,4	27,2	2,01	1,60
29	57,95	0,86	18,05	4,81	1,76	0,08	2,14	6,24	4,03	2,12	0,40	1,54	1,50	100,09	76	9,6	48,4	30,4	2,10	1,90
30	57,00	1,94	16,39	7,66	0,95	0,06	1,44	3,24	5,89	2,96	0,77	1,55	1,37	99,89	86	11,9	45,1	28,6	1,64	1,98
31	56,57	1,34	16,48	3,35	3,09	0,07	3,60	6,59	4,14	2,19	0,36	1,74	1,35	99,65	64	11,3	45,3	29,4	1,64	1,89
32	55,34	0,94	16,24	2,71	2,10	0,13	2,67	8,69	3,48	2,28	0,29	1,60	4,62	99,78	64	8,4	46,9	30,6	2,10	1,52
33	55,72	0,89	15,96	3,53	3,88	0,18	3,58	6,33	2,94	3,63	0,36	0,12	2,12	99,39	67	11,9	43,8	28,9	1,40	0,79
34	65,49	0,62	16,80	2,14	1,39	0,14	1,87	6,34	7,81	0,58	0,31	1,42	1,38	100,01	65	6,0	59,5	26,5	3,10	13,46
35	64,52	0,60	15,99	4,87	0,44	0,08	2,34	2,05	4,62	2,36	0,20	1,83	1,75	100,00	70	8,0	56,5	25,0	2,10	1,95
36	64,18	0,54	16,31	2,76	1,48	0,09	2,33	4,41	3,80	2,55	0,19	1,74	1,21	100,44	64	7,1	57,1	27,1	2,50	1,49
37	64,20	0,80	16,65	5,91	1,92	0,40	1,45	3,73	4,31	3,85	0,37	0,28	0,87	100,41	84	10,2	54,0	28,5	1,80	1,10
38	71,88	0,61	10,29	4,59	1,07	0,06	2,04	3,77	2,24	1,59	0,21	1,61	1,70	99,96	—	—	—	—	—	1,40
39	48,65	1,60	15,46	3,79	4,75	0,09	9,55	8,05	3,79	1,08	0,42	2,13	1,85	99,60	47	19,6	39,0	20,3	0,90	3,50
40	54,93	1,04	16,49	2,81	4,15	0,06	5,71	8,38	3,46	0,66	0,16	1,74	1,53	99,75	55	13,7	41,2	28,9	1,29	5,24
41	61,40	0,60	16,10	2,15	5,18	2,32	2,32	3,50	4,60	2,24	—	0,34	1,26	99,75	76	10,2	51,2	26,4	1,67	2,05
42	71,66	0,41	11,97	2,45	0,36	0,06	3,48	1,21	4,34	1,15	0,14	2,13	2,14	99,62	—	—	—	—	—	3,77
43	77,79	0,33	7,42	2,14	1,76	0,04	3,86	0,62	1,01	1,76	0,11	2,60	2,46	99,69	—	—	—	—	—	0,57
44	52,60	1,44	18,77	8,96	1,74	0,11	3,01	2,38	6,76	1,82	0,30	2,01	1,90	100,10	78	15,1	37,5	29,7	1,40	3,71
45	58,28	1,08	16,31	2,72	3,27	0,07	4,48	4,97	4,56	1,51	0,30	2,12	1,93	99,92	61	11,5	46,7	27,3	1,60	3,01
46	59,40	0,86	16,75	2,60	2,76	0,09	2,11	4,21	4,79	2,01	0,27	1,86	2,05	99,76	72	8,3	51,1	26,8	2,30	2,38
47	56,93	1,07	17,54	3,44	3,69	0,08	2,88	5,96	5,12	1,26	0,28	1,28	1,00	99,83	71	11,1	46,9	29,9	1,70	4,06
48	58,94	0,91	17,37	3,41	2,76	0,11	2,16	5,89	5,12	1,51	0,27	1,14	0,89	99,83	73	12,1	46,8	29,8	2,10	3,39
49	61,63	0,78	16,96	3,55	1,70	0,11	1,65	3,68	5,86	2,01	0,35	0,78	1,35	99,51	76	7,7	54,0	28,6	2,50	2,91
50	56,43	1,01	16,91	3,43	3,32	0,11	4,12	6,38	4,20	1,51	0,28	1,62	1,67	99,67	62	11,9	44,5	29,0	1,60	2,78
51	58,70	0,92	17,46	3,81	2,60	0,13	2,38	5,45	5,12	1,68	0,27	1,18	0,99	99,94	73	9,7	49,0	29,7	2,00	3,04
52	55,44	1,16	16,89	3,14	4,32	0,14	4,90	7,52	3,96	0,90	0,29	1,39	1,10	99,76	60	13,5	42,0	29,3	1,40	4,12
53	61,83	0,70	17,31	3,35	1,97	0,14	1,89	4,42	4,71	1,49	0,33	0,98	1,19	99,69	74	7,9	54,0	27,9	2,40	3,16
54	59,88	0,89	16,60	3,30	2,85	0,13	2,56	5,46	4,71	1,59	0,32	1,28	0,99	99,79	70	9,7	50,1	28,4	1,90	2,96

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
55	61,21	0,81	17,07	3,56	2,00	0,14	1,76	3,92	5,69	1,94	0,34	1,26	1,53	100,02	76	8,1	53,1	28,7	2,3	2,93
56	57,19	1,32	16,38	3,53	2,78	0,15	4,25	4,91	4,81	1,97	0,36	2,04	2,20	99,96	58	11,9	45,3	28,1	1,5	2,44
57	61,04	0,01	16,33	3,86	1,73	0,08	2,36	4,06	4,84	2,72	0,24	1,31	1,31	99,78	70	8,9	52,1	27,9	2,1	1,77
58	59,87	0,89	16,09	2,14	3,39	0,08	3,54	3,18	6,03	2,22	0,25	1,91	1,90	99,79	61	10,0	49,8	27,7	1,8	2,71
59	61,71	1,54	15,50	5,57	1,27	0,10	1,69	2,31	5,38	3,18	0,49	0,85	0,89	99,74	72	11,1	50,6	26,4	1,6	1,69
60	61,70	1,42	15,65	4,16	2,03	0,18	1,85	2,58	5,41	3,19	0,46	1,24	0,98	100,06	77	9,5	52,2	26,8	1,9	1,69
61	55,76	1,38	16,19	3,91	3,09	0,11	4,25	6,46	3,92	2,55	0,50	1,70	1,70	100,00	62	12,6	43,2	29,1	1,4	1,50
62	56,63	1,38	16,29	3,54	3,05	0,17	4,22	5,00	4,37	2,12	0,49	2,18	2,24	99,75	61	12,2	45,8	27,8	1,5	2,10
63	59,81	1,67	15,53	4,12	2,36	0,11	2,88	3,87	4,50	2,23	0,37	2,03	1,86	99,60	69	11,0	48,8	26,1	1,7	2,00
64	59,09	1,69	16,04	3,69	2,93	0,17	2,66	3,91	3,68	3,18	0,58	1,78	1,80	99,60	71	11,0	48,1	26,8	1,7	1,20
65	58,67	0,81	16,65	3,05	3,26	0,14	3,13	4,45	3,67	3,40	0,28	1,97	1,90	99,65	69	10,2	48,5	28,3	1,8	1,10
66	57,37	1,34	15,87	3,88	3,00	0,10	3,93	5,53	3,79	2,44	0,40	1,33	2,04	99,67	64	12,1	45,2	27,6	1,5	1,60
67	61,38	0,86	13,70	8,21	4,75	0,25	0,36	2,70	3,85	2,05	0,61	0,17	1,64	100,55	97	14,2	47,2	22,3	1,0	1,90
68	60,48	1,48	16,02	3,73	2,26	0,09	2,50	2,79	3,90	3,91	0,52	1,66	1,82	99,61	71	10,0	50,5	26,6	1,2	1,00
69	62,50	0,57	17,06	3,19	1,18	0,07	2,65	3,09	0,05	1,34	0,23	1,42	1,59	99,53	62	7,6	54,9	21,6	2,4	—
70	62,52	0,94	16,00	2,64	2,56	0,08	2,14	2,64	5,23	2,92	0,28	1,55	1,53	99,92	71	8,3	54,2	26,8	2,2	1,80
71	61,55	0,69	16,01	3,05	1,25	0,05	2,25	2,01	5,89	2,01	0,24	1,38	1,98	99,92	—	—	—	—	—	2,90
72	63,99	0,67	15,20	4,22	0,88	0,10	1,93	2,89	5,10	2,52	0,18	1,62	1,73	99,85	73	7,7	56,3	25,7	2,2	2,00
73	73,14	0,27	14,13	1,69	0,27	0,01	0,37	0,36	3,38	4,72	0,05	1,07	1,07	99,62	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2, 4, 6—9, 11, 44 — трахибазальты; 3, 5, 12, 39 — базальты; 13—15, 17, 19—24, 27, 29, 31, 33, 40, 45, 47, 48, 50, 52, 56, 61—64, 66, 67 — андезиты; 16, 18, 25, 26, 28, 30, 41, 46, 49, 51, 57—60, 65, 68 — трахиандезиты; 34—37, 69—72 — дациты; 38, 42, 43, 73 — липариты.

3%), а в Баянаульском в андезитах и дацитах при нормальном и устойчивом количестве натрия отмечена высокая дисперсия калия.

В Конском и Приатасуйском синклинариях дацито-андезито-базальтовая формация развита на небольших разобренных участках общей площадью около 1000 км². Разрезы формации в обнажающихся блоках обычно представлены отдельными трудно сопоставимыми фрагментами, поэтому данные о ее составе и строении весьма неполные. Она замещается по латерали красноцветной молассой нижнего девона [81].

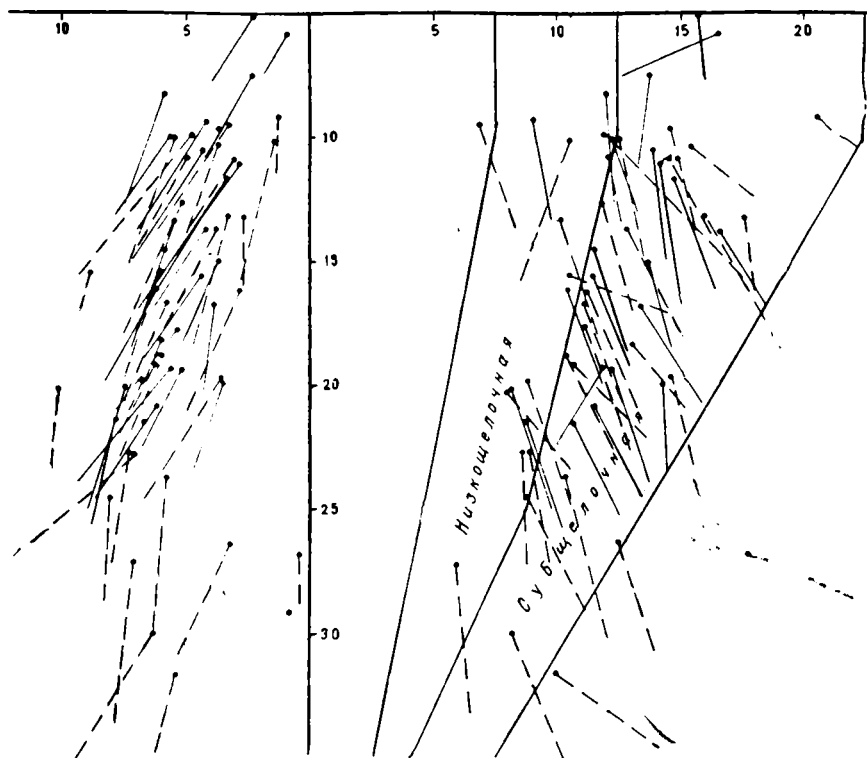


Рис. 27. Векторная диаграмма пород дацито-андезито-базальтовой формации Шидертинского и Селетинского (пунктирные векторы) синклинориев

Формация образована разнообразными лавами, туфами и терригенными отложениями. Среднее содержание пород (%): вулканы среднего и основного состава — 50—60, кислого — 10—20, осадочные породы — 10—25.

Строение и состав формации, а также количественные соотношения главных компонентов очень изменчивы. На севере Конского синклинория она образована в основном андезито-базальтами и базальтами, пачками агломератовых туфов и вулканомиктовых туфогенных конгломератов.

Южнее, примерно в средней части Конского синклинория, в формации возрастает количество туфов, андезитов и резко сокращается мощность пород основного состава. Терригенных отложений здесь немного, и они присутствуют только в нижней части разреза, где образуют мощные (до 300 м) пачки с единичными линзами андезито-базальтов. На юге Конского синклинория увеличивается мощность терригенных пород, главным образом туфоконгломератов, агломератовых туфов андезитов, а значение эффузивов резко уменьшается (см. рис. 16).

В Приатасуйском синклинории разрезы формации представлены вулканогенно-осадочным и вулканогенным типами. Первый свойствен северной и южной, второй — центральной частям синклинории. В вулканогенно-осадочном типе разреза закономерно сочетаются лавы и туфы андезито-базальтов с вулканомиктовыми терригенными породами, неоднократно чередующимися в разрезах. В конгломератах и песчаниках обломочный материал — это в основном гальки андезитов, андезито-базальтов и дацитов, сравнительно меньше галек кварцитов, песчаников и интрузивных пород. Полимиктовый состав кластической фракции характерен для отложений нижней, а вулканомиктовый — для средней и верхней частей формации.

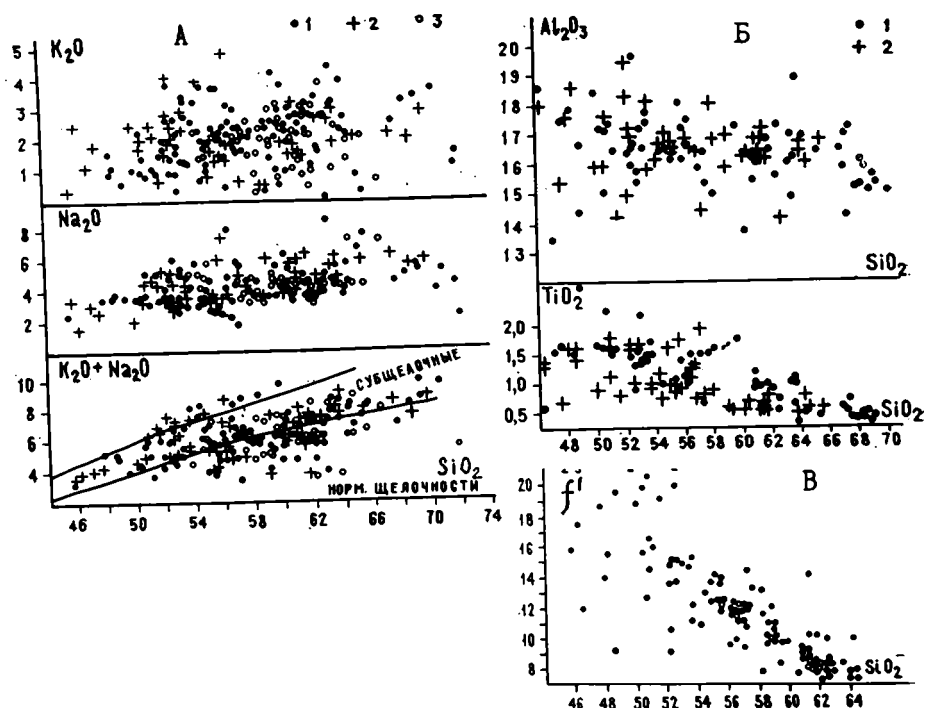


Рис. 28. Соотношение окислов в породах дацито-андезито-базальтовой формации Синклинории: А — Шидертинский (1), Селетинский (2), Баянаулский (3); Б, В — Шидертинский (1), Селетинский (2)

В разрезах вулканогенного типа основную роль играют плагиоклаз-амфиболовые андезиты, меньше андезито-базальты, базальты и дациты. Это — главным образом породы лавовой фации; туфов и субвулканических образований сравнительно мало; терригенные отложения практически отсутствуют.

В размещении вулканических пород различной кислотности в разрезе дацито-андезито-базальтовой формации намечается такая последовательность. В нижней части располагаются более основные разновидности андезитов с небольшими (до 150—200 м) пачками андезито-базальтов, выше — более кислые андезиты с единичными пластами туфов дацитов и основных андезитов. Верхняя часть представлена чередованием вулканитов среднего и кислого состава, причем количество последних преобладает в самых верхах разреза. На Сарысу-Тенизском водоразделе вулка-

ниты различной кислотности обособляются в две самостоятельные толщи: нижнюю, существенно андезитовую с небольшим (до 25%) количеством андезито-базальтов и верхнюю, андезито-дацитовую, в которой более 50—60% составляют дациты и их туфы.

Наиболее распространены лилово-, зеленовато-серые и буроватые роговообманковые и плагиоклазовые, меньше пироксен-плагиоклазовые андезиты с массивной, полосчатой и миндалекаменной текстурами. Они залегают обычно в виде выдержанных пластовых или линзовидных тел мощностью от первых метров до 50—80 м. Андезиты состоят из вкрапленников плагиоклаза № 40—45 (15—40%), редко лабрадора (№ 55), зеленой роговой обманки, иногда авгита и ромбического пироксена. Структура пород изменяется от гиалопилитовой в краевых частях пластов до пилотакситовой во внутренних и соответственно увеличиваются количество и размер вкрапленников. Реже встречаются андезито-базальты и диабазы, развитые главным образом в нижней части разреза, в средней и верхней отмечаются только в единичных случаях. Они представляют собой зеленовато-серые и серовато-бурые породы с массивной или миндалекаменной текстурой. Вкрапленники в андезито-базальтах принадлежат авгиту, диопсиду, ромбическому пироксену, лабрадору (№ 53—60), количество которых колеблется от 1—2 до 50%. Основная масса этих пород во внутренней части потоков имеет апоинтерсертальную или диабазовую структуру, постепенно сменяющиеся микролитовой и гиалопилитовой в кровле и подошве.

Дацинты и фельзиты присутствуют в средней и верхней частях разрезов в виде единичных линз мощностью до 50—80 м. Это светлые зеленовато-серые, сиреневые и серовато-голубоватые породы с флюидальной, шаровой, массивной или брекчиевидной текстурой. Порфиновые выделения представлены альбитизированным плагиоклазом, реже зональным андезином, кварцем, биотитом и роговой обманкой, содержание которых уменьшается от нескольких до 30—40%. Основная масса микрозернистая, фельзитовая, сферолитовая, пойкилитовая или витрофировая.

Среди вулканокластических пород выделяются андезитовые и дацитовые туфы с обломками агломератовой, лапиллиевой размерности. Грубо- и крупнообломочные туфы обычно залегают в виде коротких и толстых линз, мелкообломочные разности образуют выдержанные пластовые тела. Обломочный материал литокластических туфов среднего состава представлен угловатыми осколками (до 20 см) андезитов бурого, фиолетового или грязно-серого цвета. Цементирующая масса состоит из мелких обломков, лав, зерен полевых шпатов, темноцветных минералов и витрокластических частичек. В туфах смешанного состава присутствуют андезиты, иногда песчаники, алевролиты и глыбы гранитоидов размером до 1 м (г. Мунлу). Связующая масса состоит из осколков кислых лав, стекла, полевых шпатов, редко кварца и биотита. В этих туфах местами распознаются лапилли и вулканические «бомбы» дацитов веретенообразной формы размером до 20—30 см.

С туфами формации тесно связаны туфогенно-осадочные и вулканомиктовые терригенные отложения с переменным количеством (до 60%) пирокластического материала.

Терригенные породы — это в основном вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники серовато-лиловой, бурой и фиолетовой окраски. Обломочный материал в них состоит из разрушенных и переотложенных продуктов синхронной вулканической деятельности — обломков разнообразных андезитов и дацитов из лавовых потоков и рыхлых туфовых отложений склонов вулканических построек.

Кластическая фракция терригенных осадков окатана и отсортирована обычно плохо и представляет собой смесь псефитовых и псаммитовых

вых обломков и продуктов их разрушения. Наряду с осадочными компонентами очень часто присутствует ювенильная туфовая фракция в виде мелких пепловых частичек и остроугольных осколочков лав среднего и кислого состава.

Вулканические породы дацито-андезито-базальтовой формации по петрохимическому составу принадлежат непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии от лейкобазальта и субщелочного базальта до дацита и трахидацита. Между этими крайними членами гомодромного ряда расположена наиболее распространенная группа пород андезитового, андезито-базальтового состава и их субщелочные дифференциаты с содержанием кремнезема от 54 до 62% и щелочей от 3 до 7%.

Эффузивы базальтового и андезито-базальтового состава относятся к гиперстеновой и пижонитовой (толентовой) сериям, в которых железо в 1,5—2 раза преобладает над магнием (рис. 29), натрий — над калием

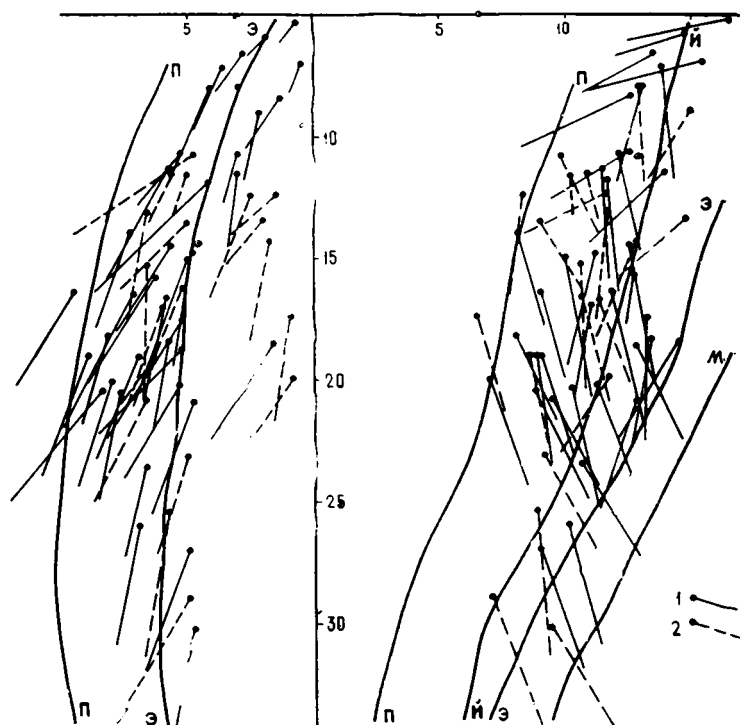


Рис. 29. Векторная диаграмма дацито-андезито-базальтовой формации Конского (1) и Атасуйского (2) синклинириев

($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-2$, редко до 3,5). Породы этой группы субщелочные и нормально-щелочные базальтоиды (рис. 30, табл. 4), в которых общая щелочность увеличивается главным образом за счет калия при постоянном и устойчивом количестве натрия (2—4%, см. рис. 30). Повышение количества щелочей, особенно натрия, коррелируется с уменьшением содержания кальция. Такая же корреляция с полевошпатовой известью и кремнекислотой устанавливается для магния и железа, количество которых уменьшается с ростом окиси кальция и кремнезема. Породы основного состава умеренно глиноземистые ($al'=0,8-1$), среднего высокоглиноземистые ($al'=1-2$, см. табл. 4). Для всех пород характерно низкое содержание титана ($\text{TiO}_2=1,25-0,5\%$) и высокое отношение калия

к титану ($K_2O/TiO_2=1-3$). Породы кислого состава относятся, как и их менее кремнекислые дериваты, к мезо- и лейкократовым породам, количество феррических компонентов в которых постепенно снижается, а калиево-натриевое отношение растет с увеличением содержания кремнекислоты (см. рис. 30, Б).

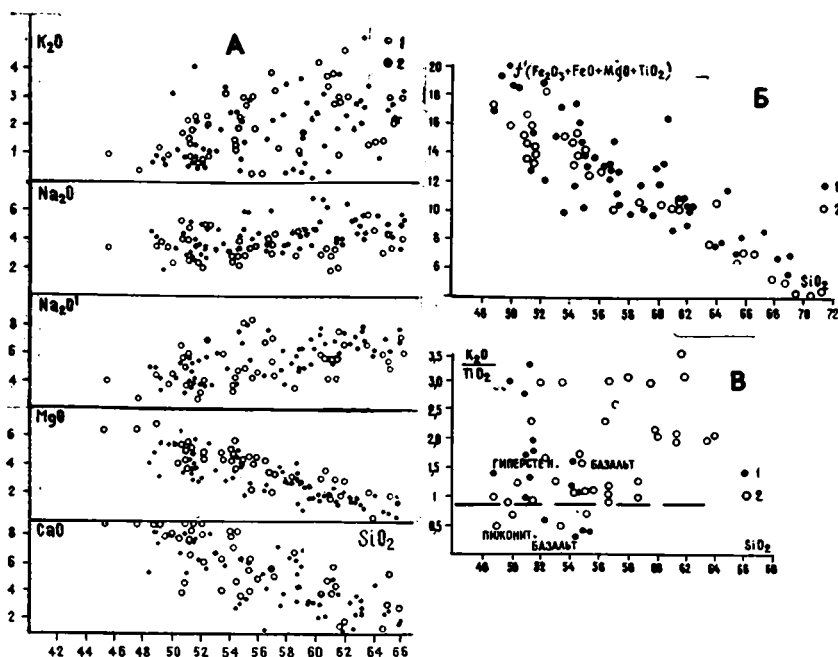


Рис. 30. Соотношение окислов в породах дацито-андезито-базальтовой формации Синклинии: А — Атасуйский, Конский (1), Космурунский (2); Б, В — Атасуйский (1), Конский (2)

В Жалаир-Найманском синклинии дацито-андезито-базальтовая формация раннего девона выполняет ядерную часть и реже располагается на его крыльях и бортах. На северо-западе синклиния она слагает узкий грабен, ограниченный Ергенектинским и Кипчакбайским разломами. На юго-востоке формация образует несколько разобщенных синклиналей в районе гор Котнак, севернее гор Койжарылган, в бассейне рек Карасай, Куеликара, Жингильды и междуречье Копалысай — Ащису. Некоторые синклинали расположены вблизи или непосредственно в зонах Сарытумского и Жалаир-Найманских разломов, но большая часть их размещается сейчас внутри синклиния, и поэтому пространственные (структурные) связи нижедевонской формации с глубинными разломами часто завуалированы. Однако при палеотектонических реконструкциях отчетливо устанавливается прямая связь раннедевонского вулканизма и осадконакопления с этими разломами. Образование дацито-андезито-базальтовой формации происходило в сравнительно узком (до 90 км) линейно вытянутом на 850 км грабене, ограниченном с северо-востока по Сарытумскому и Ергенектинскому разломам с Бурунтауским, а с юго-запада по системе Жалаир-Найманских разломов с Чуйским поднятиями (см. рис. 24). По простиранию грабена существенно изменяются объем, строение и состав формации, а в некоторых частных прогибах она замещается терригенной молассой с небольшим количеством эффузивов основного состава (рис. 31).

Т а б л и ц а 4. Химический состав пород дацито-андезито-базальтовой формации раннего девона Конского и Приатасуйского синклиналиев, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	K _ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1																	
2	51,12	0,83	16,83	4,17	3,68	0,07	4,96	8,97	3,10	0,90	99,69	62	13,7	37,4	29,8	1,3	3,6
3	51,02	0,80	18,76	6,89	2,86	0,08	4,28	4,45	4,90	1,40	95,45	69	14,8	36,1	29,5	1,2	3,5
4	48,81	0,85	17,83	3,24	5,27	0,15	6,81	10,31	3,47	1,22	98,96	58	17,3	21,5	32,8	1,1	2,8
5	51,00	0,54	18,29	6,83	3,97	—	5,40	10,20	3,86	1,49	101,68	67	16,7	34,3	33,8	1,1	2,6
6	51,50	1,12	19,15	4,16	5,09	0,11	3,39	8,41	2,30	2,20	97,43	73	13,9	37,6	32,0	1,5	1,0
7	51,55	1,40	18,39	5,00	4,20	0,27	2,89	7,30	3,25	2,50	98,79	71	13,7	37,9	31,4	1,5	1,3
8	50,85	1,00	18,39	7,09	1,76	0,27	5,27	3,81	4,00	4,20	98,91	63	15,4	35,5	30,4	1,3	0,9
9	52,27	0,37	14,64	3,60	5,95	0,28	8,10	8,04	2,65	2,28	98,91	64	16,3	33,9	27,6	1,5	1,2
10	51,28	1,30	18,78	3,73	4,75	0,25	5,11	7,68	2,66	2,66	98,30	64	15,9	35,3	30,9	1,3	1,5
11	49,90	1,04	18,98	3,97	5,66	0,11	5,38	7,98	2,30	3,10	98,43	64	16,2	33,7	42,4	1,3	0,7
12	58,72	0,95	16,28	5,23	2,45	—	2,01	2,34	5,70	1,29	97,97	79	10,6	48,1	25,6	1,9	4,4
13	54,97	0,70	15,72	8,94	—	0,33	4,26	6,24	2,90	2,80	100,70	67	14,2	40,8	27,7	1,2	1,0
14	56,98	1,12	18,27	3,91	2,98	0,21	2,01	5,17	3,00	3,30	97,55	77	10,2	46,7	29,7	2,0	0,9
15	60,86	0,56	16,54	5,26	2,55	0,02	1,60	4,82	2,90	3,80	98,91	82	10,2	40,7	28,1	1,7	0,8
16	56,62	1,00	16,46	4,60	2,89	0,21	4,23	1,33	4,00	3,90	98,07	63	12,9	43,7	25,7	1,4	1,0
17	60,32	0,75	15,63	2,92	3,45	0,22	3,05	3,76	2,90	4,30	98,92	67	10,4	49,9	26,6	1,6	0,7
18	63,47	0,64	17,71	2,27	2,78	—	2,01	2,34	5,70	1,29	98,21	71	55,8	27,0	27,0	2,5	4,4
19	65,25	0,40	15,63	1,55	2,23	0,21	1,89	3,14	4,30	3,00	99,65	66	6,3	59,0	26,1	2,7	1,4
20	65,25	0,41	15,23	2,10	3,34	—	5,39	5,39	3,28	2,10	102,49	51	11,2	54,0	—	1,3	1,6
21	65,86	0,26	15,66	5,58	—	—	1,35	1,72	5,60	2,20	98,23	—	7,2	—	—	2,3	2,5
22	66,54	0,52	15,55	2,76	2,03	0,07	1,91	2,75	3,95	2,96	99,04	—	7,2	—	—	2,3	1,3
23	67,78	0,45	15,72	1,86	2,23	0,12	0,59	2,29	3,60	4,00	99,38	—	5,2	—	—	3,3	0,9
24	68,70	0,55	15,25	2,47	1,73	0,06	0,30	1,57	3,60	4,90	99,73	—	5,0	—	—	3,4	0,7
25	69,28	0,25	15,36	2,09	0,91	0,20	0,26	0,57	4,30	5,20	99,17	—	3,5	—	—	4,7	0,8
26	49,68	1,53	14,60	5,54	6,06	0,16	6,84	6,62	4,00	1,40	99,62	63	20,1	29,6	26,6	0,08	2,4
27	51,42	1,05	18,60	1,77	6,77	0,14	5,80	4,56	5,15	1,18	100,33	60	15,5	35,9	29,5	1,3	4,4
27	49,22	0,94	15,50	2,53	6,64	0,16	9,07	9,50	1,94	0,50	100,33	50	19,3	30,0	27,5	0,8	3,9

28	48,78	0,86	15,45	3,40	6,27	0,16	6,59	10,30	2,24	0,83	99,63	59	17,0	31,8	28,9	0,9	2,7
29	50,10	2,50	15,20	3,26	6,68	0,16	7,07	5,80	5,55	1,70	100,24	61	18,8	31,3	27,2	0,9	3,3
30	50,30	1,12	17,56	5,12	6,38	0,11	6,00	6,27	7,52	1,38	100,05	66	18,7	31,5	28,2	1,0	1,8
31	51,28	1,11	19,73	2,62	5,50	0,13	3,62	7,30	3,06	2,50	99,65	69	12,9	38,4	32,6	1,7	1,2
32	52,06	0,60	12,51	4,08	5,28	—	8,88	8,46	2,05	1,77	100,70	51	19,0	33,1	24,8	0,7	1,1
33	52,26	1,29	16,49	5,13	4,03	0,05	4,66	8,65	2,73	2,13	100,68	66	12,2	40,1	29,1	1,4	1,3
34	53,60	0,92	15,78	3,62	4,00	0,12	2,38	5,90	2,36	2,83	99,58	76	10,0	43,6	28,9	1,8	0,8
35	54,38	1,76	14,57	4,97	5,04	0,13	5,58	8,29	3,20	1,46	100,98	64	17,5	33,9	27,6	0,9	2,2
36	55,62	1,60	16,30	4,57	3,38	0,11	4,06	6,34	3,50	1,87	100,54	66	13,7	41,9	28,0	1,4	0,5
37	56,58	0,91	17,35	5,04	2,86	0,12	4,44	7,07	3,55	0,99	—	64	13,3	43,3	28,9	1,4	3,5
38	57,24	0,96	18,36	4,16	2,97	0,07	3,41	5,22	4,33	1,22	100,74	67	11,3	45,9	29,1	1,7	3,5
39	54,84	1,80	15,28	6,43	3,93	0,18	2,50	5,90	3,18	2,00	99,62	80	14,8	40,0	26,4	1,2	1,6
40	54,26	1,13	17,48	2,77	6,42	Сл.	3,64	7,22	2,97	1,68	99,20	66	11,8	42,5	29,4	1,7	1,8
41	56,74	1,38	17,68	3,28	4,30	0,12	3,92	6,89	3,91	1,20	100,80	65	13,0	43,7	29,7	1,6	3,3
42	57,64	1,22	17,00	2,51	4,62	0,12	3,78	7,62	3,17	1,38	99,77	64	12,2	45,4	29,2	1,7	2,3
43	59,98	1,29	16,57	5,04	4,25	—	1,29	4,27	3,84	2,80	100,78	88	11,9	48,1	27,5	1,6	1,3
44	54,50	1,37	15,20	5,61	5,18	0,10	3,94	6,50	2,20	2,31	99,53	73	16,2	38,3	26,2	1,1	0,9
45	56,31	0,88	16,30	4,01	5,18	0,04	3,20	5,60	3,60	2,20	100,00	75	13,3	43,0	27,7	1,3	1,6
46	57,22	1,05	18,73	4,91	2,44	0,14	2,05	4,51	3,60	2,76	100,28	78	10,4	46,8	29,6	2,0	1,2
47	59,78	1,65	13,28	3,11	5,60	0,20	2,55	4,57	3,56	3,56	99,94	77	13,0	46,8	25,9	1,2	1,0
48	57,14	0,69	16,24	3,37	6,19	—	2,39	5,51	3,16	4,00	—	80	12,7	44,4	28,5	1,3	0,8
49	61,72	1,29	16,51	3,85	3,74	—	1,89	1,62	3,75	4,75	100,76	80	10,8	51,0	26,6	1,7	0,8
50	64,66	0,23	14,34	6,25	1,58	0,05	3,37	1,46	5,00	1,50	100,35	—	—	—	—	—	—
51	63,76	0,55	14,70	2,57	2,33	0,07	1,60	2,11	4,10	4,12	99,61	—	—	—	—	—	—
52	64,20	0,05	15,00	3,00	2,05	0,07	1,30	1,75	4,40	4,02	99,76	—	—	—	—	—	—
53	67,08	0,96	14,52	2,80	4,57	—	1,20	1,15	2,64	4,38	100,78	—	—	—	—	—	—
54	68,10	0,61	13,48	1,51	3,38	0,06	1,24	0,82	2,84	6,00	100,29	—	—	—	—	—	—
55	69,00	0,64	13,85	1,68	3,00	0,07	1,52	1,05	3,57	4,70	99,66	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—24 — Сарысу-Тенизский водораздел, анализы Ю. А. Васюкова, Л. Б. Трифанюка и автора; 25—55 — Атасуйский район, анализы Н. П. Четвериковой, М. Н. Щербаковой и автора; 1, 3, 25—28, 30 — базальты; 2, 4—10, 29, 31—33 — трахибазальты; 35—40 — андезито-базальты; 41—44 — андезиты; 11—17, 45—50 — трахиандезиты; 18—22, 51 — дациты; 23, 24, 52—55 — трахидациты.

Дацито-андезито-базальтовая формация на северо-западе синклинория обнажается в междуречье Каипмергеннин-Карасу и Жидели, южнее гор Ергенекты и восточнее г. Агашжайлау. Она налегает здесь согласно на молассовую формацию нижнего девона и перекрывается несогласно ниже-среднедевонскими отложениями.

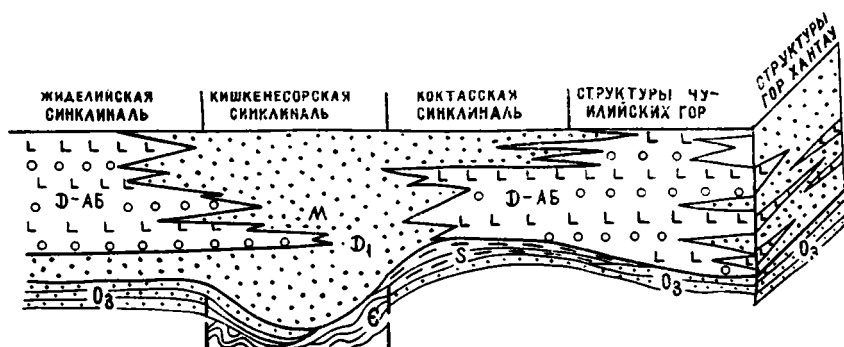


Рис. 31. Соотношения раннедевонских формаций в структурах Жалаир-Найманского синклинория

Формации: Д—АБ — дацито-андезито-базальтовая, М — молассовая

Описываемая формация — это грубослоистое, сложнопостроенное тело с многократным чередованием в разрезах вулканических пород и вулканомиктовых терригенных отложений. Она местами обогащается (р. Каркалды) или обедняется (р. Жидели, Каипмергеннин-Карасу) вулканитами, но нигде не замещается полностью терригенными отложениями. Основными компонентами формации являются темно-серые и буровато-серые вулканомиктовые конгломераты, андезиты, трахиандезиты, андезито-базальты, полимиктовые и граувакковые песчаники, второстепенными — туфы среднего и кислого состава, гравелиты и алевролиты. Строение и состав формации претерпевают существенные изменения, но почти для всех разрезов характерна такая последовательность. В нижней части обособляется толща переслаивающихся конгломератов и песчаников, среди которых присутствуют отдельные пласты и линзы андезитов и их туфов. Более высокая часть представлена в основном андезитами, меньше андезито-базальтами, андезито-дацитами и конгломератами с маломощными пластами песчаников. В верхах развиты песчаники с пластами или пачками андезито-базальтов и андезитов или же андезито-дациты, дациты и их туфы (см. рис. 10—12). Мощность этих отложений от 1200 до 2400 м.

В размещении вулканических пород различного состава по разрезу этой формации в северо-западной части синклинория нет определенной закономерности. В одних структурах (северо-восточнее и восточнее г. Жуантобе) происходит многократное чередование основных и средних по составу лав, но в верхах все же преобладают андезиты, в других (Жиделийская) верхняя часть сложена андезито-базальтами, а средняя и нижняя состоят в основном из андезитов, для третьих (юго-западнее гор Ергенекты) характерно постепенное увеличение кремнекислых пород и в верхней части присутствуют только андезито-дацитовые, дацитовые и субщелочные разности с прослоями липаритовых туфов.

Дацито-андезито-базальтовая формация на юго-востоке синклинория выделяется в районе гор Котнак между г. Байгара и р. Андасай, в горах Койжарылган, в бассейне р. Карасай и по северо-восточному склону Чу-Илийских гор. Она расположена здесь между морской молассой

позднего ордовика или красноцветными отложениями силура и вулканогенно-осадочными накоплениями раннего — среднего девона. Границы этой формации с подстилающими и перекрывающими отложениями имеют ингрессивный характер без признаков азимутальных несогласий и структурных изменений.

Дацито-андезито-базальтовая формация образована здесь вулканическими породами и продуктами их синхронного перемыва и переотложения, т. е. той же парагенетической ассоциацией, что и на северо-западе синклиория. Типичные признаки строения формации — это частое переслаивание и чередование в разрезе пластов и пачек вулканомиктовых песчаников, конгломератов и гравелитов с андезито-базальтами, базальтами, меньше андезитами и андезито-дацитами. Формации свойственны грубое слоистое строение, неустойчивые соотношения вулканогенных и терригенных отложений, резкое преобладание пород андезито-базальтового состава над основными и средними эффузивами.

В строении разрезов формации во всех структурах, кроме Кызыл-сокской синклинали, наблюдается следующая последовательность. Нижняя часть образована пачкой базальных конгломератов с прослоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Обломочный материал очень пестрый по составу и изменяется по простиранию конгломератов. Валун и гальки представлены гнейсами, сланцами, песчаниками, кремнистыми, интрузивными породами, на отдельных участках развития конгломератов присутствуют в значительном количестве обломки андезитов, дацитов, красноцветных песчаников, известняков ордовика и лудова.

Средняя часть формации — это переслаивание эффузивов с терригенными отложениями. Во всех структурах резко преобладают пироксен-плагиоклазовые андезито-базальты темной зелено-серой, бурой или лилово-серой окраски. Значительно меньше амфибол- и пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезито-дацитов, пироксен-плагиоклазовых и оливиновых базальтов. Терригенные компоненты формации представлены в одних районах (Коктасский) разнотернистыми граувакковыми песчаниками с пластами и линзами гравелитов и конгломератов, в других (реки Куеликара, Сарыбулак, Ащису) — гравийно-галечными вулканомиктовыми отложениями и в меньшей мере туфопесчаниками. Эта часть формации содержит также пласты (до 100 м) литокластических туфов, андезито-дацитов, тонкие (0,1—2 м) прослои хемогенных известняков, кремнистых яшмовидных пород, бордово-красных алевролитов.

Верхняя часть состоит из полимиктовых песчаников и гравелитов (Коктасская синклиналь), вулканомиктовых конгломератов с прослоями песчаников и эффузивов (р. Карасай) или из андезитов с пачками конгломератов (междуречье Сарыбулак — Ащису).

Существенные изменения в строении и составе формации Жалаир-Найманского грабена в определенной мере связаны с петрохимическими особенностями вулканических образований. Установлено, что изменение состава вулканитов во времени и в пространстве происходит как в частых вулканических структурах, так и на всей площади синклиория. Главное в эволюции состава — это общая тенденция к увеличению кремнекислых и субщелочных пород снизу вверх по разрезу, хотя в некоторых структурах устанавливается бессистемный или антидромный ряд дифференциатов. Не менее отчетливо выражено и увеличение роли кремнекислых пород в северо-западной части синклиория по сравнению с юго-восточной, где преобладают эффузивы андезито-базальтового состава.

Провинциальные петрохимические особенности вулканитов обуславливают и минералогические парагенезисы вкрапленников и основной массы. В базальтах и андезито-базальтах северо-западной части синкли-

нория присутствует только моноклинный пироксен, а оливин практически не установлен. Андезиты и андезито-дациты характеризуются клинопироксен-роговообманковым парагенезисом во вкрапленниках и в основной массе, а также появлением биотита. На юго-востоке синклинория в породах основного состава развит оливин-клинопироксеновый и двупироксеновый парагенезис, в средних преобладает клинопироксен, в кислых — роговая обманка.

Эффузивы формации образуют пласты, реже линзы мощностью от первых до нескольких десятков метров. Несмотря на большое разнообразие состава структур и текстур, среди лав выделяются породы, характерные для всех участков развития формации на юго-востоке синклинория. Это лилово-серые порфиристы с пилотакситовой интерсертальной структурой и редкими округлыми миндалинами, темные бутылкочно-зеленые и коричневатые-серые афанитовые и крупновкрапленные плагиоклазовые порфиристы. Состав этих разновидностей чаще всего андезито-базальтовый, реже основной или средний. Некоторым породам свойственна повышенная калиевая щелочность, что сближает их с трахиандезитами и трахибазальтами.

Изменение состава вулканических пород по разрезу формации в различных структурах неодинаково. Явная тенденция к раскислению пород установлена в Коктасской синклинали, где низы сложены базальтами, средняя часть — андезито-базальтами, а в верхах развиты андезиты. В Куеликаринской и Анрахайской структурах распределение пород различного состава по разрезу хаотичное или повторяющееся.

Детальное изучение петрографического состава пород дацито-андезито-базальтовой формации Жалаир-Найманского синклинория позволило выделить следующие типы пород [108].

Лавы базальтового и андезито-базальтового состава различаются между собой лишь количеством темноцветных минералов (главным образом, пироксена) в основной массе: 30—40% в базальтах и не менее 10% в андезито-базальтах. Все породы содержат плагиоклаз (от 30 до 60%). По цветным минералам выделены оливиновые, оливин-пироксеновые, двупироксеновые, авгитовые базальты и андезито-базальты. Для порфиритов основного состава характерна порфировая структура от микропорфировой с вкрапленниками 1,5—2 мм до мегапорфировой с фенокристаллами плагиоклаза до 20 мм. Основная масса имеет апоинтерсертальную микроофитовую, апотолитовую и интергранулярную структуры.

В основных и средних эффузивах плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые вкрапленники со слабозональным строением. Состав внутренних зон 58—60% в андезито-базальтах и 48% в андезитах, во внешних — соответственно 48 и 40—36% Ап. Микролиты основной массы соответствуют плагиоклазу № 35—57.

Среди андезитов и андезито-базальтов встречаются порфиристы с кислым плагиоклазом (№ 16—28 в основных и № 12—14 в средних). Эти зональные интенсивно альбитизированные плагиоклазы присутствуют в породах с повышенной щелочностью натриевого типа.

Оливин — характерный минерал базальтов и андезито-базальтов в юго-восточной части синклинория. Вкрапленники оливина всегда замещены вторичными продуктами и представлены мелкими (0,2—0,5 мм) изометричными или слегка вытянутыми короткопризматическими зернами.

Пироксены образуют две разновидности, одна из которых неопределима из-за полного изменения, вторая является клинопироксеном. Авгит образует короткопризматические вкрапленники 0,2—0,4 мм в лавах и 2—3 мм в дайковых породах. Авгит бесцветный или чуть зеленоватый с от-

рицательным удлинением, большим углом угасания ($2V=52-54^\circ$), отнесен к авгитам с повышенным содержанием титана (титан-авгит).

Пироксен пижонитового ряда характеризуется очень малым ($2V=10-15^\circ$) углом оптических осей и меньшим, чем у авгита, углом погасания ($cNg=28-40^\circ$). В основной массе пород пироксен имеет изометричную короткопризматическую форму. Размеры кристаллов не превышают 0,01 мм. Обычно это пижонит с малым $2V$, $cNg=30-40^\circ$. Пироксен, подвергшийся полному разрушению, замещен хлоритом, иногда вместе с серпентином, кальцитом и кварцем.

Эффузивы среднего состава представлены существенно плагиоклазовыми, пироксеновыми (авгит) и пироксен-роговообманковыми андезитами. Породы имеют порфировую структуру эвпорфировой или полифировой разновидности. Основная масса преимущественно пилотакситовая, иногда андезитовая.

Среди андезито-дацитов наиболее распространены полифировые разности с тонкомикрוליтовой основной массой.

Эффузивы дацитового состава — это порфировые и афировые породы, внешне неотличимые от андезито-дацитов. Содержат во вкраплениях плагиоклаз (вторичный альбит, альбит-олигоклаз) и зеленую роговую обманку. Основная масса их криптозернистая, микрофельзитовая и микропойкилитовая.

Терригенные отложения формации — это в основном красноцветные и буровато-серые вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники (от 20 до 60% мощности). Обломочный материал гравийно-галечных отложений состоит из темных, буровато-серых андезитов и андезито-базальтов либо светлых лиловых и сиреневых андезито-дацитов и дацитов, сцементированных песчано-гравелитовым материалом такого же состава с незначительной примесью зерен плагиоклазов, кварца и калишпата. Песчаниковый заполнитель конгломератов часто (р. Жидели, мог. Нурмахан и др.) интенсивно эпидотизирован, поэтому породы приобретают массивное сложение и желтовато-зеленоватую окраску. Галька в большей части пластов и линз имеет одинаковый состав вулканических пород, поэтому в одних конгломератах развиты обломки белесых андезито-дацитов, в других — темных зеленовато-серых андезитов и андезито-базальтов. Однородность обломочного материала и угловатые формы валунов и галек придают этим породам туфовидный облик и свидетельствуют о весьма незначительном переносе.

Песчаники представлены серо-бурыми, лиловыми, реже зелено-серыми средне- и крупнозернистыми разностями олигомиктового и полимиктового состава. Они залегают в виде тонких прослоев в конгломератах и порфиритах или слагают отдельные тонкослоистые пачки мощностью до 150—180 м. Песчаники таких пачек обычно плитчатые, на плоскостях напластования иногда видны знаки ряби и трещинки усыхания, местами имеются отпечатки остатков растений.

Олигомиктовые песчаники состоят из обломочков плагиоклазов, андезитов, дацитов и хлоритизированного вулканического стекла. В виде примеси встречаются мелкие зерна кварца, слюд и рудного минерала.

Полимиктовые разности отличаются большим (до 50—60%) количеством полевых шпатов, кварца (до 29%) и округлых зерен эпидота (до 25%), вместе с которыми присутствуют обломки порфиринов, порфиров и рудного минерала. Всем разновидностям песчаников присуща слабая и плохая окатанность и сортировка обломочного материала, параллельная и косая слоистость, малое количество цемента.

Остальные компоненты формации являются второстепенными. Хемогенные известняки (мощность до 2 м) и известковистые песчаники из-

вестны только на северо-восточном склоне Чу-Илийских гор в междуречье Ащису — Копалысай.

Алевролиты встречаются на всей площади развития формации. Они образуют прослои или маломощные пачки среди песчаников, имеют аналогичные им состав и окраску.

Породы дацито-андезито-базальтовой формации образуют непрерывный гомогенный ряд от кислого базальта до дацита ($\text{SiO}_2=45-68\%$, $b=8-28$), но большинство лав почти во всех структурах представлено андезито-базальтами ($\text{SiO}_2=51-54\%$, $b=16-20$) и только в Андасайской и Сарыкамысской синклиналях в формации преобладают меланократовые андезиты ($\text{SiO}_2=54-59\%$, $b=12-16$). Наиболее низкую кислотность (средневзвешенное значение) имеют вулканы Коктасской ($\text{SiO}_2=51,3\%$) и Копалысай-Ащисуйской синклиналей ($\text{SiO}_2=50,3\%$) (рис. 32).

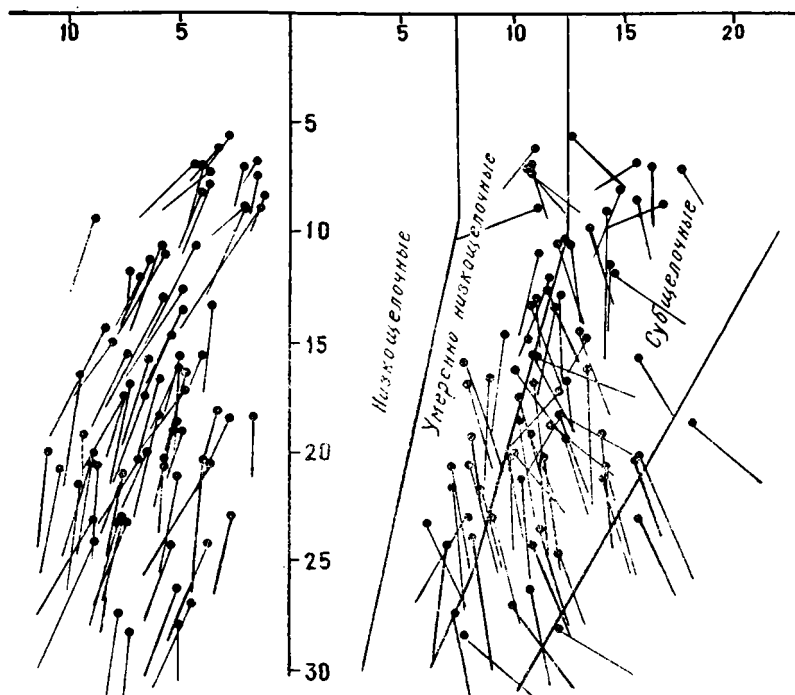


Рис. 32. Векторная диаграмма дацито-андезито-базальтовой формации Жалаир-Найманского синклинория

Вулканы формации относятся к насыщенным и слабо недосыщенным кремнекислотой породам с преобладанием натрия над калием. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,2$ в базальтах, $0,6$ в андезитах, $0,7$ в дацитах указывает на тенденцию к накоплению калия по мере увеличения кремнекислоты.

По общей щелочности выделяются породы с нормальным содержанием щелочей и субщелочные (табл. 5, 6, рис. 33), причем повышенная щелочность свойственна базальтам и дацитам, а среди андезитов субщелочные различия крайне редки. Базальтоиды представлены двумя типами — натриевым ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>4$) в Мынаральском и меньше в Жалаир-Найманском грабенах и калиево-натриевым ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-3$, рис. 34, Б). Для пород натриевого типа характерны очень низкое отно-

Таблица 5. Химический состав вулканических пород дацито-андезито-базальтовой формации раннего девона Жалаир-Найманского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	K _Ф	f'	S	al	A	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	46,24	1,28	17,82	2,22	5,33	0,09	2,02	12,01	1,71	0,41	—	0,52	10,09	99,85	79	11,0	35,2	1,8	31,9	4,2
2	47,38	1,56	21,07	1,59	5,90	0,15	2,62	10,54	2,73	0,50	0,13	0,24	5,05	100,56	74	11,7	29,5	2,1	35,8	5,5
3	44,98	1,40	21,22	4,00	6,48	0,17	4,44	7,91	4,00	0,70	0,18	0,48	5,58	100,54	70	16,0	23,8	1,6	34,8	5,7
4	48,32	2,28	14,52	5,54	4,17	0,12	4,85	9,08	2,00	0,75	—	0,37	8,06	100,37	67	16,8	31,4	1,0	26,4	2,7
5	49,76	1,05	16,95	5,91	4,45	0,07	5,20	9,80	3,15	1,06	0,07	0,16	2,01	99,74	66	16,7	32,9	1,1	30,9	3,0
6	50,04	0,96	19,37	5,51	3,89	0,13	5,86	9,38	3,40	0,50	0,15	0,17	1,16	100,66	59	15,2	34,7	1,4	32,7	6,8
7	50,00	1,40	20,00	0,90	7,00	0,07	5,70	9,90	3,00	0,80	0,05	—	0,80	99,70	58	15,0	35,0	1,5	33,7	3,7
8	48,84	1,10	16,98	4,99	4,01	0,06	5,00	5,24	5,75	1,06	0,20	0,18	6,39	99,80	64	15,1	33,6	1,2	29,0	5,4
9	49,74	1,05	16,99	5,84	3,96	0,06	5,40	3,92	6,00	1,16	0,35	0,22	4,94	99,63	64	15,2	33,4	1,1	28,1	5,2
10	50,80	2,00	16,10	7,41	4,32	0,11	2,63	8,20	3,00	2,00	0,21	0,15	3,58	100,62	81	15,5	35,3	1,1	29,3	1,5
11	47,88	1,64	14,13	4,88	4,46	0,09	2,22	9,08	5,20	2,70	0,15	0,15	8,16	100,74	81	13,2	34,7	1,2	31,1	2,0
12	50,46	1,52	18,13	6,74	4,32	0,18	3,03	7,03	5,20	2,70	0,18	0,07	1,07	100,59	76	15,8	34,7	1,3	33,0	1,9
13	51,84	1,00	15,89	3,99	3,74	0,06	7,60	7,28	3,25	1,42	0,38	0,01	2,94	99,38	51	16,3	35,4	1,0	27,8	2,3
14	51,48	2,08	16,29	4,05	7,34	0,16	4,24	6,15	2,80	2,20	0,35	0,30	3,12	100,56	74	17,9	33,5	1,0	27,4	1,2
15	52,24	0,95	16,46	6,97	1,30	0,05	7,20	3,36	4,73	2,37	0,12	0,26	3,52	99,53	54	16,5	35,7	1,1	26,9	2,0
16	53,58	1,68	16,77	9,04	3,46	0,16	2,83	4,69	4,05	1,64	0,27	0,04	1,42	100,46	81	17,2	35,3	1,1	30,1	2,2
17	53,40	1,06	12,48	4,09	4,97	0,11	3,43	6,86	3,40	1,62	0,30	0,13	1,37	99,64	75	13,7	39,7	1,0	24,3	2,0
18	46,66	1,02	17,90	6,46	3,23	0,15	4,36	8,76	3,60	2,00	0,23	—	3,92	99,77	68	15,2	31,5	1,3	32,3	1,8
19	53,10	1,60	17,00	2,10	6,00	0,06	3,80	5,70	4,00	2,20	0,10	—	1,70	99,30	68	14,1	39,0	1,4	28,9	1,8
20	54,69	1,21	15,71	3,79	3,59	0,11	7,67	5,71	3,17	0,21	0,26	3,35	3,35	99,89	49	16,3	38,4	1,0	24,8	16,0
21	54,46	0,88	17,67	4,93	5,33	0,15	3,43	6,74	3,80	1,50	0,17	0,04	1,42	100,52	75	14,8	39,7	1,3	29,7	2,5
22	54,78	1,18	14,05	4,41	4,97	0,01	3,47	5,40	4,23	1,50	0,39	0,20	5,88	100,57	73	14,1	40,7	1,1	25,6	2,8
23	54,40	1,50	18,80	2,40	5,20	0,20	2,80	7,00	2,70	3,00	0,27	—	1,65	100,59	73	12,1	42,3	1,8	31,5	0,9
24	55,70	1,00	16,30	2,40	4,00	0,07	5,70	3,80	4,90	1,70	0,05	0,25	2,80	99,30	53	13,2	42,5	1,4	26,7	2,9
25	56,92	0,95	14,21	2,89	5,76	0,02	2,04	5,40	4,36	2,00	0,34	0,17	4,43	99,49	80	11,7	45,2	1,3	26,0	2,2
26	57,24	1,02	16,94	3,23	3,72	0,08	3,40	6,69	3,69	1,73	0,26	1,53	1,28	99,76	67	11,5	45,7	1,6	29,1	2,1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
27	57,86	0,93	15,61	2,73	3,32	0,08	4,93	6,66	2,95	2,01	0,23	2,33	2,06	99,93	55	12,0	45,9	1,4	27,2	1,5
28	57,97	1,38	16,21	2,37	4,18	0,10	4,35	4,71	4,02	1,91	0,21	2,54	2,03	100,09	60	12,4	45,6	1,6	26,9	2,0
29	53,56	0,65	15,59	3,10	3,30	0,07	3,61	6,72	3,93	1,73	0,15	0,12	1,95	99,50	64	10,7	47,8	1,5	28,0	2,3
30	53,34	0,91	15,79	2,27	3,45	0,12	5,43	3,10	4,83	1,21	0,23	3,25	3,43	99,61	50	12,2	46,1	1,4	24,8	4,0
31	53,63	0,91	16,02	2,70	3,09	0,03	4,81	5,57	3,23	1,74	0,23	2,50	2,52	99,67	55	11,6	47,0	1,6	26,6	1,9
32	57,14	0,95	17,64	3,25	2,87	0,06	4,81	5,32	3,56	2,83	0,25	0,08	1,12	99,87	56	11,9	45,2	1,7	29,5	1,2
33	57,80	0,92	17,18	3,92	5,38	0,10	1,82	5,17	4,37	2,70	0,04	0,15	1,06	100,61	84	12,1	45,7	1,5	29,4	1,6
34	53,55	0,65	16,44	2,43	2,16	0,06	3,21	5,61	4,17	2,23	0,18	0,12	1,95	99,68	59	8,5	50,0	2,1	23,4	1,9
35	53,57	1,12	16,05	5,07	1,22	0,10	2,46	5,62	5,50	2,10	0,23	1,71	1,62	99,84	72	10,0	48,6	1,9	29,3	2,7
36	56,18	1,18	13,95	8,41	3,09	0,11	3,10	5,83	4,33	2,14	0,42	0,36	1,47	100,57	79	15,9	40,3	0,9	25,3	2,0
37	58,60	1,70	16,21	2,50	6,30	0,21	2,80	2,21	3,90	2,70	0,17	0,78	1,52	99,81	76	13,5	45,1	1,4	25,0	1,4
38	54,60	1,60	18,21	2,80	5,00	0,06	2,90	5,40	3,00	3,50	0,40	0,36	1,42	100,80	77	12,4	44,0	1,7	30,1	0,9
39	55,30	1,00	19,21	0,80	5,30	0,06	4,20	6,50	2,80	2,20	0,30	—	2,87	100,44	59	11,4	43,9	1,9	30,7	1,3
40	57,07	1,56	17,34	4,72	2,33	0,09	1,60	4,23	3,79	4,60	0,55	1,67	1,40	99,76	81	10,3	46,8	2,0	29,4	0,8
41	50,50	0,09	16,30	4,50	2,30	0,05	1,00	3,80	4,70	3,30	0,07	0,25	1,10	99,30	87	8,8	51,8	2,0	23,1	1,4
42	53,93	0,65	16,32	4,33	1,87	0,22	3,72	3,74	6,00	0,50	0,22	0,22	3,76	100,34	62	10,7	48,3	1,6	26,5	12,0
43	55,32	1,23	16,23	4,53	5,04	0,10	4,65	5,86	3,70	1,31	0,08	0,23	2,01	100,67	67	15,6	39,7	1,1	27,1	2,8
44	63,46	0,91	14,04	5,22	1,73	0,04	0,72	4,51	4,07	2,75	0,32	0,14	2,23	100,21	90	8,6	54,9	1,9	25,5	1,5
45	63,56	0,70	14,81	2,25	1,03	0,03	1,16	0,62	4,82	3,81	0,16	1,46	1,38	99,51	75	5,2	63,5	3,1	24,0	1,3
46	61,30	0,65	15,40	4,40	2,10	0,01	0,60	0,21	5,00	4,00	0,05	0,40	1,00	99,60	91	7,8	56,5	2,1	24,6	1,2
47	63,00	0,50	13,00	3,40	—	0,02	3,50	1,21	4,00	4,00	0,05	0,32	1,60	99,70	49	7,4	60,6	2,0	22,2	1,0
48	63,39	1,08	14,75	7,08	0,11	0,07	0,79	1,10	5,97	5,06	0,47	0,59	0,55	99,65	90	9,2	54,2	1,8	25,9	1,0
49	63,82	0,56	13,63	4,01	1,53	0,05	0,81	1,76	4,10	5,20	0,07	0,03	0,04	100,71	87	7,0	61,8	2,0	24,7	0,8

Примечание. 1, 2, 4—7 — базальты; 3, 8—14, 18 — трахибазальты; 15, 17, 19, 21, 22, 24, 38, 39, 43 — трахиандезит-базальты; 16, 20, 23 — андезит-базальты; 25—34, 36, 37, 42, 44 — андезиты; 35, 40, 41, 46, 48 — трахиандезиты; 45, 47, 49 — дациты.

Таблица 6. Химический состав пород андезито-базальтовой формации раннего девона Западно-Прибалхашского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	K _ф	f'	S	al	A	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	51,83	2,00	15,49	6,81	4,41	0,10	4,89	3,16	5,80	0,43	0,38	3,44	4,93	99,55	68	18,3	32,5	1,0	24,9	13,4
2	47,63	1,40	19,16	7,64	2,95	0,06	3,20	7,01	2,71	0,73	0,08	0,13	6,67	99,51	77	15,3	33,9	1,4	29,6	3,7
3	48,44	1,75	18,06	4,39	4,00	0,09	4,22	5,86	5,03	1,15	0,31	3,55	7,13	100,08	66	14,5	34,0	1,4	30,1	4,4
4	47,42	1,89	15,76	6,39	2,19	0,13	3,89	10,53	3,00	0,64	0,39	3,10	7,50	99,61	69	14,5	33,0	1,3	29,8	4,9
5	50,61	1,97	17,63	7,52	2,67	0,08	2,66	7,66	4,59	0,71	0,48	1,57	2,66	99,53	78	14,9	35,7	1,4	30,6	6,5
6	50,11	1,51	16,82	7,19	1,54	0,12	2,46	5,53	7,38	0,50	0,23	2,14	5,90	99,50	96	10,7	39,4	1,8	30,3	14,5
7	52,65	1,89	18,00	8,90	1,52	0,07	2,70	6,34	4,29	0,55	0,33	1,81	2,40	99,82	78	15,1	37,6	1,4	29,2	7,8
8	48,97	1,48	18,06	6,24	2,35	0,12	3,93	7,81	4,72	0,71	0,30	2,49	4,85	99,51	69	14,2	34,8	1,4	31,3	6,6
9	51,17	2,06	16,04	6,30	4,57	0,12	3,71	5,33	4,69	0,92	0,63	3,04	3,90	99,54	75	16,8	34,4	1,1	27,0	5,1
10	46,77	2,33	17,16	3,93	4,05	0,15	3,01	10,16	4,02	0,71	0,60	2,44	6,51	99,66	73	13,5	33,3	1,6	32,0	5,7
11	52,06	1,57	17,47	2,62	4,85	0,10	4,67	5,70	4,36	0,71	0,42	3,58	4,93	99,54	62	13,8	38,3	1,5	28,3	6,1
12	45,86	2,01	19,13	5,91	3,59	0,04	3,00	11,2	3,63	0,73	0,20	0,09	4,25	99,79	76	14,5	31,4	1,5	34,7	5,0
13	45,53	1,30	17,81	5,80	2,01	0,05	4,88	7,56	5,88	3,16	0,20	0,07	5,45	99,97	61	14,1	31,5	1,4	34,4	1,9
14	59,60	1,30	14,97	9,00	1,07	0,02	2,40	3,40	4,80	0,74	0,11	0,09	2,92	100,42	81	13,8	45,8	1,2	23,9	6,5
15	57,72	0,80	14,74	6,40	0,35	0,06	3,00	5,60	4,47	1,40	0,03	1,19	4,63	99,39	69	10,7	47,0	1,5	26,2	3,2
16	61,91	1,20	13,81	6,65	0,90	0,08	1,03	4,05	4,31	1,54	0,37	1,95	5,00	99,65	88	9,9	51,0	1,6	23,7	2,8
17	57,93	1,27	15,09	7,69	1,67	0,10	1,97	3,47	5,88	1,00	0,47	1,68	2,92	99,90	83	12,6	45,4	1,3	25,5	5,9
18	55,37	1,27	16,53	7,37	0,63	0,14	2,31	4,05	6,04	1,77	0,39	1,21	3,80	99,93	78	11,8	45,0	1,6	28,5	3,4
19	53,30	1,65	13,86	3,97	2,83	0,03	3,40	3,92	5,86	1,55	0,15	0,03	3,77	99,42	67	11,9	46,4	1,4	25,2	3,8
20	62,37	1,23	15,74	3,91	1,33	0,10	2,34	1,53	5,61	2,72	0,57	1,96	1,93	99,83	70	8,9	51,5	2,1	25,7	2,1

Примечание. 1—13 — базальты; 14—20 — андезиты (район кол. Каражингиль).

шение калия к титану (0,1—0,6, см. рис. 33), высокая глиноземистость ($al' = 1,3$ — $1,4$ в базальтах, $1,6$ — $1,7$ в андезитах) и низкая фемичность (см. рис. 33). Эффузивы с калиевой тенденцией имеют невысокое и почти неизменяющееся содержание натрия с увеличением кремнекислоты, обладают большей дисперсией алюминия, титана, прямыми корреляционными связями железа и магния (см. рис. 33). Отношение натрия к калию примерно одинаковое в основных и средних по составу лавах.

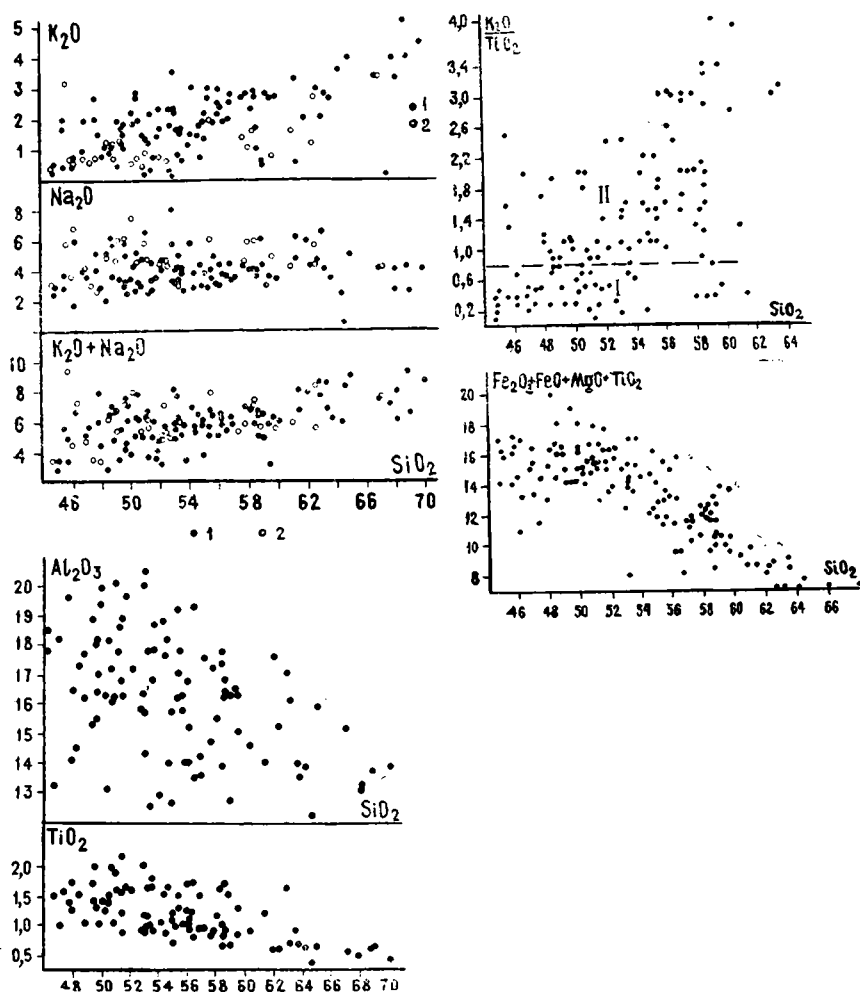


Рис. 33. Соотношения окислов в породах дацито-андезито-базальтовой формации Жалаир-Найманский синклиниорий (1), Мынаральский грабен (2). Серии: I — пикитовая, II — гиперстеновая

Петрографо-петрохимические особенности пород. Сравнительный анализ пород описываемой формации из различных структур Казахстана показывает сходство их минералогического и химического состава. В петрографическом отношении чороды представлены всеми типами — от основного оливинового базальта до дацита и липарита, но преобладают андезито-базальты и андезиты. Базальты и липариты присутствуют в небольшом количестве, причем первые тяготеют к нижней, вторые — к нижней и верхней частям разрезов. Достаточно оснований выделять по-

следовательно дифференцированную гомодромную с кремнекислыми и часто субщелочными производными в верхах (Жиделийская, Коктас-ская синклинали в Жалаир-Найманском синклинории), антидромно-гомодромную с липаритовыми туфами в нижней и верхней частях разреза (Аркалыкская синклиналь Предчингизья) и бессистемно дифференцированную серию с общей тенденцией к увеличению кремнекислотности и щелочности во времени (Приатасуйский синклинорий).

Эффузивам формации свойственно преобладание в составе вкрапленников зональных плагиоклазов: лабрадора в основных и андезина в средних. Из темноцветных минералов характерны пироксены: авгит, титан-авгит, диопсид, редко пижонит и гиперстен. Оливин в виде мелких вкрапленников (до 1 мм) присутствует иногда в базальтах. Амфиболы и биотиты встречаются редко и только в средне-кислых породах. По петрографическому составу эффузивы нижнего девона ближе всего андезитовой формации Ю. А. Кузнецова [61].

Т а б л и ц а 7. Средний химический состав пород дацито-андезито-базальтовой формации нижнего девона, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Кол-во проб
1	50,30	1,30	16,50	5,80	3,10	0,12	5,10	8,60	3,40	1,10	26
2	52,00	1,70	16,60	6,60	2,40	0,20	4,30	6,60	4,10	2,10	25
3	59,80	0,90	16,30	4,20	2,50	0,10	3,20	5,40	4,00	2,40	105
4	55,60	0,90	15,80	4,60	2,00	0,10	2,20	4,00	5,50	2,30	31
5	63,20	0,70	14,20	3,40	1,40	0,10	2,00	3,40	4,50	2,10	10
6	67,40	0,50	15,60	3,40	0,90	0,10	1,40	2,10	5,70	2,70	7
7	49,00	1,30	17,80	4,70	4,40	0,10	5,00	7,80	4,00	0,75	30
8	52,60	1,50	16,30	5,40	4,50	0,10	4,30	6,80	3,80	2,40	27
9	57,10	1,10	16,20	3,30	4,10	0,10	3,10	5,40	3,80	2,20	41
10	65,50	0,60	13,90	4,00	1,50	0,05	1,00	3,00	4,00	2,90	7
11	66,00	0,60	14,40	3,90	1,20	0,05	0,80	1,70	3,20	6,00	8
12	48,70	1,70	17,05	6,10	3,50	0,10	3,90	7,70	4,50	0,60	15
13	59,30	1,10	15,00	6,30	1,10	0,10	2,40	3,90	5,20	1,50	8
14	50,58	1,19	15,88	3,61	5,97	0,11	6,44	7,38	3,35	1,36	12
15	59,80	1,11	16,61	4,24	4,36	0,09	3,07	5,02	3,80	2,55	31
16	65,76	0,55	15,04	2,86	2,64	0,05	1,60	1,64	3,85	4,06	11
17	51,00	0,90	17,67	4,67	4,60	0,15	5,00	8,04	3,20	1,63	6
18	51,56	1,00	18,06	5,48	4,10	0,16	4,10	6,44	3,27	3,10	6
19	57,21	0,81	16,66	4,48	3,25	0,34	3,48	5,06	3,40	2,46	13
20	66,23	0,48	15,82	2,53	2,08	0,09	1,65	2,46	4,31	3,05	9
21	50,92	1,42	16,26	6,50	5,09	0,17	3,92	8,02	3,37	0,93	11
22	51,71	1,08	17,61	6,42	3,94	0,20	4,10	6,52	4,71	1,20	9
23	57,46	1,00	16,30	5,56	2,93	0,17	2,93	4,85	4,41	1,85	19
24	65,57	0,63	15,66	3,79	1,69	0,12	0,94	2,43	4,99	2,51	13

Примечание. Породы: 1, 7, 12, 14, 17—21 — базальты; 2, 8, 18, 22 — трахибазальты; 3, 9, 13, 15, 19, 23 — андезиты; 4 — трахиандезиты; 5, 10, 16, 20, 24 — дациты; 6, 11 — трахидациты. Синклинории: 1—6 — Шидертинский и Селетинский; 7—11 — Жалаир-Найманский; 12, 13 — Западно-Прибалхашский; 14—16 — Приатасуйский; 17—20 — Конский; 21—24 — Космурунский.

По химизму породы формации занимают промежуточное положение между андезитовой и трахиандезитовой формациями Ю. А. Кузнецова. По щелочности они относятся к нормально- и субщелочным, но нигде щелочность не поднимается до уровня образования фельдшпатоидных пород или щелочных темноцветных минералов. В субщелочной группе эффузивов общая щелочность растет в одних структурах за счет увеличения роли натрия, в других — калия. Выделяются калиево-натриевая ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-3$) и натриевая ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>4$) серии, калиевая практически отсутствует (табл. 7, рис. 34).

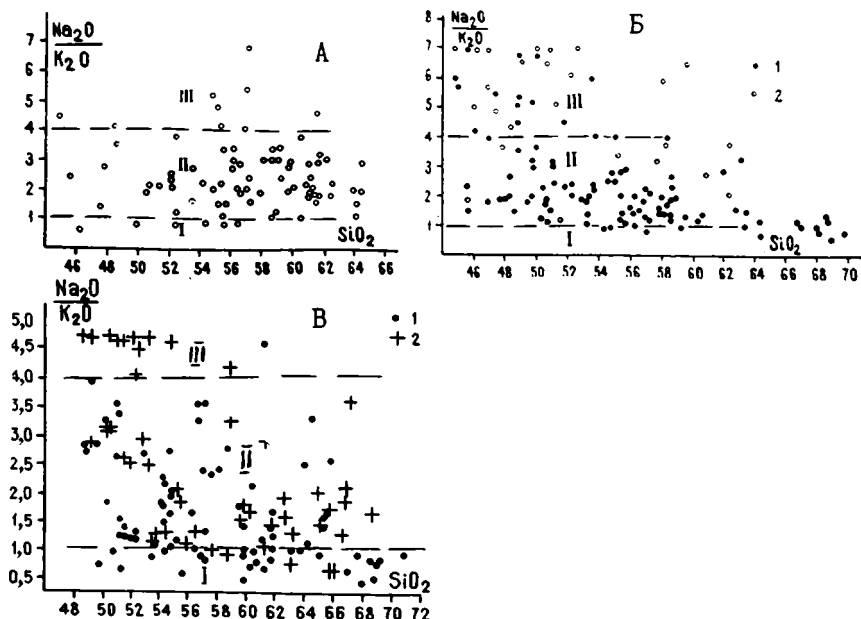


Рис. 34. Соотношение окислов в породах дацито-андезито-базальтовой формации Синклинии: А — Шидертинский и Селютинский, Б — Жалаир-Найманский (1), Западно-Прибалхашский (2); В — Конский, Приатасуйский (1), Космурунский (2). Серии: I — калиевая, II — калиево-натриевая, III — натриевая

Породы формации принадлежат, независимо от кислотности, к мезо- и лейкократовому типам с высокой глиноземистостью и полярной титановостью (рис. 35). Эффузивы натриевого типа, как правило, высокотитан-

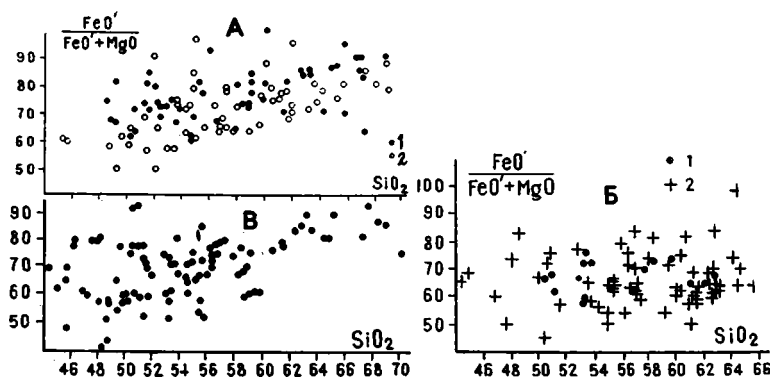


Рис. 35. Вариации коэффициента железистости в породах дацито-андезито-базальтовой формации

Синклинии: А — Космурунский (1), Конский и Приатасуйский (2); Б — Шидертинский (1), Селютинский (2); В — Жалаир-Найманский

нистые и с низким $K_2O/TiO_2 < 0,8$, калиево-натриевого — с $K_2O/TiO_2 > 1$ (см. рис. 26, Б; 28, Б; 33). По соотношению основных породообразующих окислов породы формации относятся к пижонитовой (толеитовой) и гиперстенитовой сериям Х. Куно (рис. 36), что, по-видимому, объясняется в определенной мере ассимиляционными процессами. Скорость насыщения пород кремнекислотой во всех структурах одинакова (рис. 37).

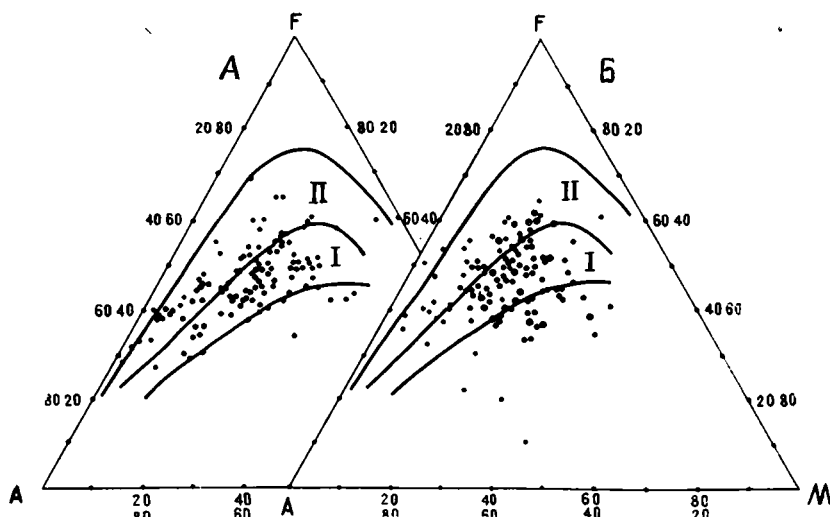


Рис. 36. Диаграммы $A-F-M$ дацито-андезито-базальтовой формации
Синклиории: А — Жалаир-Найманский; Б — Приатасуйский, Конский, Космурунский.
Серии: I — гиперстеновая, II — пижонитовая

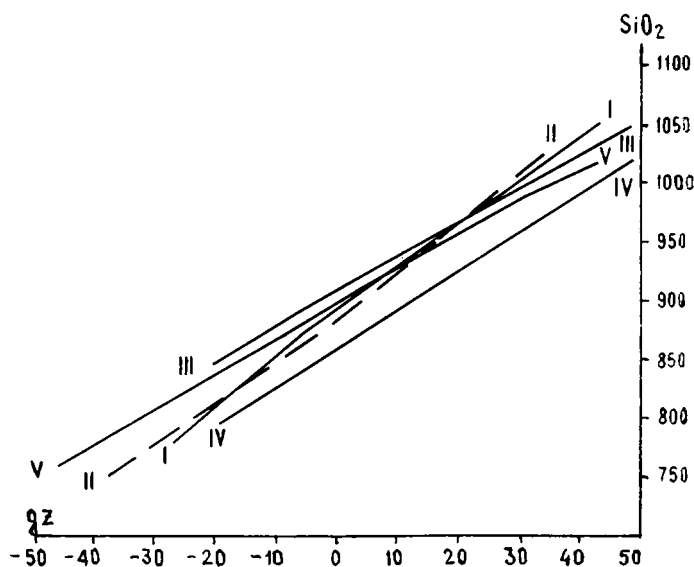


Рис. 37. Диаграмма $gz-SiO_2$ скорости насыщения кремнекислотой по мере увеличения кислотности пород (по Ю. А. Шейнманну)

Синклиории: I — Шидертинский, II — Жалаир-Найманский, III — Космурунский, IV — Конский и Приатасуйский, V — живецкие базальтоиды Спасской и Карабулакской зон

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

К этому формационному типу отнесены терригенные красно- и пестроцветные отложения межгорных континентальных впадин и грабен. Молассовые отложения включают часто вулканогенные образования, извержение и накопление которых происходило внутри грабенов, одновременно с терригенным осадконакоплением. Такие породные парагенетические ассоциации рассматриваются в качестве вулканогенно-терригенной (молассовой) ассоциации. Молассы раннего девона приурочены к Шидерты-Чу-Илийской структурно-формационной зоне, главным образом к ее внешней периферической части (см. рис. 24). Они замещаются по латерали и реже по простиранию зоны синхронными вулканогенными формациями, на участках смены которых образуют вулканогенно-терригенные сообщества.

ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация выделяется в центральной части Жалаир-Найманского синклинория между г. Акбастау и оз. Касым (Кишкенесурская впадина) и по юго-западному борту Жельтауской синклинали севернее гор Койжарылган, Майжарылган, южнее гор Хантау и Кызылсок. Она является возрастным аналогом андезито-базальтовой формации, но резко отличается от нее составом и строением.

Вулканогенно-терригенная ассоциация состоит в основном из разнотернистых красноцветных песчаников. В низах ее развиты повсеместно конгломераты, единичные пласты андезито-базальтов и гравелитов. Выше разрез существенно песчаниковый с прослоями алевролитов, гравелитов, местами мелкообломочных туфов кислого состава. Ей свойственны трансгрессивное строение с постепенным уменьшением размера обломочного материала снизу вверх по разрезу, относительная выдержанность состава по простиранию и отсутствие ощутимых внутриформационных перерывов и несогласий. Терригенные отложения ее — это обычно слоистые породы буровато-красноватой, сиреневой, вишневой и бордовой окраски.

На юго-западном крыле Жельтауской синклинали вулканогенно-терригенная ассоциация непрерывно прослеживается на 170 км от кол. Саламат на северо-западе до р. Жингильды на юго-востоке (см. рис. 24). Она налегает здесь без видимого несогласия на силур или верхний ордовик. Ассоциация состоит из двух согласно залегающих толщ: нижней — бордовых мелкозернистых (слюдистых кварц-полевошпатовых) песчаников и алевропесчаников с несколькими (2—5) пластами андезито-базальтов и пачкой полимиктовых валунно-галечных конгломератов в основании, верхней — буровато-серых средне- и крупнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, включающей отдельные прослои конгломератов, гравелитов и два-три силла диабазов.

Конгломераты залегают обычно в виде выдержанного по мощности и простиранию пласта, иногда слагают пласт мощностью до 180 м (южнее г. Акбастау, юго-восточнее оз. Касым). Базальная пачка состоит из нескольких частей: нижняя — это крупногалечные (до 20 см) конгломераты с галькой кварца, кварцитов, кристаллических сланцев, средняя — песчано-гравелитовая, а верхняя — валунные (до 40 см) конгломераты, в составе которых кроме перечисленных пород встречаются обломки дацитовых порфиров, мраморов, порфиринов. Обломочный материал галечных и валунных отложений хорошо окатан, но плохо отсортирован по размеру галек. Цементирующая масса кроме мелких обломочков пород включает зернышки кварца, полевых шпатов, рудных минералов и чешуйки слюд.

Глинисто-песчаные отложения представлены красно- и меньше сероцветными песчаниками и алевролитами полимиктового, кварц-полевошпатового и редко кварцевого состава. Кластический материал их включает кроме кварца и полевых шпатов обломочки кристаллических сланцев кварцитов, микрогранодиоритов, гранит-порфиоров, дацитовых порфиоров и порфиритов, мелкие чешуйки слюд и зернышки рудных минералов. Песчаники образовались за счет дезинтеграции пород кварцито-сланцевого комплекса, гранитоидов и в меньшей мере вулканитов кислого и основного состава. Эти отложения имеют разнообразные слоистые текстуры, гранулометрический состав (от тонко- до грубозернистого) и гироглифы на пластовых поверхностях (валики ряби, волноприбойные знаки, трещины усыхания). Обломки пород и минералов почти во всех разновидностях песчаников угловатые, плохо- и слабоокатанные. Сортировка их по размерности низкая, характерная структура песчаников неравномерно-зернистая. Типичным цементом является поровый или соприкосновения, реже базальный, состав железистый, серицито-кремнистый, иногда известковистый.

Вулканические породы представлены темно-лиловыми, серыми, фиолетово-серыми, бурыми, иногда зелено-серыми андезито-базальтовыми и базальтовыми пироксен- и оливин-пироксен-плагноклазовыми порфиритами и афиритами темного зелено-серого цвета. Одна группа порфиритов обладает нормальной щелочностью, другой свойственно повышенное содержание щелочей (сумма щелочей до 7,2) при высоком (до 2,7%) количестве окиси калия.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Этот формационный тип представлен тремя формациями, возраст и объем которых неодинаковы. В Селетинском и на северо-западе Жалаир-Найманского синклиория моласса включает только нижнюю часть нижнего девона (нижние подсвиты жарсорской и коктаасской свит), на западе Конского синклиория — весь нижний девон (кызылтауская свита).

Молассовая формация налегает со скрытым (стратиграфическим) несогласием на нижнюю сероцветную молассу верхнего ордовика — нижнего силура и резко несогласно на более древние образования, перекрывается согласно андезито-базальтовой.

Моласса Селетинского синклиория образована разномасштабными песчаниками, гравелитами, алевролитами и конгломератами буровато-зеленого, серого, палевого, желтовато-зеленоватого и бордового цвета. В низах и верхах формации обособляются пачки разногальчатых конгломератов с галькой кварцитов, яшм, меньше вулканогенных и интрузивных пород. Строение формации трансгрессивно-регрессивное, что подчеркивается и красноцветным обликом пород верхней части. Мощность до 3800 м.

Молассовая формация северо-западной части Жалаир-Найманского синклиория выделяется от р. Каипмергеннин-Карасу до р. Каркалды (восточнее гор Жуантобе) на протяжении более 150 км. Она вложена в структуры верхнего ордовика и налегает несогласно на докембрий.

Формация образована в основном различными песчаниками (95%), которые вмещают пласты алевролитов, пелловых и витрокристаллических туфов кислого состава, гравелитов и конгломератов. Разрез открывается пачкой зелено-серых и табачно-зеленых средних- и крупнозернистых полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями алевролитов, грязно-серых гравелитов и конгломератов. Мощность 250 м.

Выше залегают серо- и красновато-розовые среднезернистые кварц-полевошпатовые песчаники с пятью маркирующими горизонтами (1—10 м) мелкообломочных туфов, серо-зеленых алевропесчаников и алевролитов. Наличие пластов конгломератов и гравелитов в нижней пачке обуславливает трансгрессивное строение формации. Все разновидности терригенных пород имеют слоистые текстуры, на поверхностях напластования песчаников видны темные красновато-коричневые уплощенные стяжения алевролитового материала овальной формы, знаки ряби, трещины усыхания. Переходы между терригенными породами различной окраски или размерности обломочного материала постепенные, без резко выраженных границ. Пирокластические отложения представлены светлыми сиреневыми, лиловыми, зеленоватыми и голубоватыми туфами липаритового состава. Среди них выделяются три разновидности: витрокластические с мелкими (до 0,05 мм) обломочками кварца и полевых шпатов, витрокристаллокластические с порфирокластами (до 1—1,5 мм) полевых шпатов, кварца и обломочками пород и пепловые без порфирокластов. Пепловые и реже витрокристаллокластические туфы обладают слоистыми и пизолитовыми текстурами. В некоторых горизонтах пирокластолитов наблюдаются признаки воздушной сепарации, выраженные в уменьшении размера обломочного материала от подошвы к кровле пласта. Туфы имеют малую мощность, но выдержаны по простиранию; они присутствуют примерно на одном уровне в разрезах, удаленных друг от друга более чем на 100 км. Отложение их происходило, по-видимому, из пепловых «туч» или потоков, проникавших сюда из Северо-Западного Прибалхашья.

Формация имеет выдержанные по простиранию строение и состав. Фациальные изменения сводятся к замещению крупногалечных конгломератов мелкогалечными или гравелитами, местами выклиниваются некоторые пласты туфов, изменяется состав обломочного материала базального слоя. Мощность от 500 до 800 м.

Накопление отложений происходило, очевидно, в узкой континентальной мелководной впадине. Обрамляющие впадину поднятия имели нерасчлененный рельеф и в период образования формации не испытывали существенных преобразований. С этих поднятий сносился кварцит-кварцевый и меньше полевошпатовый материал. Судя по составу песчаников, размыву подвергались гранитоиды и в меньшей мере кремнистые породы, очевидно, Булаттауского, Жуантобинского антиклинориев и блоки, ныне погребенные в Чуйской депрессии.

Континентальная молассовая формация Конского синклинория налегает без видимого несогласия на морскую молассу нижнего силура, причем состав обломочного материала обеих моласс почти одинаков, на что давно указывал В. Г. Тихомиров [122]. Она слагает небольшие тектонические блоки и обнажается в эрозионных окнах в районе устьев рек Таранша, Талдысай, в среднем течении р. Жаман-Кон, севернее гор Желтымес, южнее пос. Алгабас, р. Мешкейсор и в горах Кызылтау. Определить истинную площадь распространения формации по имеющимся выходам крайне трудно, так как породы ее скрыты под покровом более молодых отложений. В ряде перечисленных районов, судя по литофациальным особенностям пород, аллювиально-делювиальные осадки накапливались в непосредственной близости от областей размыва, что позволяет ориентировочно установить отдельные фрагменты границы раннедевонской впадины. Это относится главным образом к прибортовым частям Эскулинского, Теректинского и Кирейского поднятий. Юго-восточную границу и даже ее небольшие отрезки сейчас нельзя установить, так как отложения формации в крайних восточных выходах по р. Жаман-Кон, у г. Желтымес и др. по значению мощностей и литологиче-

ским признакам (отсутствие конгломератов, зелено-серая окраска пород и др.) более всего похожи на отложения внутренней части впадины.

Моласса нижнего девона образована красноцветными и в меньшей мере сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, среди которых присутствуют прослои алевролитов, песчаных известняков, мелкообломочных туфов кислого состава. Валунные и разногалечные конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники аллювиально-делювиального генезиса развиты вблизи Кирейского, Эскулинского, Теректинского поднятий, где для пород формации наряду с грубообломочным строением характерны красноцветные тона окраски. При удалении от этих поднятий отложения приобретают серые и зеленоватые тона и становятся более мелкообломочными. Состав обломочного материала гравийно-галечных и валунных отложений полностью зависит от состава размываемых пород близлежащих поднятий. В окрестностях Эскулинского поднятия, например, гальки конгломератов представлены кварцитами, сланцами, гнейсами, гранитоидами; у Кирейского поднятия (устье р. Таранша) преобладают ордовикские эффузивы основного состава, гранодиориты, алевролиты. Песчаники по составу обломочного материала подразделяются на полимиктовые, граувакковые и аркозовые. Кластический материал их обычно отсортирован, но слабо окатан. Они очень часто имеют параллельную или косую слоистость, на поверхности напластования видны иногда знаки ряби и трещинки усыхания. Среди песчаных отложений верхней части формации по р. Жаман-Кон, южнее Алгабаса, присутствуют тонкие прослои и линзочки известковистых пород темно-серого цвета, кремнистые алевролиты и кремнистые тонкоплитчатые кварцитовидные породы, указывающие на подводное происхождение этих отложений. В самых верхах формации выше сероцветных терригенных осадков обычно развиты грубо- и среднезернистые красноцветные песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов и мелкообломочных туфов кислого состава. Пирокластические породы составляют небольшие по мощности (до 5—10 м), но очень выдержанные по простиранию горизонты, что указывает на их аллохтонное происхождение. Туфовый материал, по-видимому, осаждался из пирокластических потоков или «туч», которые проникали во впадину из смежной области активного вулканизма.

Эффузивные породы молассовой формации известны только на Сарысу-Тенизском поднятии, где они представлены лавами среднего и средне-основного состава. Андезиты и андезито-базальты севернее гор Теректы постепенно замещают конгломераты нижнего девона [48]. Эти породы известны также в разрезе формации к северу от гор Желтымес и на правом берегу р. Жаман-Кон. Здесь они слагают три небольших по мощности (5—6 до 50 м) пласта, которые прослеживаются по простиранию до 1—1,5 км, а также несколько силлов и даек.

Мощность формации закономерно увеличивается от внешней к внутренней части Конского синклиория. У восточного борта Кирейского и северо-западного склона Теректинского поднятий она не превышает 500—600 м, в верховьях р. Конкарасу и севернее г. Желтымес — 800—1000 м, на правом берегу р. Жаман-Кон — до 2000 м.

ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация распространена в Жалаир-Найманском синклиории, где включает отложения дегрезской свиты. Она налегает на нижнедевонские отложения без видимого структурного несогласия, но всегда через конгломераты в Кишкенесурской и Кызылсоксской структурах, не-

согласно в Жиделийской синклинали, что выражается в налегании базальных конгломератов на разные горизонты нижнего девона. Ассоциация сложена повсеместно песчаниками, гравелитами, конгломератами и в меньшей мере туфами кислого состава и алевролитами. В отдельных разрезах присутствуют тонкие прослои хемогенных известняков, известковистых песчаников, маломощные линзы базальтов (р. Жидели) и андезито-базальтов (горы Теректы, Акбастау).

Выделяются два типа разрезов — существенно терригенный с примесью туфов и туфо-терригенный с 20—25% пирокластического материала. Отложения первого типа развиты в междуречье Каипмергеннин-Карасу — Коктас. В основании разреза залегают пласты небольшой мощности (до 30 м) витрокристалло-, литокластических туфов и иногда линзы лав липаритового состава, а также конгломераты с обломками порфиров, кварцитов, гранитоидов.

Второй существенно туфовый тип свойствен северо-западному окончанию синклинория от р. Каипмергеннин-Карасу до р. Сарысу. Для него характерно многократное чередование крупно- и среднегалечных, местами валунных конгломератов с пачками пестроцветных песчаников и туфов кислого состава. Конгломераты представлены вулканомиктовыми с окатанными обломками кислых эффузивов и меньше полимиктовыми разностями (кварциты, гранитоиды, кварц, яшмы). Цемент песчаниковый такого же состава, что и крупнообломочная фракция, но с большим количеством кварца, полевых шпатов и чешуек слюды.

Песчаники — это слоистые разнозернистые породы полимиктового, вулканомиктового и аркозового состава. В первых наряду с угловатыми обломками вулканитов кислого состава много (до 40%) округлых зерен кварца и калишпата, вероятно, из интрузивных и эффузивных пород, присутствуют обломочки гранофиров и аплитов, кварцитов и микрокварцитов. Характерными акцессорными минералами являются турмалин, циркон и мусковит.

Вулканомиктовыми песчаникам присуще преобладание (до 95%) обломков фельзитов, липаритовых, трахилипаритовых и дацитовых порфиров и незначительное количество микроаплитов и микрогранитов, кварцитов, зерен кварца и полевого шпата.

Вулканогенные породы представлены спекшимися и неспекшимися витрокристалло-, литокристалло- и литокластическими разнозернистыми туфами кислого состава красноцветной и серой окраски. Кристаллокластическая фракция туфов состоит из кварца, полевых шпатов и слюды, обломки пород образованы фельзитами, флюидальными липаритами, андезитами и вулканическими стеклами. Цементирующая масса во всех разновидностях туфов витрокластическая, но неодинаково литифицированная. Пирокластические породы, особенно выдержанные по простиранию, маломощные (до 10 м) горизонты витрокристаллокластических туфов с признаками воздушной переноски и сепарации отлагались, очевидно, из пирокластических потоков и пепловых туч, проникающих с востока (Атасуйский район), из области развития липаритовой формации. Образование туфов гравелитовой размерности, мощных пластов кристалло- и литокристаллокластических разностей и липаритовых лав связано, по-видимому, с деятельностью мелких вулканов, положение которых фиксируется системой субвулканических тел липаритовых порфиров и фельзитов на Чуйском массиве, у западного борта Приатасуйского синклинория и др.

В средней части Жалаир-Найманского синклинория (горы Акбастау, Теректы) ассоциация характеризуется трансгрессивным строением. Нижние горизонты ее представлены полимиктовыми крупногалечными и валунными конгломератами с хорошо окатанными обломками краснака-

менных кварцевых порфиров, флюидальных, массивных и сферолитовых дацитов, редкими гальками кварцитов, гранитоидных пород, порфиритов, сланцев. Эти существенно вулканомиктовые конгломераты, обломочный материал которых резко отличается от подстилающих отложений, являются характерным маркирующим горизонтом. Выше базальной пачки залегает существенно песчаниковая толща с пластами витрокристалло- и литокристаллокластических туфов кислого состава, мощность которых постепенно уменьшается от г. Теректы (250 м) на юго-восток (оз. Касым).

В районе род. Коктал ассоциация имеет более сложное строение и состав. Она образована четырьмя пачками: песчано-конгломератовой с пластами эффузивов; туфо-терригенной, конгломерат-песчаниковой с прослоями алевролитов, известковистых пород и разнообразных туффитов и алевролит-песчаниковой с горизонтами туфогенных пород. Во всех пачках, кроме туфо-терригенной, преобладают (более 90%) осадочные породы с полимиктовым, вулканомиктовым и кварц-полевошпатовым материалом.

Мощность постепенно увеличивается в юго-восточном направлении от 1 до 2—3 км и, возможно, более (максимальные мощности, по С. Н. Шувалову, превышают 4,5 км).

В юго-восточной части Жалаир-Найманского синклинория вулканогенно-терригенная ассоциация обнажается на небольших разобренных участках по обрамлению Жельтауского массива, в Алакольской, Куеликаринской структурах, западнее и южнее Хантауского массива. Она обогащается (до 20%) на одних участках или, напротив, обедняется вулканитами на других, но нигде не замещается, по нашим наблюдениям, липаритовой. На всех участках (район станций Киякты, Карасай, западный борт долины Куланутпес) установлено не замещение терригенных отложений вулканическими, а насыщение ассоциации субвулканическими и экструзивными телами липаритовых, трахилипаритовых порфиров и фельзитов.

Вулканогенно-терригенная ассоциация образована песчаными отложениями, среди которых преобладают красноцветные разномеристые песчаники кварц-полевошпатового и вулканомиктового состава. Меньше развиты зеленовато-серые и серые с бурым оттенком разности, туфопесчаники и туффиты. Песчаники вмещают пласты и обособленные пачки алевролитов, гравелитов, конгломератов, туфов и редко лав кислого состава.

Выделяются два типа разреза ассоциации. Первый свойствен Кызылсоксской, Куеликаринской, Алакольской и западному борту Куланутпесской структурам, второй — только Хантауской. Первый тип характеризуется грубослоистым строением, значительным количеством вулканомиктовых конгломератов и гравелитов, мощными (до 200 м и более) пластами туфов, игнимбритов и редко лав липаритов, дацитов. Эти породы многократно, но бессистемно чередуются в разрезе, образуя часто обособленные пачки пестроокрашенных отложений осадочного и вулканического происхождения. Своеобразными и очень характерными породами таких пачек являются красноцветные конгломераты и гравелиты с обломками кислых вулканических пород и небольшой примесью андезитов, гранитоидов, кварцитов. Эти конгломераты и гравелиты местами (р. Куеликара) прекрасно отсортированы по составу кластического материала и сложены угловатыми обломками одной из разновидностей липаритов, сцементированных таким же по составу песчанистым агрегатом с примесью чужеродных частиц (часто пепловых), что придает породам туфовый облик. Вулканомиктовые песчаники разномеристые, среди которых больше всего крупно- и среднезернистых разностей. Они состоят из

угловатых обломков кислых эффузивных пород, зерен кварца и полевых шпатов с примесью порфиринов, кварцитов, слюд и рудного минерала. В туфогенных разновидностях, кроме того, присутствуют пепловые частицы, осколки кислого девитрифицированного вулканического стекла, перевеянный и слегка окатанный пирокластический материал. Для вулканомиковых песчаников и туфопесчаников характерны неравномерно-зернистые структуры, что обусловлено плохой сортировкой обломочного материала. Они очень часто содержат угловатые обломки гравелитовой размерности, при увеличении количества которых песчаники сменяются гравелит-песчаниками и гравелитами.

Песчаники полимиктового состава имеют серую, зеленовато-серую, бурую, лиловую, грязно-сиреневую окраску. Кроме обломков вулкано-генных пород кислого состава в них много андезитов, кварцитов, гранитоидов с мелкозернистой и порфировой структурой. Минеральная фракция представлена кварцем, плагиоклазами, калиевыми шпатами, редко темноцветными и рудными минералами. Песчаники этой группы обладают слоистыми текстурами (косая, параллельная и др.), на поверхностях наложения сохраняются местами знаки ряби, отпечатки растений, округлые уплощенные сгустки глинистого материала. Породам свойственны окатанные формы обломочного материала и большее количество цемента (базальный, поровый), чем в вулканомиковых разновидностях.

Вулканогенные породы — это краснокаменные, редко серые туфы, игнимбриты и иногда лавы кислого и среднего состава. Пирокластические отложения слагают пласты мощностью от 1—2 до 100—200 м и протяженностью несколько километров. Туфы представлены лапиллиевыми и более мелкообломочными литокристалло- и витрокластическими и редко агломератовыми разновидностями. Обломки во всех туфах образованы липаритами, дацитами, андезитами, иногда базальтами, жильными интрузивными и терригенными породами. Кристаллокластическая фракция состоит из оплавленных и корродированных порфирокластов кварца и полевых шпатов в туфах липаритов или только из полевых шпатов в породах дацитового состава. Темноцветные встречаются редко и представлены амфиболом, биотитом, рудными из группы железистых минералов. Игнимбриты и некоторые игнимбритовые разновидности туфов отличаются от остальных пирокластических пород только спекшейся основной массой, минеральный и литофильный состав их аналогичен туфам.

Разрезы ассоциации второго типа характерны только для западных и южных предгорий Хантау. Они отличаются тонкослоистым строением, бордовой и вишнево-красной окраской терригенных отложений, резким преобладанием мелко- и среднезернистых песчаников и туффитов.

Ассоциация образована четырьмя пачками. Нижняя, туфо-терригенная состоит из крупнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, нескольких выдержанных по простираению пластов псаммитовых туфов дацитового и липаритового состава, вулканомиковых крупногалечных конгломератов с галькой кислых эффузивов. Эти отложения сменяются постепенно пачкой бордовых и вишнево-красных средне- и мелкозернистых слюдистых песчаников, алевропесчаников с прослоями алевролитов. Третья пачка отличается от подстилающей наличием полимиктовых конгломератов и гравелитов с многочисленными обломками кварцитов, кварца, дацитов, тонких (1—6 м) горизонтов пепловых и литокристаллокластических туфов. Верхняя сложена бордово-красными полевошпатовыми средне- и крупнообломочными песчаниками, в верхах которых преобладают псаммитовые разности буровато-серого и серо-лилового цвета. Мощность ассоциации 1900 м.

С вулканогенно-терригенной ассоциацией связаны субвулканические

тела липаритовых, дацитовых и трахилипаритовых порфиров. Они развиты повсеместно в пределах развития ассоциации, но основная масса их сосредоточена на северо-восточном (ур. Куланутпес, р. Карасай, станция Киякты) и юго-западном (г. Кособа) обрамлении Жельтауского, между Хантауским и Кызылтасским массивами, в ядерной части Куеликаринской и на северо-восточном борту Алакольской синклиналей.

Породы субвулканической фации представлены массивными, флюидалными, сферолитовыми, брекчиевидными и игнимбритовидными порфирами и фельзитами. Эти разновидности часто наблюдаются в пределах единого тела и связаны между собой постепенными переходами, что не позволяет установить границы между той или иной разновидностью. Субвулканические тела имеют в плане линейно вытянутую или изометричную форму, размер их от первых метров до нескольких километров в поперечнике.

ЛИПАРИТО-АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Формации этого типа приурочены к воздымающимся блокам каледонид: Алкамерген-Чингизскому (горы Кайдаул, Муржик, Эдрей, Машан), Кокчетавскому (р. Ишим), Арганатинскому (оз. Косколь), Заилийскому (р. Каракастек) и др. Они слагают небольшие вулканотектонические структуры центрального или линейно-трещинного типа с сокращенными мощностями вулканических пород и незначительным количеством терригенных отложений. Формации этих структур характеризуются простым строением, резким преобладанием лав над туфами и гомодромной дифференциацией вулканических образований.

Лучше всего обнажена и изучена липарито-андезитовая формация в Экибастуз-Баянаульском районе [102, 116]. Она налегает несогласно на нижний силур (г. Кайдаул) или более древние отложения (оз. Алкамерген), перекрывается со структурным несогласием живетским ярусом. Участки с максимальными мощностями формации образуют в плане неширокую (10—15 км) полосу, протягивающуюся от оз. Алкамерген до пос. Майкаин. По мере удаления от этой полосы в обе стороны мощность отложений быстро сокращается вплоть до полного выклинивания.

Формация сложена в основном альбитизированными роговообманковыми, плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитами с порфировой, афировой структурой, с массивной и миндалекаменной текстурой, на долю которых приходится до 80% мощности. Подчиненное значение имеют туфы андезитов, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы, образовавшиеся по дацитам, липарито-дацитам и липаритам.

Вулканические породы различной кислотности и щелочности распределены в разрезе формации повсеместно следующим образом: в основании ее обычно залегает пачка небольшой мощности (60—200 м) кислых литокластических агломератов туфов, выше — толща андезитовых лав с тонкими прослоями туфов аналогичного состава мощностью 300—800 м; в верхах обособляются (500—1500 м) лиловые, фиолетовые и коричневые флюидалные и сферолитовые альбитофиры с отдельными линзами кварцевых липаритовых и трахилипаритовых порфиров и туфов. Переход от порфиритовой толщи к альбитофировой обычно постепенный, увеличение кислотности пород характерно для обеих толщ снизу вверх по разрезу.

Породы среднего состава представлены краснокаменными андезитовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклазов (андезин № 32—35; олигоклаз № 20—29; альбит-олигоклаз № 9—11 и альбит, редко лабрадор № 56—58), пироксенов ($cNg=35-42^\circ$, $2V=60-74^\circ$), диопсида ($Ng=1,718-1,720$; $Nm=1,704-1,710$; $Np=1,694-1,698$), авгита ($2V=$

$=58^\circ$; $Ng=1,708-1,710$ и $1,699-1,702$; $Nm=1,697-1,6699$ и $1,689$; $Np=1,680-1,682$ и $1,682-1,684$) и роговой обманки ($Ng=1,657$).

Структура основной массы андезитов пилотаксовая, андезитовая, трахитоидная. Текстуры массивные и миндалекаменные.

Для дацитов характерна флюидальная текстура. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом (андезин № 33—35, олигоклаз-андезин № 28—30), биотитом ($Ng=1,652$), очень редко пироксеном ($Nm=1,700$; $Ng=1,687-1,690$) и гиперстеном ($Ng=1,700$; $Np=1,687$). Альбитофиры и кварцевые альбитофиры отличаются от дацитов и липаритов полной альбитизацией полевых шпатов.

В липаритах вкрапленники — это альбит-олигоклаз и кварц, иногда калишпат ($2V=60-63^\circ$; $Nm=1,524$). В субвулканических порфирах редко присутствует эгирин ($2V=60-64^\circ$; $Nm=1,760$) и рибекит ($Ng=1,687$).

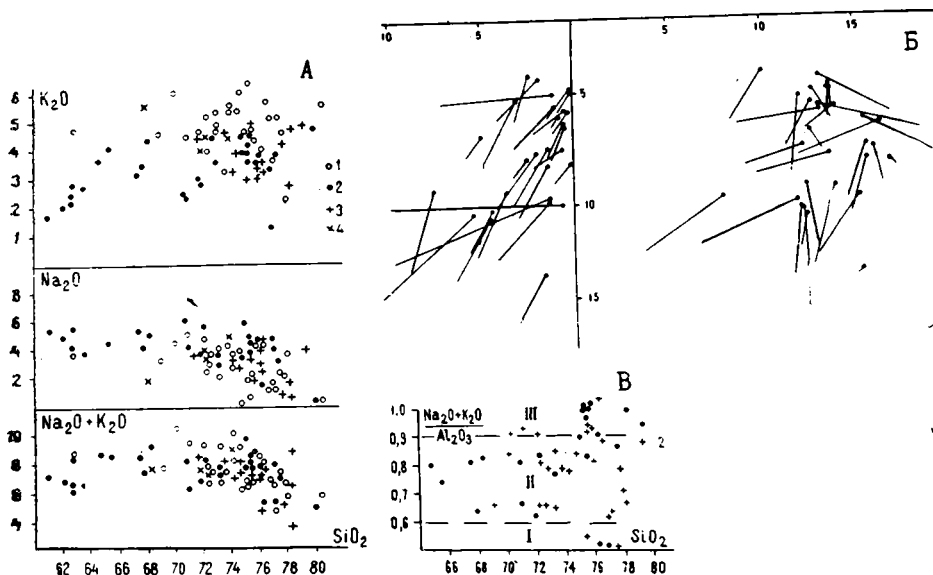


Рис. 38. Петрохимические диаграммы пород липарито-андезитовой формации

Антиклинорий: А — Чуйский (1), Чингизский (2), Кендыктасский (3), Кокчетавский (4); Б — Чингизский; В — Чуйский (1), Чингизский (2). Серии: I — низкощелочная, II — нормальной щелочности, III — субщелочная

Липарито-андезитовая формация относится к щелочно-известковой и субщелочной сериям (рис. 38). В этой формации широко развиты породы с трахитовым уклоном (трахиандезиты, трахидациты, трахиты) из-за повышенного количества натрия (альбитизация), меньше — породы нормальной известково-щелочной серии. Эффузивы аналогичной формации на Арганатинском поднятии отличаются повышенной калийностью при примерно равной общей щелочности с породами Кайдаульских гор.

Типичным представителем субщелочной липарито-андезитовой формации является вулканогенный комплекс гор Машан на Чингизе [100, 102]. Эффузивы формации слагают здесь округлую вулканотектоническую структуру диаметром 18—20 км, которая на современном эрозионном срезе выглядит в виде изометричной брахисинклинали, наложенной на верхний ордовик. По внешнему обрамлению этой структуры располагаются кольцевые дайки гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов, в центральной части — изометричные субвулканические тела аналогичного дайкам состава и лавы липаритов.

Т а б л и ц а 8. Химический состав вулканогенных пород липарито-андезитовой формации нижнего — среднего девона Чингизского антиклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	Na ₂ O+ +K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	61,08	0,96	16,33	5,49	1,40	0,12	2,34	3,09	5,35	1,68	2,07	100,83	—	7,0	3,2
2	62,76	0,76	15,69	3,84	2,88	0,10	2,20	3,61	4,06	2,08	2,03	100,78	—	6,1	3,0
3	67,42	0,60	14,65	4,76	0,90	0,08	1,23	1,18	5,20	3,13	1,03	100,32	0,81	8,3	1,7
4	64,72	0,80	15,02	3,92	1,65	0,09	1,50	2,14	4,90	3,50	2,02	100,59	0,80	8,5	1,4
5	62,74	0,75	16,07	9,25	1,27	0,06	1,05	3,69	3,90	2,40	1,02	101,20	0,56	6,3	1,6
6	63,75	0,60	16,16	2,39	2,48	0,10	0,37	4,23	3,70	2,70	2,20	99,38	0,56	6,4	1,4
7	67,83	0,45	16,16	3,03	1,43	0,09	0,42	2,04	4,10	3,30	—	99,11	0,64	7,4	1,8
8	62,80	0,90	16,35	6,21	2,80	0,07	2,20	1,43	5,30	2,90	—	—	0,75	8,2	1,7
9	65,36	0,65	15,46	3,52	1,56	0,05	1,80	1,17	4,40	4,00	1,93	99,90	0,74	8,4	1,1
10	68,22	0,35	13,90	3,63	1,14	0,19	0,33	0,54	4,97	4,33	1,51	99,53	0,83	9,3	1,1
11	72,10	0,36	12,81	2,81	0,15	0,16	0,67	2,15	5,50	2,65	0,77	100,06	0,83	8,15	2,1
12	70,89	0,30	13,56	1,98	0,58	0,05	0,09	2,42	4,00	2,18	2,69	99,95	0,66	6,2	1,9
13	70,83	0,27	15,23	1,77	0,72	0,03	0,65	0,44	6,02	2,22	1,07	99,50	0,81	8,2	2,8
14	76,20	0,17	11,90	1,35	1,14	0,05	1,87	1,06	1,42	3,70	1,05	99,98	0,52	5,1	0,4
15	75,54	0,38	10,30	2,30	1,48	0,08	0,36	1,10	4,20	4,40	—	100,21	1,13	8,6	0,9
16	74,90	0,25	11,00	1,59	0,43	0,02	0,42	2,75	3,30	4,40	1,30	100,55	0,92	7,7	0,7
17	77,36	0,21	10,32	1,54	2,08	—	0,37	0,60	3,05	3,77	0,58	100,17	0,87	6,9	0,9
18	76,96	0,26	10,47	1,89	2,34	—	0,26	0,50	4,54	3,25	0,02	100,74	1,04	7,9	1,4
19	75,34	0,29	10,82	1,21	2,66	0,02	0,40	0,70	4,61	3,78	0,12	100,29	1,08	8,4	1,2
20	75,40	0,24	10,73	1,45	3,31	Сл.	0,38	1,00	3,58	4,11	0,12	100,69	0,97	7,7	0,9
21	75,44	0,35	11,08	2,06	2,47	Сл.	0,30	0,90	4,44	3,48	0,04	100,82	1,00	7,9	1,4
22	75,05	0,20	13,50	1,35	0,94	0,03	0,22	0,70	5,80	3,80	—	—	1,01	9,6	1,5
23	73,33	0,35	11,68	2,34	1,11	0,01	0,67	0,81	3,60	3,50	—	—	0,83	7,1	1,0
24	76,10	0,20	12,16	2,79	1,49	0,04	0,37	0,22	4,50	3,40	—	—	0,91	7,9	1,3
25	73,20	0,88	12,38	4,20	1,53	0,04	0,49	0,51	2,82	4,60	—	—	0,77	7,4	0,6

Примечание. 1, 2, 5, 6, 8 — андезиты; 3, 4, 7, 9, 10 — дациты; 11—25 — липариты. Анализы Н. В. Аксаментовой, Л. Г. Никитиной, В. И. Титова и др.

Нижняя часть формации сложена пироксен-плагиоклазовыми андезитами, бурыми крупнообломочными литокластическими туфами среднего состава с отдельными горизонтами дацитов и мелкообломочных туфов общей мощностью до 400 м. Выше залегают вулканы кислого состава — сферолитовые, флюидалные лавы, крупно- и среднеобломочные лито-, литокристаллические туфы с пепловым цементом, туфолавы, лавобрекчии и игнимбриты мощностью до 800 м. Вулканокластические породы резко преобладают (до 70%) над лавами, причем среди туфов больше всего крупнообломочных литокластических разновидностей. По петрохимическому составу породы формации относятся к известково-щелочному типу с повышенной щелочностью (табл. 8, см. рис. 38). В субвулканических образованиях присутствуют и щелочные разности порфиров с щелочным темноцветным минералом (эгирином) и ортофиры с альбитизированными вкрапленниками калишпатом.

ЛИПАРитОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К этому формационному типу отнесены дацито-липаритовая и липаритовая серии вулканических пород нормальной и повышенной щелочности, тесно связанные между собой и представленные всеми переходными разностями от дацита — трахидацита до липарита и трахилипарита. Эта формация развита наиболее широко в Центральном Казахстане, где слагает вместе с комагматичными гранитами ранне-среднедевонский вулканоплутонический пояс и сравнительно небольшой франский вулканический пояс в Успенском, Акжал-Аксоранском и Жаман-Сарысуйском синклиниях. Мелкие разобщенные проявления этой формации встречаются в Чингизском, Кокчетавском, Улутауском, Чуйском, Кендыктас-Зайлийском и Северо-Киргизском антиклинариях (рис. 39). Общая площадь проявления липаритового вулканизма более 100 тыс. км² в Казахстане, около 60 тыс. км² на Алтае, более 250 тыс. км² на юге Сибири и в Монголии, что почти в 3 раза больше площади развития базальтоидов.

Все конкретные липаритовые формации сложены породами вулканического происхождения и меньше продуктами дезинтеграции синхронных вулканитов кислого состава.

Формации Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской области по стратиграфическому положению отнесены условно к эмско-эйфельскому возрасту и сопоставляются с липаритовыми формациями девонского пояса. Границы формаций выражены неодинаково: там, где они налегают на додевонские образования, нижняя граница отчетливая и легко устанавливается при картировании; в районах, где липаритовая формация перекрывает дацито-андезито-базальтовую (или андезитовую), структурное несогласие между ними не проявлено и граница проходит по подошве базальных конгломератов или нижней пачке кислых вулканогенных пород. Верхняя граница повсеместно совпадает с поверхностью предживетского несогласия и отчетливо устанавливается по смене вулканических образований красноцветными молассовыми отложениями.

На *Чингизском антиклинории* липаритовая формация распространена в районе гор Дос, Чунай, Бакай, пос. Копа и станции Жарма. Она образует на всех участках фрагменты отдельных небольших (до 200 км²) вулканических построек центрального типа, сложенных вулканиками липаритового и меньше дацитового состава. В других вулканических структурах Чингиза (горы Машан и Эдрей) она замещается андезито-липаритовой формацией, в строении которой существенное значение (до 30% мощности) имеют андезиты и их туфы.

Липаритовая формация Чингизского антиклинория образована крас-

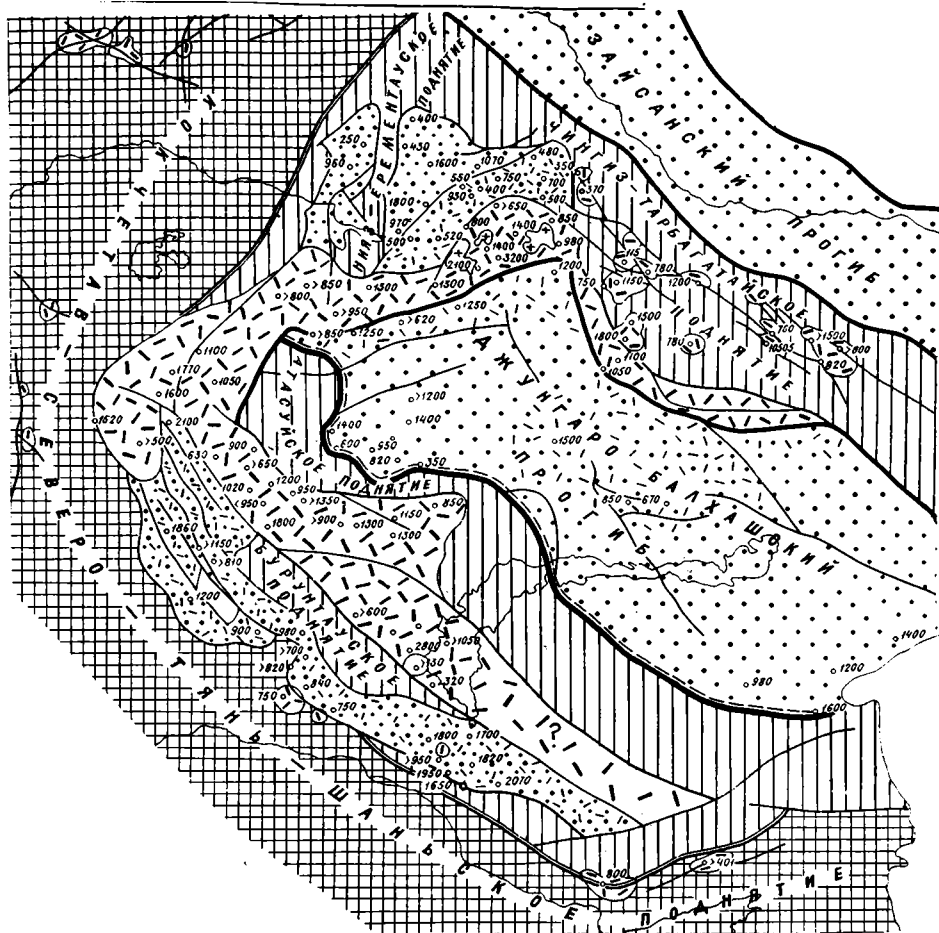


Рис. 39. Палеотектоническая схема раннего — среднего девона

Условные обозначения те же, что и на рис. 24

нокаменными флюидальными, сферолитовыми, реже массивными липаритами и фельзитами, субщелочными и щелочными липаритами, крупно-обломочными вулканическими брекчиями и разнообразными туфами мощностью от первых сотен до 1000 м. Количество туфов в разрезах разных вулканических структур сильно изменяется (от 10 до 50—60%), непостоянно также соотношение щелочных, субщелочных и известково-щелочных липаритов. Щелочные разности с рибекитом отмечаются в незначительном количестве и только в отдельных структурах (г. Дос [7], г. Машан [100, 102]), субщелочные и известково-щелочные породы развиты повсеместно и резко преобладают над щелочными (табл. 9, см. рис. 38).

Липаритовая формация Кокчетавского, Улутауского и Чуйского поднятий образована лавами, туфами и иногда игнимбритами дацитового, липаритового и трахилипаритового состава. Они образуют в разобщенных вулканических структурах Кокчетавского поднятия отдельные пачки общей мощностью до 700 м (Якшинская мульда, р. Арчалы), Улутауского — до 300 м, Чуйского — до 1400 м, Зайлийского — до 750 м (см. рис. 5). Вулканисты формации представлены производными нормальной и повышенной щелочности (8—10%), причем количество калия в них изменяется от 4 до 6% (см. табл. 9; рис. 38). Субвулканические тела фор-

Т а б л и ц а 9. Химический состав вулканогенных пород липаритовой формации раннего — среднего девона Кокчетавского, Арганатинского, Улутауского и Чуйского поднятий, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
1	66,44	0,42	15,31	2,39	2,23	0,07	1,21	2,45	4,05	3,80	0,12	—	100,07
2	65,00	0,76	15,69	3,02	2,16	0,08	1,18	2,76	4,05	3,72	0,28	—	100,36
3	65,40	0,53	16,36	1,54	3,09	0,14	1,23	3,10	3,94	3,18	0,17	—	99,62
4	66,26	0,59	15,79	2,00	3,66	0,08	2,68	4,37	3,56	2,54	0,15	—	99,20
5	66,00	0,43	16,17	1,34	3,09	0,06	1,34	2,59	4,41	3,00	0,13	—	100,24
6	68,50	0,43	15,37	2,42	1,29	0,05	1,06	1,97	4,21	3,83	0,12	—	100,11
7	73,50	0,27	13,35	0,90	2,69	0,03	0,02	0,51	3,88	4,93	0,02	—	100,21
8	74,78	0,17	13,14	1,29	1,51	0,05	0,27	1,07	3,94	3,98	0,02	—	100,84
9	73,57	0,18	12,03	1,92	1,15	—	1,24	1,12	2,91	4,80	0,12	0,70	99,86
10	74,90	0,22	12,58	2,25	0,86	0,05	0,83	0,56	0,60	6,10	0,08	1,57	100,61
11	72,71	0,72	13,10	2,89	0,86	—	0,20	0,28	3,44	5,80	0,10	0,38	100,56
12	76,59	0,14	8,93	3,52	1,44	—	0,20	0,84	0,44	4,00	0,07	0,08	99,34
13	60,98	0,77	14,61	5,77	2,30	—	0,16	3,37	4,90	3,10	0,14	3,16	99,46
14	61,48	0,80	15,65	5,61	1,87	0,05	1,45	3,08	5,00	3,10	0,27	1,06	99,61
15	75,50	0,15	12,00	0,55	2,34	0,03	0,03	0,19	2,21	6,04	0,05	0,69	100,03
16	76,10	0,10	11,46	0,38	2,45	0,04	0,14	0,16	2,40	5,42	0,04	0,67	99,37
17	73,60	0,16	13,18	1,72	0,40	0,03	0,50	0,07	1,01	7,76	0,01	1,09	99,53
18	75,90	0,09	11,70	1,13	1,49	0,03	0,14	0,13	2,50	5,42	0,09	0,67	99,32
19	73,60	0,23	13,14	0,61	1,58	0,03	0,55	0,20	3,80	5,50	0,09	0,90	100,23
20	77,00	0,15	11,83	1,34	1,08	0,01	0,44	0,11	4,35	3,15	0,01	1,04	100,50
21	76,50	0,13	11,72	—	2,05	0,01	0,55	0,16	3,70	5,04	0,04	0,60	100,00
22	56,90	1,13	15,52	2,35	5,59	0,12	3,53	3,92	3,38	3,36	0,28	3,19	99,27
23	59,00	0,91	15,03	2,20	5,41	0,12	2,65	3,76	3,22	3,68	0,30	3,37	99,65
24	60,50	0,96	15,13	3,22	3,95	0,12	3,05	4,17	3,00	3,45	0,30	1,98	99,83
25	71,30	0,31	13,50	0,10	3,82	0,04	0,65	0,57	3,65	5,40	0,09	0,95	100,38
26	73,30	0,26	12,52	0,14	3,23	0,04	0,71	0,57	3,10	5,48	0,10	0,96	100,40
27	75,60	0,19	10,80	0,10	4,06	0,04	0,41	0,41	3,40	4,48	0,08	0,92	100,49
28	68,20	0,40	17,40	Сл.	2,58	0,05	0,55	0,60	1,78	5,63	0,13	2,18	99,50
29	72,40	0,45	14,30	1,86	1,40	0,01	0,60	0,46	3,00	4,50	0,04	0,80	99,80
30	72,20	0,23	14,60	1,40	1,60	0,01	0,60	0,60	3,40	4,00	0,04	0,60	99,20
31	77,22	0,18	12,39	2,04	0,45	0,006	0,59	0,23	1,05	3,57	0,01	2,02	99,88
32	75,90	0,50	11,59	2,21	0,88	0,006	0,45	0,57	1,90	4,50	0,15	1,02	99,22
33	70,97	0,22	14,09	1,97	1,08	0,06	0,39	1,00	5,00	4,39	0,02	0,89	99,93
34	75,83	0,11	12,71	1,67	0,39	0,01	0,70	0,21	4,30	4,30	0,02	0,42	100,67
35	76,36	0,11	12,45	1,10	0,61	0,02	0,36	0,61	4,15	3,85	0,02	0,80	100,44

Примечание. 1—5 — дацито-андезиты; 6, 28 — дациты; 7—12, 15—21, 25—27, 29—35 — липариты; 13, 14, 22—24 — андезиты. 1—8 — Степнякский синклиниорий (А. И. Ивлев), 9—14 — Кокчетавское поднятие (Л. Г. Никитина), 15—27 — Арганатинское поднятие (А. У. Омаров), 28—30 — Улутауское поднятие (В. М. Шужанов); 31—35 — Чуйское поднятие.

мации почти всегда с аномальным содержанием калия (Чуйское поднятие).

На территории *девонского вулкано-плутонического пояса* этот формационный тип включает ниже-среднедевонскую формацию Баянаульского и Западно-Прибалхашского синклинориев, юго-западного крыла Акчатауского антиклинория, северного и южного борта Карагандинского, Конского и Приатасуйского синклинориев (см. рис. 39).

Площади распространения формации в современных структурах составляют (тыс. км²): в Северо-Западном Прибалхашье и в районе Атасу — 3,3, на Сарысу-Тенизском водоразделе — 4,5, на северо-востоке Центрального Казахстана — 5. Объем изверженного материала при среднем значении мощностей соответственно равен 6,5; 1,5; 10 тыс. км².

Возраст и объем конкретных липаритовых формаций отдельных частей блоков девонского пояса достоверно не установлены из-за недостатка палеонтологических и палеофитологических данных и условно принимаются примерно одинаковыми.

Верхняя возрастная граница в Предчингизье и в районе Баянаула определяется несогласным налеганием терригенных отложений с фауной и флорой живетского яруса, на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Западном Прибалхашье — наличием флоры эйфельского яруса в верхах разрезов формации. Нижняя граница устанавливается по флоре раннего девона и по положению в разрезе выше формаций нижнего отдела.

Липаритовые формации всех частей (сегментов) пояса сложены одинаковым набором пород, в котором наиболее распространены разнообразные туфы, игнимбриты, лавы и субвулканические образования кислого состава. Количественные соотношения и сочетания пород вулканических фаций между собой и терригенными отложениями, а также характер строения формаций конкретных структур пояса различны.

В *Баянаульском синклинории* липаритовая формация распространена вокруг Семизбугинского, Баянаульского, Кызылтауского гранитных массивов. Эта формация изучалась Л. Г. Никитиной [102], Н. А. Севрюгиным [116], Н. В. Аксаментовой [4], Н. П. Четвериковой [139, 140], Т. О. Федоровым [132, 133]. Она залегает несогласно на нижнем силуре и несогласно перекрывается терригенными отложениями живетского яруса.

Существенных изменений в строении формации почти не происходит. Изменяется лишь мощность отложений, которая в центре Баянаульского синклинория достигает 3—5 км, а по периферии его сокращается до 200 м. Липаритовая формация состоит из трех согласно залегающих толщ. Для нижней характерна перемежаемость липаритовых, дацитовых туфов и терригенных пород. К этой толще приурочены андезито-дацитовые и андезитовые порфиристы, образующие пласты и линзы мощностью до 40—80 м. Общая мощность эффузивов среднего состава в разрезах не превышает 200 м.

Средняя толща отличается массивным однородным строением и резкими перепадами мощностей.

Формации свойственно ареальное покровное распространение, большая мощность (до 3000 м) в центральных частях вулкано-тектонических депрессий и сокращенная (300—500 м) по их периферии, однообразный состав пород. Представлены они кислыми кристаллически-зернистыми литокластическими туфами и игнимбритами. Редко и главным образом на севере синклинория среди пирокластов присутствуют небольшие прослои и маломощные пачки туфопесчаников, туффитов и гравелитов. Кристаллокластические туфы образуют пологие покровы площадью в несколько десятков квадратных километров и вместе с игнимбритами составляют четыре крупные (35—75 км в поперечнике) изометричные вул-

кано-тектонические конседиментационные депрессии в районе пос. Семизбугу [132] и Кызылтауских гор [102].

Верхняя толща тонкослоистая. Она состоит из пестроцветных туфопесчаников, туффитов, тонкообломочных туфов, часто пизолитовых и пепловых, редко литокристаллокластических разностей и лав. Мощность ее от 300 м в краевых до 700—800 м в центральных частях вулканотектонических структур.

В *Западно-Прибалхашском синклиории* липаритовая формация развита от Новалы-Кызылэспинского антиклинория на востоке до Булаттау-Акдалинского на западе. С севера площадь развития ее ограничивается Акбастауской зоной разломов, с юга — Талкудукскими разломами, рассекающими синклиорий на две части.

Отложения этой формации слагают две полосы площадью 1300 км², одна из которых прослеживается от гор Бале к станции Киик и далее на запад в северные предгорья Атар. Вторая полоса включает районы гор Архарлы, Каратобе, Аиртау, Шунак и Таятхан. Она образована главным образом кристалло-, литокристалло-, литокластическими туфами и игнимбритами. В незначительном количестве в ней присутствуют лавы кислого состава и осадочные породы [103, 145].

Нижняя часть разреза формации сложена темно-, зеленовато-серыми и лиловыми кристаллотуфами, игнимбритами, пачками и пластами литокластических туфов, песчаников, гравелитов и иногда конгломератов. Средняя и верхняя части однородны и представлены в основном туфами с обильными (до 60—80%) кристаллокластами кварца, полевых шпатов. Среди таких образований местами (горы Караоба, Аиртау, Шунак) присутствуют мощные (200—560 м) пласты и пачки агломератовых туфов с крупными обломками кварцевых порфиров, фельзитов, темных ороговикованных песчаников, алевролитов, реже порфиритов и гранит-порфиров.

Характерные породы формации — темно-серые зернистые туфы, очень похожие по внешнему облику и типам отдельности (глыбовая, реже матрацевидная) на гранитоиды, серые с лиловым оттенком, иногда черные плотные игнимбриты и массивные литокристаллотуфы. Все эти породы слагают отдельные пласты, переходы между которыми обычно постепенные, причем сваренные туфы с игнимбритовой текстурой и игнимбриты залегают в средней части разреза таких пластов. При выветривании они образуют конические обелиски и округлые «подушки» с блестящей отполированной поверхностью. Эти породы состоят из порфирокластов и пепловых частиц кислого вулканического стекла. Очень характерно присутствие мелких обломков, порфиритов, песчаников, алевролитов, иногда гранитов. Кристаллокластическая фракция туфов и игнимбритов составляет от 10 до 50—70% объема. Представлена она кварцем, плагиоклазами (альбит-олигоклаз-андезин), калишпатами, пертитамы величиной от 1 до 6—7 м и мелкими чешуйками биотита, иногда зернышками амфибола, рудного, апатита. Зерна кварца и полевых шпатов оплавлены и корродированы, причем плагиоклазы и калишпаты резорбированы в меньшей степени, чем кварц. Литокристалло- и литокластические разности имеют витрокристаллокластическую основную массу. Обломки в них разнообразны по составу (осадочные породы, эффузивы кислого и среднего состава, гранитоиды), размеру (от 1—2 до 80—100 см) и форме. Эти туфы лишены слоистости, обломочный материал их не сортирован и без признаков окатанности. На отдельных участках (г. Шунак) наряду с вулканокластическими отложениями широко развиты лавы и субвулканические образования, главным образом темные флюидалные и массивные полевошпатовые липарито-дациты без вкрапленников кварца. Они залегают в виде коротких толстых линзооб-

разных или изометричных тел, реже силлов и даек. Внешнее сходство их с пирокластическими отложениями формации, постепенные переходы между массивными, флюидальными и туфовидными (лавобрекчий) разностями затрудняют их выделение и картирование.

В южной части Западно-Прибалхашского синклинория выделяются две липаритовые формации — ранне-среднедевонская (карасайская свита) и эйфельского яруса (жастарская свита). Первая развита на небольших изолированных участках в районе станций Мынарал и Каракамыс. Она сложена краснокаменными флюидальными, сферолитовыми и реже массивными лавами кислого состава с маломощными (5—50 м) пачками слоистых литокластических туфов, туфогенных конгломератов и туффи-тов. В верхах формации обособляется пачка андезито-дацитов и андезитов, вулканомиктовых красноцветных конгломератов с тонкими прослоями туфов и тонкозернистые слоистые песчаники бордового цвета. Эта часть формации, особенно конгломераты и андезиты, быстро выклинивается по площади и замещается песчаниками.

Основными компонентами формации являются красновато-коричневые, бурые лавы с флюидальной и сферолитовой текстурой. Эти породы создают грубослоистую толщу мощностью до 850 м, которая севернее зал. Каракамыс замещается существенно песчаниковыми отложениями. Положение этой формации перивулканическое, очевидно, на склонах или у подножий девонских вулканов.

Липаритовая формация эйфельского яруса развита полосой северо-западного простирания от заливов Каракамыс, Кашкантиз и Сарышаган до гор Булаттау и ур. Акдала. Она залегает без видимого несогласия на ниже-среднедевонских формациях и резко несогласно на нижнем ордовике (горы Булаттау, Акдала), перекрывается трансгрессивно молассой верхнего девона или нижним карбоном [108].

Эта формация имеет очень выдержанный состав, сравнительно простое четырехчленное строение и устойчивые мощности, которые уменьшаются до 700—800 м только на Булаттауском и Акдалинском поднятиях.

Нижняя часть формации представлена красноцветными крупногалечными и валунными конгломератами, переходящими выше по разрезу в средне-мелкогалечные разности, гравелиты и песчаники. В составе конгломератов обломки вулканитов, гранитоидов, кварцитов, песчаников, местами (ур. Жастар) органогенных известняков. Пестрый состав обломочного материала, наличие известняков и гранитов, отсутствующих в подстилающей формации нижнего — среднего девона, указывают на структурную перестройку и глубокий размыв областей денудации. Мощность базальной пачки до 120 м. Вторая пачка формации сложена темными лилово-серыми, зеленовато-, темно-серыми литокристаллическими туфами, иногда флюидальными дацитами (до 350 м).

Туфы состоят из корродированных зерен полевого шпата (кислый плагиоклаз, реже калишпат), амфибола и очень редко биотита, осколков лав и спекшейся витрокластической массы. Отличительная особенность этих туфов от вышележащих — отсутствие порфирокластов кварца и темный фиолетово-серый цвет. Эта пачка прослежена в разрезах по южному и северному борту Каракамысской структуры, далее на северо-запад по юго-западному крылу Кашкантизской мульды она замещается туфо-терригенной пачкой с горизонтами конгломератов.

Средняя, наиболее мощная (600—800 м), часть формации представлена однокристаллическими кристаллокластическими туфами с порфирокластами кварца, полевых шпатов и одиночными обломочками кислых лав. Туфы включают местами маломощные линзы красноцветных туфопесчаников, горизонты игнимбритов, витро- и литокластические разности пиро-

кластолитов. Эта часть разреза отличается однородным массивным строением, отсутствием слоистости и однообразным минералогическим составом пирокластики. Верхняя, туфо-терригенная пачка тонкослоистая, что обусловлено частым чередованием разнозернистых пестроцветных песчаников, гравелитов мелкогалечных конгломератов, туфов и туффи-тов общей мощностью до 150—200 м. По простирацию эта пачка выклинивается (залиты Кашкантиз, Сарышаган) или замещается существенно туфовыми отложениями.

В *Приатасуйском и Конском синклинориях* липаритовая формация слагает обширные массивы в бассейне р. Коктас, горах Угузтау, севернее гор Куу и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Она перекрывает безвидимого несогласия дацито-андезито-базальтовую формацию района Атасу, востока Сарысу-Тениза, красноцветную молассу нижнего девона (ур. Мешкейсор, горы Желтымес и др.) или несогласно нижний силур и ордовик. Состав и строение формации неодинаковы в различных районах распространения, что обусловлено изменениями ее нижней и верхней частей.

Нижняя часть липаритовой формации на одних участках Атасуйского района (горы Кедейтау, Сарыоба) и Сарысу-Тенизского водораздела (горы Желтымес, Конуртобе и др.) образована дацитовыми и дацито-липаритовыми лавами мощностью от 200 до 700 м. Эта же часть формации на других участках (горы Угузтау, Теректы) сложена агломератовыми лито- и литокристаллокластическими туфами кислого состава, с крупными резургентными обломками липаритов, дацитов и ювенильным пирокластическим материалом. Отдельные пласты и небольшие пачки (до 200—300 м) туфов включают горизонты вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и туфопесчаников. Эти пачки по простирацию выклиниваются обычно на первых километрах и замещаются мелкообломочными туфами.

Верхняя часть формации отличается однообразным выдержанным составом, массивным сложением, большой (до 1200—1500 м) мощностью и одинаковым строением на всей площади Приатасуйского и Конского синклинориев. Она представлена кристалло- и витрокристаллокластическими туфами с массивной и игнимбритами с эвтакситовой текстурами. Эти породы связаны между собой постепенными переходами и обладают одинаковым составом пирокластики. Для туфов и игнимбритов характерно присутствие примеси чужеродного материала: обломочков порфиров, осадочных пород и реже гранит-порфиров. Кристаллокластическая фракция в них составляет от 10 до 60%. Это стеклянно-прозрачный кварц, белый кислый плагиоклаз, розоватый калишпат, пертит и темный разложенный биотит, редко амфибол. Кварц присутствует в виде изометричных зерен, идиоморфных кристаллов и остроугольных осколков размером до 3—5 мм. Крупные зерна и кристаллы его оплавлены и корродированы, а остроугольные осколки не резорбированы, что свидетельствует о коррозии интрателлурических зерен кварца в подводящем канале или в камере вулканического аппарата. Полевые шпаты — плагиоклаз (от альбит-олигоклаза до андезина), калишпат и пертит — присутствуют в виде идиоморфных кристаллов и их обломков размером до 3—4 мм. Они резорбированы в меньшей степени, чем кварц, и почти не имеют бухточек разъединения. Биотит образует в большинстве случаев мелкие, слегка изогнутые чешуйки, значительно реже встречаются крупные (до 4 мм) кристаллы. Количество этого минерала в туфах непостоянно, в одних разновидностях он составляет до 10%, в других отсутствует.

Петрографо-петрохимические особенности пород. Вулканические породы липаритовой формации Казахстана представлены непрерывным генетическим рядом от дацита до липарита и их субщелочными дифферен-

циатами. Породы средне-кислого состава (андезито-дациты, кислые андезиты) присутствуют редко и в малом количестве, а средне-основного практически отсутствуют. Производные этого ряда с повышенной щелочностью всегда ассоциируют с нормально-щелочными и не переходят в щелочные породы. Типоморфные минералы дацитов: кислый плагиоклаз (№ 20—40), кварц, биотит, редко амфибол; липаритов: олигоклаз, олигоклаз-андезин (№ 10—30), калишпаты (ортоклаз, микроклин, микропертит), кварц, иногда биотит и роговая обманка. Аксессуары: сфен, апатит, циркон, магнетит.

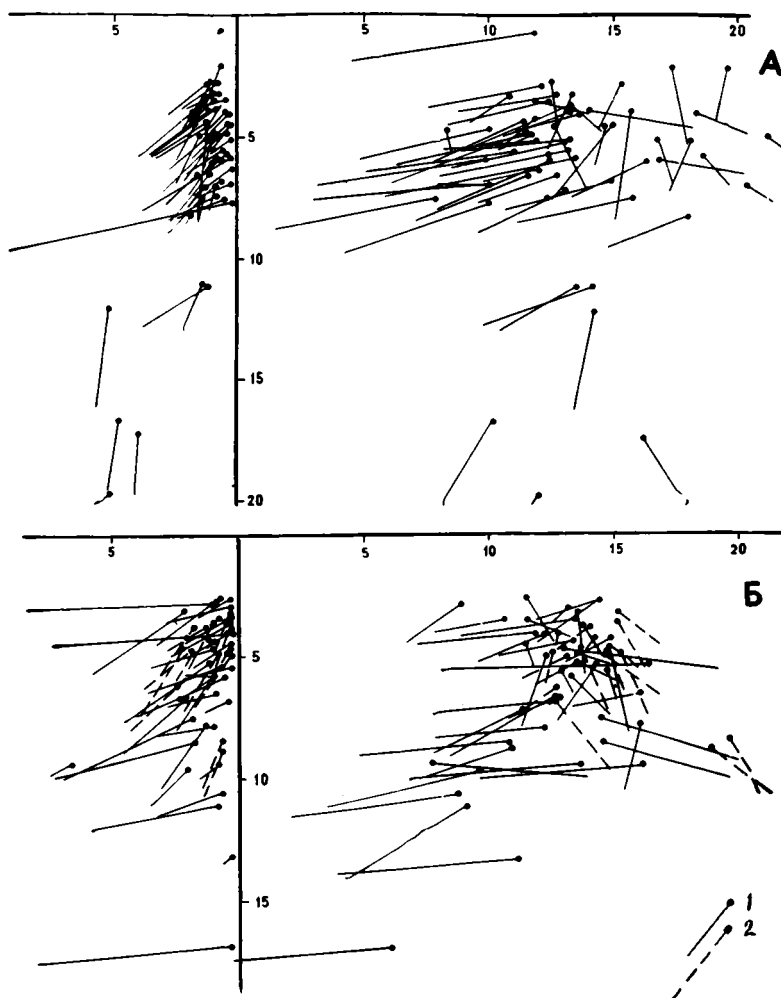


Рис. 40. Векторные диаграммы липаритовой формации

Синклиории: А — Баянаульский; Б — Западно-Прибалхашский (1), Прина́тасуйский и Конский (2)

Породы липаритовой формации относятся главным образом к известково-щелочной и меньше к субщелочной сериям (рис. 40; табл. 10—12). В большей части вулканитов натрий и калий содержатся примерно в равных количествах, их сумма не превышает 6—8%. В субщелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8$) общая щелочность увеличивается в одних случаях за счет калия, в других — натрия (рис. 41, Б, В). По соотношению

щелочей и глинозема породы формации подразделяются на три группы, среди которых доминируют нормально-щелочные ($al' = 0,6-0,9$) при резко подчиненном значении субщелочного ($al' = 0,9-1,0$) и глиноземистого ($al = 0,4-0,6$) типов (см. рис. 41, Г, Д). Глиноземистость хорошо коррелируется с кремнекислотностью пород и уменьшается от 16% в дацитах до 10% в липаритах (см. рис. 41, А). Подобная корреляционная связь устанавливается для железа, магния, кальция и меньше для натрия.

Таблица 10. Химический состав вулканогенных пород липаритовой формации нижнего — среднего девона Баянаульского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$
1	62,63	0,85	16,18	4,60	0,54	0,04	0,38	3,18	6,35	3,36	0,90	—	—	0,87
2	62,02	0,61	18,53	5,35	0,23	0,01	0,55	1,55	6,10	3,34	0,31	1,50	100,57	0,73
3	64,42	1,10	15,61	6,08	0,82	0,17	1,10	1,02	5,00	2,90	—	1,07	99,29	0,73
4	63,65	0,60	16,67	2,44	3,24	0,12	1,00	3,00	4,64	1,64	0,26	1,00	100,00	0,55
5	69,00	0,68	15,14	3,72	0,43	0,01	0,46	0,70	5,30	3,51	0,26	1,40	100,86	0,82
6	67,80	0,45	14,74	3,05	0,43	0,01	0,52	0,82	5,19	4,97	0,12	1,20	99,59	0,95
7	72,06	0,35	13,62	2,27	1,19	0,06	0,37	0,69	4,72	2,50	0,04	0,45	99,14	0,77
8	70,90	0,49	14,78	1,49	1,89	0,12	1,32	0,50	5,20	2,40	0,06	—	100,50	0,75
9	73,65	0,25	13,81	1,70	0,93	0,11	0,25	1,67	3,80	2,60	0,06	1,13	100,10	0,73
10	74,76	0,24	13,46	1,39	1,62	0,23	0,00	0,66	4,86	3,24	0,08	0,20	100,79	0,85
11	74,14	0,19	12,50	1,64	1,55	0,05	0,90	0,83	2,44	4,03	0,14	0,63	99,88	0,74
12	73,05	0,19	13,64	1,49	0,61	0,04	0,51	0,53	3,90	4,00	0,05	1,00	100,00	0,79
13	76,84	0,00	12,00	1,20	0,89	0,03	0,38	0,35	3,85	3,90	0,04	0,39	100,31	0,87
14	75,73	0,23	12,82	0,24	1,16	Сл.	0,49	0,80	3,13	4,40	0,05	—	—	0,77
15	76,44	0,08	12,19	1,24	1,04	0,10	0,48	1,06	2,10	3,16	0,14	0,82	100,69	0,50
16	71,66	0,33	13,97	1,78	2,06	0,08	0,51	1,42	3,57	3,60	0,11	0,05	99,47	0,76
17	73,65	0,25	13,51	1,62	2,51	0,04	0,51	1,04	3,51	3,36	0,07	—	—	0,70
18	72,70	0,33	14,01	2,21	0,89	0,25	0,00	1,33	3,25	2,84	0,09	—	—	0,60
19	76,25	0,25	11,11	1,84	1,34	0,03	0,48	0,34	4,00	4,00	0,04	—	—	1,01
20	77,36	0,08	12,10	—	2,01	0,06	0,48	0,65	2,66	3,77	—	—	—	0,71
21	76,43	0,10	12,66	0,74	0,99	0,01	0,24	0,44	3,40	4,80	0,007	0,41	100,92	0,84
22	75,67	0,15	13,77	2,31	0,36	0,15	0,29	0,51	5,00	2,20	—	0,40	100,81	0,77
23	74,82	0,20	13,86	1,53	0,67	0,15	0,59	0,61	4,20	3,20	—	0,86	100,69	0,75
24	74,20	0,19	13,75	1,53	1,22	—	0,34	1,00	4,22	2,91	0,06	0,57	100,17	0,73
25	73,66	0,20	13,54	1,53	0,93	—	0,33	0,80	4,96	3,33	0,06	0,81	100,29	0,88
26	75,86	0,20	12,41	1,29	1,29	—	0,18	0,90	4,23	3,10	0,11	0,70	100,47	0,84
27	74,31	0,20	12,82	0,92	0,97	0,06	0,31	1,09	3,70	5,00	0,055	0,81	100,34	0,90
28	74,07	0,25	13,11	1,13	1,03	0,03	0,35	0,98	3,90	4,80	0,046	0,72	100,48	0,89
29	76,90	0,20	12,54	—	1,00	0,05	0,27	1,42	3,57	3,60	0,13	0,09	99,46	0,78
30	74,80	0,20	11,65	2,64	1,26	0,01	0,23	0,45	4,00	5,00	0,045	—	—	0,88
31	75,62	0,25	11,84	2,36	0,91	0,24	0,15	0,71	0,60	7,00	0,02	—	100,70	0,72
32	75,51	0,15	12,60	0,66	1,14	0,20	0,18	0,66	2,70	5,30	0,67	0,61	100,38	0,81
33	75,34	0,26	9,13	3,16	1,84	0,03	0,26	1,42	1,62	8,60	0,02	0,16	100,93	0,64
34	76,38	0,20	12,73	1,28	0,47	0,07	0,38	0,30	3,21	8,60	0	—	—	1,14

Примечание. Анализы Н. В. Аксаментовой, Л. Г. Никитиной, Н. П. Четвериковой.

Существующие петрохимические различия конкретных липаритовых формаций сводятся главным образом к количественным соотношениям щелочей. Так, для ниже-среднедевонской липаритовой формации северо-востока Центрального Казахстана (баянаульская свита) характерны преобладание окиси натрия над калием ($K_2O/Na_2O = 0,3-0,8$) и чрезвычайно широко проявившаяся альбитизация (см. табл. 10; рис. 41, В). Для этого же района отмечены самые низкие значения суммы железа ($Fe = 1,9$) для липаритов.

На западе и юге Центрального Казахстана в породах формации повышается относительное количество калия, что особенно характерно для

Ю-6
Таблица 11. Химический состав вулканогенных пород липаритовой формации нижнего — среднего девона Приатасуйского синклиналия, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{+K_2O}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	69,73	0,40	15,21	1,90	1,10	0,10	0,76	1,90	3,40	3,70	2,38	100,66	0,63	8,1	0,9
2	69,98	0,57	13,92	2,23	2,08	0,09	1,04	1,45	4,75	3,24	0,79	99,07	0,82	8,0	1,46
3	67,86	0,86	14,61	1,27	4,06	0,13	1,04	2,90	4,19	3,00	0,46	100,35	0,70	7,2	1,39
4	68,71	0,73	13,61	2,60	2,69	Сл.	1,17	1,81	3,78	3,72	0,70	99,52	0,75	7,5	1,01
5	68,52	0,80	13,46	2,91	2,87	0,12	0,52	2,54	3,98	3,18	0,80	99,70	0,75	7,2	1,25
6	67,52	0,41	14,67	0,85	4,45	0,08	1,29	1,10	5,00	3,72	0,79	100,53	0,83	8,7	1,34
7	69,00	0,37	13,59	1,51	4,05	0,10	2,13	0,70	4,12	4,32	0,87	100,96	0,86	8,4	1,95
8	75,76	0,13	11,80	1,21	1,44	0,02	0,24	0,60	3,80	3,45	—	99,53	0,84	7,3	1,10
9	72,26	0,30	14,86	3,43	—	0,16	0,33	1,27	2,40	2,60	1,77	99,43	0,49	5,0	0,92
10	73,36	0,50	14,18	3,09	0,39	0,04	0,23	0,43	1,00	2,10	4,43	99,81	0,23	3,1	0,47
11	74,14	0,08	12,67	1,80	0,72	0,18	—	1,12	4,56	2,50	0,57	99,64	0,81	7,1	1,82
12	74,16	0,18	12,55	0,47	1,97	0,06	0,74	1,00	3,24	4,00	—	99,51	0,76	7,2	0,81
13	74,40	0,12	13,24	1,60	0,93	0,04	0,41	0,41	4,30	4,20	—	100,21	0,90	8,5	1,02
14	70,72	0,31	13,58	1,78	1,55	0,06	0,71	0,61	4,00	5,00	—	99,76	0,89	9,0	0,70
15	71,78	0,25	14,42	2,00	0,78	0,02	0,40	0,52	4,00	4,00	0,21	99,71	0,76	8,0	1,00
16	75,12	0,27	12,66	2,01	1,15	Сл.	1,13	0,54	3,51	4,08	0,51	100,03	0,80	7,6	0,86
17	75,76	0,13	11,80	1,21	1,44	0,02	0,24	0,60	3,80	3,45	—	99,53	0,84	7,2	1,10
18	74,20	0,18	12,63	2,14	1,74	0,05	0,35	0,21	3,12	3,86	0,32	100,24	0,73	7,0	0,80
19	74,72	0,19	13,60	0,73	1,16	0,03	0,10	0,43	4,24	4,00	—	99,76	0,83	8,2	1,06
20	73,78	0,25	12,00	0,71	2,27	0,05	0,95	0,50	4,46	3,90	—	100,19	0,99	8,4	1,14
21	72,06	0,25	13,10	1,24	1,77	0,06	0,58	1,32	3,26	4,62	—	100,03	0,80	7,88	0,70
22	76,48	0,20	11,46	1,63	0,96	Сл.	0,52	0,72	3,44	4,80	0,43	100,64	0,94	8,2	0,71
23	75,00	0,10	12,84	1,45	2,06	0,03	0,30	1,10	2,16	3,85	1,50	100,90	0,62	6,0	0,56

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
24	78,18	0,13	12,19	0,20	2,59	—	Сл.	0,54	2,70	4,08	0,09	100,70	0,73	7,6	0,66
25	75,82	0,15	11,37	0,42	3,34	0,05	0,90	0,69	3,38	2,04	0,61	99,23	0,68	5,4	1,65
26	74,92	0,28	13,09	0,87	1,26	Сл.	0,39	1,08	4,19	3,18	0,15	99,44	0,80	7,4	1,31
27	75,48	0,13	12,88	0,46	2,52	0,02	0,22	0,80	3,33	4,60	—	100,62	0,81	7,9	0,72
28	70,73	0,45	15,21	2,08	0,52	0,07	0,76	1,69	2,70	2,70	3,16	100,14	0,49	5,4	1,00
29	73,87	0,40	13,67	1,93	0,98	0,05	0,53	0,53	1,30	4,40	1,70	99,33	0,51	5,7	0,29
30	74,40	0,30	13,01	2,91	0,84	0,08	0,19	0,16	2,80	4,70	0,93	100,49	0,75	7,5	0,59
31	74,82	0,24	13,13	1,07	1,87	0,02	0,43	0,80	2,06	5,16	0,72	100,60	0,69	7,2	0,39
32	76,30	0,19	10,42	2,42	1,14	0,03	0,24	0,52	0,65	7,06	—	99,73	0,84	4,7	0,10
33	74,72	0,16	12,62	0,36	1,21	0,01	0,10	0,43	2,70	6,10	—	100,03	0,88	8,8	0,44
34	73,28	0,15	11,86	2,30	1,62	0,08	0,25	0,74	3,30	5,55	—	99,96	0,95	8,9	0,59
35	75,80	0,15	10,82	1,96	1,67	0,05	0,28	0,27	3,04	5,20	—	100,28	0,97	8,2	0,58
36	74,89	0,33	11,10	0,41	3,52	—	0,26	0,54	2,43	5,76	0,14	99,38	0,93	8,2	0,42
37	75,56	0,26	10,74	1,23	2,59	—	Сл.	0,54	1,76	7,20	—	99,88	1,00	9,0	0,24
38	75,80	0,19	12,08	1,21	1,05	0,02	0,05	0,22	3,00	5,80	—	100,30	0,92	8,8	0,51
39	74,44	0,50	11,88	3,34	2,18	0,15	0,31	0,47	1,84	5,90	0,40	99,84	0,79	7,7	0,31
40	73,43	0,34	12,93	1,15	1,58	0,68	0,52	1,08	2,97	4,80	0,71	99,59	0,79	7,8	0,61
41	75,86	0,06	10,88	2,44	1,18	0,03	0,25	0,12	0,18	8,55	—	100,11	0,87	8,7	0,02
42	76,66	0,13	11,18	1,43	0,80	0,10	0,10	0,20	0,57	7,60	—	99,75	0,83	8,2	0,07
43	72,60	0,31	11,50	3,01	1,87	0,03	0,70	0,25	0,23	7,38	—	99,58	0,73	7,6	0,03
44	71,18	0,26	12,11	3,41	1,58	0,02	0,42	0,80	0,25	10,00	0,38	100,61	0,92	10,3	0,02
45	77,38	0,32	12,31	1,85	1,94	—	0,78	0,81	0,33	7,72	0,98	100,74	0,72	8,0	0,04
46	72,78	0,22	14,63	0,23	1,29	—	0,26	0,69	0,22	9,40	0,06	100,09	0,72	9,6	0,02

Примечание. 1—7 — дациты; 8—12, 15—19, 21—30, 31, 32, 35, 39, 40, 43, 45 — липариты; 13, 14, 20, 33, 34, 36, 37, 41, 42, 44, 46 — трахилипариты. Анализы Н. П. Четвериковой, А. Л. Ушатинской и автора.

Таблица 12. Химический состав пород липаритовой формации нижнего — среднего девона Западно-Прибалхашского синклиория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	Na ₂ O+K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	69,61	0,25	14,33	1,66	2,13	0,03	1,10	3,06	3,50	3,50	0,77	99,94	0,66	7,0	1,00
2	63,90	0,70	14,40	3,60	2,60	0,10	0,97	1,90	7,00	3,10	0,98	99,45	1,06	10,1	2,25
3	53,58	0,80	15,82	3,56	2,87	0,07	1,25	7,40	2,50	0,67	0,46	99,48	0,30	3,2	3,73
4	71,13	0,35	14,19	2,41	1,69	0,15	0,47	2,74	3,80	4,70	0,19	100,96	0,80	8,5	0,80
5	70,20	0,35	15,01	1,68	2,26	0,14	0,63	2,32	3,50	3,60	0,83	100,62	0,64	7,1	0,97
6	72,38	0,43	13,20	0,77	2,65	0,08	0,72	1,07	5,57	3,12	0,26	100,53	0,95	8,7	1,78
7	74,86	0,18	17,15	1,13	2,69	0,05	0,26	0,72	5,40	2,52	0,08	100,23	0,64	7,9	2,14
8	75,18	0,28	12,32	1,80	0,34	Сл.	0,26	0,72	5,34	2,04	0,43	100,16	0,88	7,4	2,61
9	74,06	0,17	12,40	0,80	2,44	0,11	0,52	1,45	5,14	2,88	0,16	100,35	0,93	8,0	1,78
10	74,77	0,30	12,01	0,90	1,79	0,11	0,14	0,72	5,06	3,30	0,38	99,86	0,97	8,4	1,53
11	73,01	0,50	13,46	0,95	1,93	0,04	0,59	1,27	5,19	3,00	0,07	100,36	0,88	8,2	1,73
12	72,05	0,20	12,83	1,00	3,25	0,10	0,10	1,12	4,52	3,06	0,94	99,29	0,85	7,6	1,47
13	72,48	0,27	13,55	0,96	3,02	—	0,26	1,26	4,59	2,64	0,67	99,50	0,75	7,2	1,73
14	75,28	0,20	10,86	Сл.	4,31	—	0,13	0,90	3,51	4,59	—	99,69	0,98	8,1	0,76
15	72,73	0,34	12,69	2,65	0,58	Сл.	0,52	1,48	3,96	2,90	—	—	0,77	6,9	1,36
16	70,82	0,58	13,98	1,80	1,16	0,06	0,70	2,54	4,89	2,84	—	—	0,80	7,7	1,72
17	72,58	0,37	13,20	1,34	1,59	0,12	0,26	1,09	3,19	5,00	1,00	99,70	0,81	8,2	0,63

Примечание. 1 — дацит-липарит; 2 — трахиандезито-дацит; 3 — дацит; 4, 6, 10, 11, 71 — трахилипариты; 5, 7—9, 12, 13, 15, 16 — липариты. Район гор Шунак. Анализы 6—17 Н. П. Четвериковой, А. Л. Ушатинской.

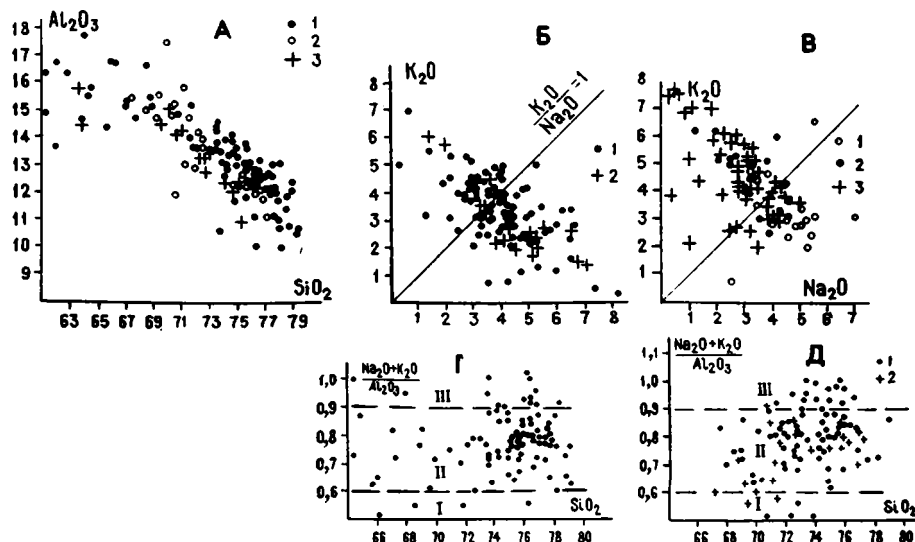


Рис. 41. Соотношения окислов в породах липаритовой формации

Синклиории: А — Семизбугинский (1), Западно-Прибалхашский (2), Приатасуйский, Конский (3); Б — Семизбугинский (1), Космурунский (2); В — Семизбугинский (1), Конский (2), Приатасуйский (3); Г — Семизбугинский; Д — Приатасуйский (1), Конский (2). Серии: I — пиккочелочная, II — нормально-щелочная, III — субщелочная

вулканитов Атаасуйского, Улутауского районов и Западного Прибалхашья (см. рис. 41, В, Д). Железо в переводе на закись очень близко во всех липаритовых формациях, за исключением баянаульской свиты, и в среднем составляет 2,9% в липаритах, 4,0% в дацитах.

АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Ассоциация представлена сочетанием в разрезе и пространстве пород липаритовой и андезито-базальтовой формаций, замещающих друг друга по латерали. К ней относятся вулканогенные образования верхов нижнего девона — эйфельского яруса (иргайлинская свита) Юго-Западного Предчингизья и района Караганды, среднедевонско-франские отложения района Сарысу-Тениза и Атасу (сарыобинская свита) и Северо-Западного Прибалхашья (моинтинская свита). Она налегает на липаритовую формацию без видимого несогласия и перекрывается резко несогласно красноцветной молассой верхнего девона.

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация сложена туфами, игнимбритами и лавами липаритового, эффузивами и реже туфами андезито-базальтового состава, пестроцветными терригенными вулканомиктовыми породами и субвулканическими образованиями. Количественные соотношения этих трех главных компонентов непостоянны в разных структурах, чем и обусловлены невыдержанность состава и мощностей ассоциации.

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация широко распространена и хорошо изучена на севере Западно-Прибалхашского [33, 44, 103, 145] и в Космурунском синклиориях [4, 42, 102].

В Северо-Западном Прибалхашье породы ассоциации слагают две широтно ориентированные полосы. Северная прослеживается вдоль Акбастауских разломов от гор Бале на востоке до г. Каратобе на западе, южная охватывает окрестности станции Моинты, г. Аксай-Баимбет, се-

верную часть гор Шунак. Далее на запад эта ассоциация развита в Приатасуйском синклинории, где обнажается севернее гор Сасырлы, Угузтау и в бассейне р. Коктас.

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация характеризуется слоистым и ритмичным строением, обусловленным чередованием в разрезе пачек пирокластических, лавовых и терригенных пород. Каждый ритм открывается туфогенными песчаниками или гравелитами (переотложенный туфовый материал), выше следуют массивные зернистые туфы, затем сваренные туфы и игнимбриты. Оканчивается ритм слабо- и неспекшимися зернистыми туфами. В базальной терригенной пачке ритма или между ней и туфами обычно залегает пласт или пачка базальтов и андезито-базальтов. В полных разрезах ассоциации выделяется до 20 таких ритмов общей мощностью 2500 м.

Главными компонентами ассоциации являются игнимбриты и тесно связанные с ними туфы, которых в два-три раза больше, чем остальных пород. Туфы и игнимбриты слагают мощные (до 200—300 м) пачки, выдержанные по простиранию на большие расстояния (до 40—50 км). Эти породы обособляются обычно в отдельные, разделенные между собой пласты сложного зонального строения. В нижней и верхней частях таких пластов (мощность от 15—20 до 150—200 м) располагаются массивные кристаллотуфы, литифицированные гидрохимическим путем или со слабо сваренной пирокластикой, во внутренней — зона интенсивно сваренных туфов с шаровой и сферолитовой текстурой и вторичными структурами (фельзитовая, перлитовая и т. д.) и собственно игнимбриты с характерными фьямме [145]. Все эти разновидности пирокластических пород имеют в пределах одного пласта одинаковый минералогический состав. Это чаще всего кварц, кислый плагиоклаз, калишпат, пертит, иногда биотит и роговая обманка. Мелкие осколки пород представлены липаритами и дацитами, фельзитами, реже андезитами, гранитоидами и туффитами.

Пачки туфогенных песчаников и гравелитов включают небольшие прослои пестроокрашенных лито-, витрокластических, пизолитовых туфов и туффитов. Терригенные породы состоят из вулканомиктового обломочного материала кислого состава. Они слоистые с плитчатой отдельностью, красноцветные и зелено-серые. Туфы и туффиты этих пачек тонкослоистые и яркоокрашенные. Толщина слоев от 1—2 до 30, очень редко до 80 см. Мощность туфо-терригенных пачек от 5—10 до 120 м.

Эффузивы основного состава представлены зеленовато-серыми с лиловым оттенком андезито-базальтами, местами (горы Бале, Бапе) их литокластическими туфами. Они присутствуют на разных уровнях разреза ассоциации начиная с базальной пачки и до ее верхов, но наибольшее количество их отмечается в средней и верхней частях. Лавы почти всегда ассоциируют с туфо-терригенными отложениями и очень редко располагаются среди вулканитов кислого состава. Андезито-базальты представлены пироксен-плагиоклазовыми (лабрадоровыми) порфиритами и афиритами, в основной массе которых развиты лейсты и микролиты плагиоклаза, авгита и очень редко оливина. Андезиты также обладают порфировой и афировой структурами; отличаются от андезито-базальтов более кислым зональным плагиоклазом (лабрадор-андезин) и небольшим (до 5—7%) количеством авгита, заключенным в гиалопилитовую или пилотакситовую основную массу. Порфиритам и афиритам свойственны миндалекаменные текстуры, особенно в корковых частях потоков, где породы становятся коричнево-лиловыми, часто брекчиевидными или шлаковыми. Количество пластов и пачек базальтоидов, а также их мощности постоянно сокращаются в разрезах ассоциации по мере удаления на юг от Акбастауской зоны разломов к Шунакским вулканотектоническим структурам.

Лавы кислого состава в андезито-базальт-липаритовой ассоциации развиты несравненно меньше, чем туфы и игнимбриты. Наиболее крупные выходы этих пород установлены в горах Шунак, Аксай-Баимбет и Архарлы, где ими сложены линзообразные и реже пластовые тела мощностью от 10 до 150—200 м. Они представлены розовыми, розовато-сиреневыми, белесыми светло-серыми или зеленоватыми порфирами с вкрапленниками кварца, полевых шпатов (ортоклаз, альбит-олигоклаз) и фельзитами. Темноцветные минералы (биотит, амфибол) присутствуют в них редко и всегда замещены вторичными минералами. Породы субвулканической фации неотличимы по минералогическому составу и структурно-текстурным признакам от лавовых образований.

С покровными фациями вулканитов тесно связаны субвулканические образования липаритового и трахилипаритового состава. К субвулканической фации относятся все тела лавовидных пород независимо от их размеров, строения и глубины формирования, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами. Возраст их определялся по активным контактам с нижней туфо-терригенной частью формации и перекрытием красноцветной молассой франского яруса. Субвулканические тела имеют самую разнообразную форму и размеры. Наиболее крупные из них выделяются в горах Сасырлы (19×3 км), Торгайшоки ($12 \times 1,5$ км), Архарлы (5×2 км), Мунлу, Жиндыоба (25×4 км), Бектау ($25 \times 0,5-2$ км) и др. Все эти крупные тела приурочены к зонам региональных разломов северо-западного простирания, причем наибольшее их количество сосредоточено вдоль зоны (Мунлинский разлом), отделяющей девонский вулcano-плутонический пояс от смежных перивулканических впадин.

Породы субвулканической фации представлены светлыми липаритами и трахилипаритами розового, сиреневого, голубовато-зеленоватого цвета. Структура основной массы пород пойкилитовая, сферолитовая, фельзитовая, реже (массив Жиндыоба) микрогранофировая, текстура массивная, флюидальная, сферолитовая, комковатая и брекчиевидная. Породы независимо от глубины формирования и размеров тела характеризуются слабой раскристаллизацией (на уровне лав), небольшим количеством (5—10%) и малыми (1—2 мм) размерами вкрапленников кварца и полевых шпатов, отсутствием темноцветных минералов. Никаких изменений в раскристаллизации и составе минералов в порфирах или фельзитах одного тела на разных эрозионных срезах не происходит. Минералогический состав субвулканических пород липаритового и дацитолипаритового состава и их субщелочных разновидностей простой и выдержанный. Во вкрапленниках это кварц, калишпат, пертит, редко кислый плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 25—30) и в единичных случаях биотит и амфибол. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата с первичной (магматическая кристаллизация) микрогранофировой, витрофировой, микролитовой и вторичной (девитрификационной) сферолитовой, фельзитовой структурами.

Эффузивы описываемой ассоциации относятся по составу к двум типам: андезито-базальтовому и липаритовому (рис. 42). Породы кислого состава представлены липаритами нормальной щелочности и субщелочными (рис. 43, А), которые по всем петрохимическим признакам очень близки липаритовой формации. Андезито-базальтовая серия состоит также из субщелочных и нормально-щелочных базальтоидов, в которых содержание натрия почти не изменяется с увеличением кремнекислотности, но быстро возрастает количество калия (табл. 13, 14; рис. 43). Содержание глинозема быстро падает в породах с ростом кремнекислотности, а отношение щелочей и алюминия остается неизменным (см. рис. 43, Б, В). Породы Предчингизья в отличие от вулканитов Прибалхашья более ще-

лочные из-за повышенного содержания натрия, количество которого почти не изменяется в непрерывном ряду от базальта до липарита (см. рис. 43, А).

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация эйфельского яруса выделяется на юге Карагинского и Ащисуйского синклиналиев в зоне Спасских разломов. Она включает жельмаинскую [105], или чеченька-ринскую, и семизбугинскую свиты [139, 141], возраст которых спорен и считается нами эйфельским, а Н. П. Четвериковой — раннедевонским.

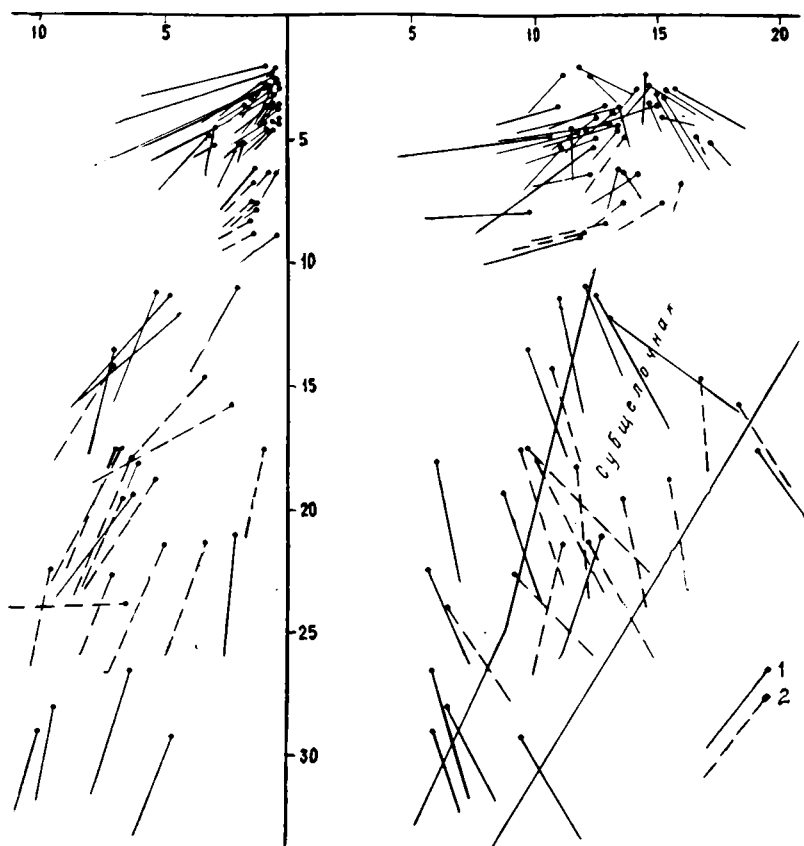


Рис. 42. Векторная диаграмма андезито-базальт-липаритовой ассоциации Западно-Прибалхашского синклинория

1 — район гор Шунак, 2 — Западное Прибалхашье

Ассоциация прослеживается от западного окончания оз. Карасор в район Спасского завода и далее на юго-запад в ур. Жельмая и к горам Керегетас. Налегание ее на верхи биотарской свиты нижнего девона установлено пока только в бассейне р. Матак и в ур. Жельмая. Перекрывается она терригенными либо вулканогенными отложениями живетского яруса. Строение ассоциации в западной и восточной частях области развития неодинаково. На западе (ур. Жельмая) она представлена двумя обособленными толщами: нижней, андезито-базальтовой, и верхней, липаритовой. Нижняя сложена андезитами и андезито-базальтами; в низах и средней части ее присутствуют 50—100-метровые выдержанные по простиранию пачки лиловых и серовато-сиреневых кристалло- и литокристаллокластических туфов липаритового состава и сероцветных терригенных отложений (10—15 м). Эффузивы образуют линзовидные и

Таблица 13. Химический состав вулканогенных пород андезито-базальт-липаритовой ассоциации среднего девона Западно-Прибалхашского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{CaO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	75,65	0,28	11,97	2,46	1,40	0,09	0,16	0,70	6,00	0,50	0,54	100,92	0,86	6,5	12,00
2	73,30	0,37	13,30	2,03	1,87	0,15	0,59	2,44	4,80	0,90	0,16	100,26	0,67	5,7	5,33
3	77,21	0,20	11,20	2,15	1,64	0,13	0,31	0,70	3,20	4,00	0,10	100,90	0,85	7,2	0,80
4	74,72	0,28	12,10	2,48	1,40	0,13	0,51	1,51	3,40	2,80	1,27	100,85	0,71	6,2	1,21
5	78,00	0,12	11,59	1,51	1,44	0,12	0,23	0,52	3,40	3,50	0,33	100,93	0,77	6,9	0,97
6	74,92	0,27	12,23	3,47	1,58	0,11	0,23	0,64	3,80	3,20	0,39	100,96	0,79	7,0	1,18
7	71,75	0,57	12,41	4,01	1,44	0,17	0,63	1,04	4,00	3,50	0,62	100,41	9,83	7,5	1,14
8	75,19	0,13	12,61	1,28	1,40	0,12	0,16	1,51	2,90	4,10	0,88	100,42	0,73	7,0	0,70
9	75,49	0,15	12,31	1,95	1,33	0,12	0,31	0,70	3,60	3,60	0,33	99,95	0,79	7,2	1,00
10	75,59	0,15	11,97	1,34	2,44	0,11	0,35	0,58	3,80	4,00	0,11	100,57	0,87	7,8	0,96
11	75,13	0,20	12,74	1,28	2,30	0,11	0,12	0,99	3,40	2,80	0,94	100,23	0,68	6,2	1,21
12	75,47	0,17	12,57	1,14	2,01	0,12	0,23	0,75	3,80	4,50	0,07	100,95	0,89	8,3	0,84
13	77,72	0,15	11,46	0,75	1,30	0,02	0,31	0,69	2,30	4,20	0,89	99,84	0,73	6,5	0,54
14	77,68	0,07	11,97	1,06	0,93	0,02	0,15	0,27	2,60	4,40	1,11	100,17	0,75	7,0	0,59
15	72,81	0,20	13,51	1,29	1,83	0,02	0,57	1,60	2,70	4,20	0,60	100,07	0,67	6,9	0,64
16	72,82	0,20	13,85	1,40	1,80	0,02	0,57	1,76	2,80	4,50	0,83	100,69	0,69	7,3	0,62
17	76,30	0,12	11,03	0,75	2,03	0,03	0,45	0,50	3,68	4,22	0,35	99,80	0,97	7,9	0,87
18	72,65	0,21	12,75	1,40	3,37	0,07	0,50	0,47	4,87	2,80	0,32	99,86	0,87	7,7	1,75
19	75,62	0,14	12,32	2,44	0,87	0,03	Сл.	0,42	3,78	4,20	0,08	99,96	0,88	8,0	0,90
20	77,20	0,20	11,10	0,77	3,28	0,03	Сл.	0,28	3,24	4,56	0,26	100,94	0,92	7,8	0,71
21	73,59	0,18	12,97	1,18	3,82	0,06	0,70	0,41	3,41	3,96	0,27	100,89	0,69	7,4	0,86
22	73,30	0,30	13,41	2,75	1,82	0,03	0,50	0,42	5,00	2,70	0,43	100,67	0,84	7,7	1,85
23	75,08	0,25	12,54	2,23	0,36	0,11	0,26	0,72	4,46	3,42	0,84	100,32	0,89	7,9	1,30
24	77,63	0,25	11,32	1,58	0,43	0,03	0,26	0,90	4,19	2,88	1,02	100,49	0,90	7,1	1,45
25	74,72	0,34	11,88	2,39	0,50	Сл.	0,26	0,54	5,52	2,90	0,84	99,89	0,93	8,4	1,90
26	76,72	0,20	11,63	1,85	1,01	0,10	Сл.	0,93	3,60	4,10	0,55	100,75	0,88	7,7	0,87
27	74,95	0,15	12,91	1,34	1,65	0,12	0,23	0,81	3,10	5,00	0,52	100,98	0,82	8,1	0,62
28	75,34	0,15	12,21	0,54	2,19	0,12	0,20	0,70	3,80	5,50	0,10	100,90	1,01	9,3	0,69
29	74,41	0,23	12,31	2,37	1,33	0,12	0,08	0,81	3,80	5,20	0,20	100,98	0,96	9,0	0,73
30	75,07	0,10	12,27	1,01	1,51	0,18	0,15	0,99	3,80	5,20	0,49	100,91	0,96	9,0	0,73
31	75,13	0,15	12,48	1,17	0,83	0,10	0,28	0,70	2,20	7,00	0,58	100,91	0,89	9,3	0,31
32	74,71	0,15	12,27	0,59	1,80	0,10	0,31	0,81	3,40	6,90	0,10	100,99	1,03	10,1	0,46
33	76,54	0,09	11,25	0,45	2,11	0,03	0,17	0,43	2,75	4,93	0,59	—	0,84	7,7	0,55
34	75,26	0,09	12,81	1,28	1,24	0,07	0,12	0,45	3,07	4,81	0,24	—	0,81	7,9	0,63

Примечание. 1—11, 13—24, 26—33 — липариты; 12, 25, 27—32 — трахилипариты. Район гор Шунак, Аксай-Баимбет, Архарлы, Бале, Бапе. Анализы 19—25 — Н. П. Четвериковой, А. Л. Ушатиной.

Т а б л и ц а 14. Химический состав пород андезито-базальт-диабазитовой ассоциации Моинтинского и Приатасуйского синклинириев, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	К _ф	f'	S	A	al	Na ₂ O K ₂ O
1	48,73	0,98	16,79	5,13	4,61	0,05	4,62	10,19	2,00	0,50	0,33	—	6,37	100,60	67	15,30	33,4	29,5	1,2	4,0
2	52,67	0,95	14,00	2,62	6,71	0,11	8,12	8,57	2,30	0,75	—	—	3,00	100,32	53	18,50	34,1	25,6	0,8	3,1
3	53,96	1,33	15,11	4,92	2,84	0,12	5,93	4,06	5,31	0,60	—	—	3,20	100,04	56	15,10	38,7	25,1	1,1	8,8
4	48,08	1,23	17,48	4,87	6,62	0,56	6,14	11,76	2,40	0,50	0,30	—	1,83	100,00	65	18,90	26,6	32,1	1,0	4,8
5	45,77	1,25	15,01	4,65	12,82	—	5,72	11,06	2,10	0,70	0,36	—	0,18	99,86	75	24,30	21,5	38,9	0,6	3,0
6	45,40	1,01	13,15	6,40	4,18	—	6,44	9,10	3,30	1,00	0,30	—	9,37	99,86	62	17,90	27,5	23,5	0,8	3,3
7	58,56	0,71	17,42	2,97	3,12	0,03	2,92	4,76	4,33	1,63	—	—	3,42	100,15	67	9,70	48,9	23,2	1,9	2,6
8	55,94	0,93	12,93	3,43	4,16	0,15	5,25	10,97	1,96	1,14	—	—	2,78	99,69	59	13,60	42,2	27,0	1,0	1,7
9	58,68	0,93	17,23	4,57	3,32	0,12	3,42	5,83	3,65	0,90	—	—	1,82	100,43	69	12,30	46,3	27,6	1,5	4,0
10	55,34	1,09	15,54	4,23	3,44	0,13	5,38	7,20	2,63	1,86	—	—	2,64	99,47	58	14,10	41,1	27,2	1,2	1,4
11	58,44	1,64	15,64	1,62	5,40	0,12	2,60	2,89	3,24	3,90	—	—	3,30	99,25	72	11,26	47,1	25,6	1,6	0,8
12	49,53	1,72	15,41	5,42	4,63	0,70	5,49	9,29	3,00	1,79	0,44	0,51	3,09	100,38	—	—	—	—	—	—
13	49,56	1,88	11,97	10,06	3,48	0,70	3,72	5,56	3,25	2,67	1,54	0,33	2,82	99,61	—	—	—	—	—	—
14	49,88	1,63	16,93	8,00	3,14	0,25	2,72	7,56	1,60	0,44	—	0,14	7,68	99,93	—	—	—	—	—	—
15	55,70	1,30	18,07	2,82	3,60	0,08	3,69	6,92	2,60	2,30	0,39	0,37	2,10	99,94	—	—	—	—	—	—
16	55,84	1,20	13,96	4,13	5,22	—	4,63	7,55	2,88	1,79	0,44	0,12	1,70	99,63	—	—	—	—	—	—
17	56,50	1,80	13,63	5,72	4,65	—	1,88	4,07	4,00	3,92	1,65	0,05	—	100,93	—	—	—	—	—	—
18	56,00	1,10	15,20	4,20	4,50	—	3,40	6,20	3,20	2,70	—	—	3,10	99,60	—	—	—	—	—	—
19	72,70	0,24	12,91	1,35	1,29	0,03	0,14	0,69	1,00	5,23	0,05	0,29	2,34	100,26	—	—	—	—	—	—
20	71,86	0,32	13,61	1,53	2,95	—	0,23	0,81	1,08	7,00	0,11	0,15	0,58	100,23	—	—	—	—	—	—
21	73,38	0,32	12,31	1,85	1,94	—	0,78	0,81	0,33	7,72	0,13	0,19	0,98	100,74	—	—	—	—	—	—
22	73,16	0,40	11,11	3,36	1,15	0,02	0,62	1,31	2,46	5,83	0,15	0,03	0,95	100,58	—	—	—	—	—	—
23	73,04	0,30	11,49	3,21	1,87	0,05	0,58	1,01	2,15	6,11	—	0,08	0,69	100,72	—	—	—	—	—	—
24	72,74	0,21	13,36	1,76	1,73	0,06	0,36	0,90	3,53	4,90	0,13	0,05	1,08	100,81	—	—	—	—	—	—
25	74,38	0,24	12,83	0,01	1,94	0,02	0,26	0,69	0,27	9,62	0,09	0,15	0,20	100,70	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2, 4—6 — базальты; 3, 7—11 — андезиты (Моинтинский синклинирий); 12—14 — базальты; 15—18 — трахиандезиты; 19—25 — трахилипариты субвулканические (Приатасуйский синклинирий).

пластовые тела мощностью от 1—2 до 50—70 м и протяженностью до 20 км. Все разновидности эффузивов имеют в средней части пластов темную и зелено-серую окраску, массивную текстуру и наиболее раскристаллизованную структуру. Породы основания и кровли потоков отличаются лиловой или красно-бурой окраской, миндалекаменным, пузыристым (до шлакового) или афировым стекловатым строением. Эти пласты эффузивов, разделенные в разрезе прослоями туфов, песчаников или верхними шлаковыми корками потоков, образуют грубослоистую толщу мощностью до 850—900 м, причем андезиты составляют до 70% ее мощности.

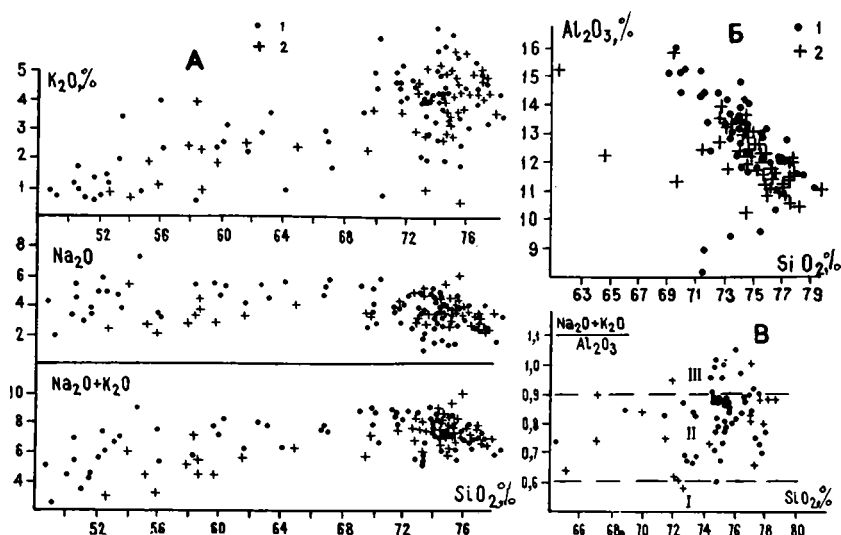


Рис. 43. Соотношения окислов в породах андезито-базальт-липаритовой ассоциации Западно-Прибалхашского и Космурунского синклиналиев

А — район Предчингизья (1), горы Шунак (2); Б, В — горы Шунак (1), район Предчингизья (2). Серии: I — низкощелочная, II — нормальной, III — повышенной щелочности

Верхняя толща сложена витрокластическими туфами с мелкими (1—3 мм) обломочками лав, коричневыми и лиловыми витрокристаллокластическими разностями с порфирокластами калишпата и кислого плагиоклаза, игнимбритами липаритового состава, которые образуют пачки мощностью 80—100 м, а также серовато-лиловыми кристаллокластическими туфами с обломками кристаллов кварца, полевых шпатов, биотита, иногда роговой обманки. Туфы слагают мощную (350—600 м), выдержанную по простираанию пачку массивного и однородного строения.

В основании и в верхах липаритовой толщи залегают слоистые витро-, литокластические туфы и игнимбрита, без порфирокластов кварца, а во внутренней — полифировые кристаллокластические пирокластоиды с крупными (до 5—7 мм) обломками оплавленных зерен кварца и полевых шпатов. В верхней слоистой части толщи присутствуют тонкие прослои туфопесчаников, пизолитовых туфов и туфогравелитов общей мощностью до 100 м. Субвулканические тела пород кислого состава, связанные с этой толщей, развиты крайне ограниченно. Крупное тело липаритов (6×1 км) линзовидной формы и несколько мелких изометричных штоков известны в районе гор Жалаир и Жартас.

Ассоциация на востоке Спасской зоны (р. Матак и оз. Карасор) отличается тем, что эффузивы андезитового и андезито-базальтового состава многократно переслаиваются в разрезе с пачками туфов липаритов. Все эффузивные породы обладают темной зеленовато-серой окраской, очень сильно рассланцованы и местами превращены в порфиритонды. Пирокластолиты представлены светлыми серовато-зеленоватыми или желтоватыми кристаллокластическими туфами с крупными (до 5—6 мм) округлыми зернами кварца, полевых шпатов и чешуйками измененного биотита. Туфы слагают до семи выдержанных по мощности и простираению пачек общей мощностью до 600—750 м, причем основная масса их приурочена к средней и верхней частям разреза. Мощность эффузивно-туфовых накоплений здесь около 2500 м. Эффузивы основного состава авгит-плагиоклазовые, среднего — амфибол-плагиоклазовые и редко авгит-плагиоклазовые породы порфирирового строения. Ассоциация вкрапленников в порфиритах включает плагиоклаз со значительным (50—60%) количеством анортитовой составляющей, бесцветный авгит и зеленую роговую обманку. Трахиандезито-базальты и трахиандезиты отличаются от пород известково-щелочного ряда почти полным отсутствием темноцветных минералов и высоким содержанием щелочей в основной массе.

АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ-ТЕРРИГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

К этому типу ассоциаций относятся живетско-франские эффузивные и терригенные формации межгорных и предгорных прогибов, грабенных и впадин орогенных областей Казахстана. Наиболее характерной для орогенных структур является ассоциация андезито-базальтовой и континентальной молассовой формаций. Сочетания, взаимоотношения и количественные соотношения вулканических и терригенных компонентов ассоциации неодинаковые и местами очень сложные. Эффузивы и молассовые отложения взаимозамещаются в вертикальных и горизонтальных разрезах, образуют индивидуализированные и обособленные тела или смешанные эффузивно-осадочные толщи часто переслаивающихся пачек, пластов и т. д.

Андезито-базальтовая формация тесно связана в пространстве и времени не только с континентальными молассами, но и с прибрежно-морскими и типично морскими формациями. Она «переходит» из одной фациальной зоны в другую, располагается на качественно различном субстрате и в этом смысле является транзитной и «независимой». Экзогенные условия образования, несомненно, накладывают свой отпечаток на внешний облик этой формации, а условия седиментации в частных структурах определяют ее парагенетические связи с теми или иными осадочными формациями (рис. 44).

Сложный полиформационный и полифациальный комплекс среднего девона — франского яруса Казахстана описывается в объеме ассоциации. На формационных колонках она подразделена на конкретные формации и субформации, что, очевидно, найдет отражение на картах геологических формаций при дальнейших формационных исследованиях.

Границы ассоциации выражены в различных структурах неодинаково. Там, где она налегает на раннедевонско-эйфельские образования, нижняя граница проходит по подошве межформационных конгломератов без заметного структурного несогласия (Шидертинский, Конский, Жалаир-Найманский синклиории и др.). Более древние отложения эта ассоциация перекрывает трансгрессивно, и ее нижняя граница в таких случаях совмещена с поверхностью региональной денудации и пенепленизации, что наблюдается на многих антиклинариях (Ерементауский, Улу-

тауский, Чуйский, Кендыктасский и др.). Верхняя граница ассоциации совмещается с поверхностью внутрифранского регионального несогласия, которое выражено как структурное на поднятиях и скрытое в прогибах и впадинах [82, 115, 147, 149].

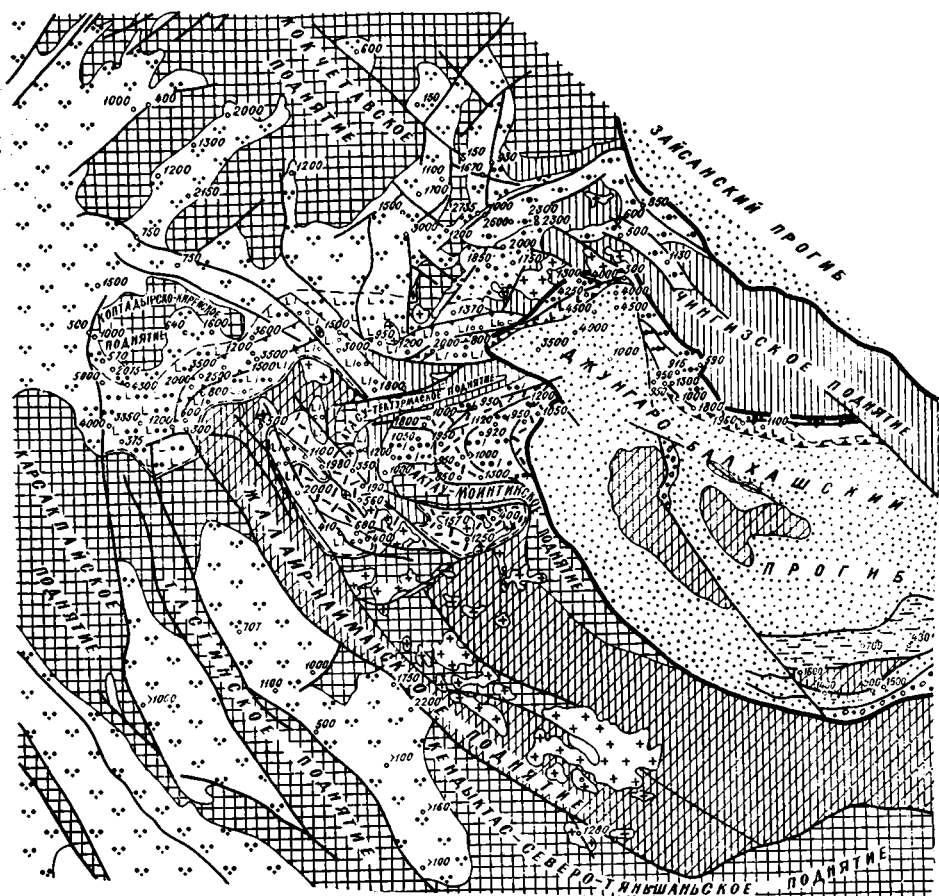


Рис. 44. Палеотектоническая схема среднего девона — франского яруса

Условные обозначения те же, что и на рис. 24

В Баянаульском и Космурунском синклиналиях андезито-базальт-терригенная ассоциация (шайтандинская свита) выделяется в районе гор Кайдаул, пос. Майкаин, оз. Алкамерген, гор Айдарлы, Шайтанды, по северному и восточному обрамлению Баянаульских и южнее Кувских гор, на северо-западе гор Айгыржал и Кайнар. Она налагает несогласно на вулканы андезито-липаритовой и липаритовой формаций или на нижний силур, перекрывается без осязательного несогласия карбонатными осадками фаменского яруса. Ассоциация сложена пестроокрашенными терригенными отложениями, среди которых присутствуют линзы, пласты и пачки порфиринов и афиритов. Разрезы ее характеризуются трансгрессивным строением. В нижней части повсеместно выделяется пачка красноватых полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с обломками базальтоидов, дацитов и липаритов субвулканической фации, песчаников силура, диоритов. Отложениям свойственна грубая слоистость, вулканомиктовый состав обломочного материала за счет размытия ниже-среднедевонских отложений, слабая сортировка и

плохая окатанность кластики. Среди пород этой пачки залегают андезито-базальты, базальты и андезиты. Они образуют несколько (3—5) пластов мощностью от 10—15 до 75 м западнее гор Кайдаул, 130 м в районе оз. Алкамерген, 450 м севернее гор Камбобаадыр. В горах Чушак-Коянды базальтоидами сложено 15 пластов общей мощностью 600 м и протяженностью до 10 км [78, 104].

Верхняя часть ассоциации представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами табачно-зеленой, серой, палевой, фиолетовой и лиловой окраски. Эти отложения вмещают линзы и пласты органических известняков, мергелей и местами угли (Айдарлинская мульда). Обломочный материал песчаников состоит из кварца, полевых шпатов, эффузивов, осадочных и метаморфических пород.

Вулканогенные породы ассоциации—это базальты, андезито-базальты, редко андезиты с порфировой и афировой структурой. Эффузивы темные зеленовато-серые с лиловым и фиолетовым оттенком.

Во внутренних частях пластов они обычно массивные, порфировые, с раскристаллизованной основной массой, верхние корки потоков коричневато-бурые за счет гематита, миндалекаменные или пузыристые со стекловатой основной тканью и мелкими лейстами альбитизированного плагиоклаза.

Базальты и андезито-базальты включают вкрапленники (2—3 мм) лабрадор-битовнита (№ 59—76), короткопризматических кристаллов авгита и удлиненно-призматических зерен ромбического пироксена. Оливин присутствует в виде ромбовидных кристаллов и зерен неправильной формы, замещенных илдингситом, рудным минералом, хлоритом и микрозернистым кварцем. В основной массе присутствуют лейсты и микролиты андезин-лабрадора (№ 34—57), моноклинный пироксен и очень редко оливин.

Андезиты сложены фенокристами альбитизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена и основной массой тонкозернистой, микролитовой и гиалопилитовой структурой.

Породы субвулканической фации образованы диабазами основного состава с долеритовой, пойкилоофитовой и диабазовой структурами. Плагиоклаз в них — лабрадор (№ 53—60), реже андезин, темноцветные — авгит ($2V = +46^\circ$; $cNg = 37—50$; $Ng—Np = 0,027—0,032$), иногда отмечаются псевдоморфозы илдингсита и хлорита по оливину, магнетит и апатит.

Эффузивы андезито-базальтовой формации представлены последовательно дифференцированной серией пород от базальта до андезита, в которой больше всего нормальных известково-щелочных и субщелочных андезито-базальтов (табл. 15, рис. 45). Щелочность увеличивается за счет калия, который обладает высокой дисперсией от 1 до 3,5% при незначительных колебаниях натрия (рис. 46, А). Содержание титана почти не изменяется с ростом калийности и не коррелируется с кислотностью и железистостью вулканитов (см. рис. 46, Б). Коэффициент железистости невысокий и почти не изменяется с увеличением основности (см. рис. 46, В). Эффузивы основного и среднего состава высокоглиноземистые ($al' = 1,1—1,8$), калиево-натриевого типа (см. табл. 15).

Андезито-базальт-терригенная ассоциация Шидертинского синклинория (озера Кумдыколь, Бараншоки, горы Жаман-Адыр) представлена серыми, зеленоватыми, палевыми песчаниками, часто известковистыми, алевролитами, аргиллитами, конгломератами и гравелитами. Реже встречаются известняки, медистые песчаники и красноцветные терригенные отложения, линзы и пласты эффузивов основного состава. Все пестроцветные осадки обычно слоистые, на поверхности плиток песчаников видны знаки ряби и трещины усыхания. Терригенные породы по составу

Таблица 15. Химический состав пород андезито-базальт-терригенной ассоциации среднего — верхнего девона Баянаульского и Космурунского синклиналиев, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма	K _ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	50,31	1,40	17,37	6,25	4,03	0,15	5,52	8,02	3,50	1,30	0,66	0,31	0,26	99,10	65	17,2	34,5	30,0	1,1	2,7
2	51,16	1,30	16,99	6,03	4,24	0,18	4,65	7,83	3,60	1,40	—	0,32	2,13	99,83	68	16,2	34,8	29,8	1,1	2,6
3	51,49	1,30	17,13	10,03	1,68	0,12	1,66	8,44	4,10	1,40	—	0,10	2,48	99,83	88	14,6	36,7	31,0	1,2	2,9
4	51,68	1,00	17,37	4,00	3,71	0,14	5,52	7,21	4,00	1,30	0,40	0,22	2,98	99,55	58	14,2	37,3	29,8	1,3	3,1
5	52,55	1,30	16,10	2,96	5,25	0,19	4,98	7,59	3,10	1,00	—	0,10	4,19	99,00	62	14,5	37,9	27,8	1,2	3,1
6	52,92	1,30	17,57	6,55	2,96	0,31	3,13	5,61	6,80	0,60	—	—	1,87	99,62	75	13,9	38,7	30,5	1,3	11,3
7	51,95	1,50	16,83	2,98	5,76	0,15	5,96	7,02	3,10	1,10	0,40	—	3,55	100,30	—	—	—	—	—	—
8	50,69	1,30	18,21	4,38	3,64	0,14	3,24	8,74	3,30	1,90	—	0,10	3,66	100,20	71	12,5	38,0	32,1	1,6	1,7
9	52,65	1,40	17,38	4,52	4,07	0,16	3,33	7,96	3,40	2,20	—	—	1,93	99,00	72	13,3	39,3	30,9	1,4	1,5
10	53,27	1,20	16,49	4,17	5,03	0,14	5,04	7,07	2,90	1,90	0,63	0,10	1,27	99,26	64	15,4	37,7	28,3	1,1	1,5
11	53,85	1,30	17,90	4,64	3,89	0,15	3,60	6,17	3,40	1,20	0,55	—	3,60	100,25	—	—	—	—	—	—
12	50,63	1,30	16,80	6,60	3,30	0,13	4,40	6,76	3,20	3,00	—	0,10	2,97	99,21	69	15,6	34,9	29,7	1,1	1,7
13	52,87	1,10	16,79	7,17	2,61	0,17	3,48	6,88	4,10	2,90	—	0,11	1,89	100,07	74	14,3	38,3	30,6	1,2	1,4
14	53,06	1,76	16,93	7,05	1,58	0,15	3,31	5,59	5,08	2,65	0,44	0,49	1,94	100,03	72	13,9	39,0	30,2	1,4	1,9
15	53,41	1,15	18,40	3,64	4,51	0,14	3,90	2,64	5,10	3,50	—	0,10	2,74	99,23	68	13,2	40,1	29,6	1,5	1,5
16	54,15	1,60	16,37	4,97	4,46	0,21	3,44	5,32	3,70	2,70	0,64	—	1,90	99,46	—	—	—	—	—	—
17	50,08	1,30	17,10	3,58	2,56	0,11	3,07	2,41	7,40	0,60	—	0,10	2,03	99,34	66	10,4	48,6	27,5	1,8	12,3
18	55,40	1,10	16,30	5,79	1,24	0,14	4,06	5,98	3,40	0,60	—	0,10	2,03	99,34	54	12,1	43,1	26,3	1,4	5,7
19	61,95	1,20	14,30	7,29	1,06	0,08	1,82	4,87	5,40	0,10	—	0,16	1,68	99,38	82	11,3	49,5	24,1	1,4	5,4
20	51,24	2,06	15,40	3,41	6,35	0,11	4,99	5,99	3,39	1,03	0,57	0,47	4,57	99,11	—	—	—	—	—	—
21	55,48	1,25	16,53	5,69	3,10	0,17	3,40	5,83	3,30	2,80	—	0,26	1,61	99,42	72	13,4	41,9	23,4	1,3	1,1
22	46,09	2,97	14,90	4,94	8,12	0,17	5,96	7,84	3,39	0,83	0,65	0,13	3,18	99,04	—	—	—	—	—	—
23	55,21	1,20	17,13	1,86	4,94	0,19	4,65	4,76	3,10	4,20	—	0,12	2,51	99,87	59	12,6	42,4	29,1	1,5	0,7
24	54,33	2,07	15,66	3,46	5,26	0,11	3,49	4,48	3,69	1,68	0,74	0,37	4,20	99,16	—	—	—	—	—	—
25	63,39	0,90	14,40	5,98	1,36	0,06	1,00	4,83	5,10	0,80	—	0,10	1,50	99,42	—	—	—	—	—	—
26	64,28	1,0	14,51	3,85	2,11	0,09	1,22	4,76	4,40	1,50	—	0,10	2,14	98,96	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—5, 7, 10, 11, 20 — базальты; 6, 8, 9, 12—15 — трахиандезито-базальты, трахибазальты; 17—19, 21 — андезиты; 22—25 — трахиандезиты; 26 — андезито-дациты; 11, 16 — район гор Кайдаул, 22, 23 — район пос. Кайнар, остальные — район гор Шайтанды. Анализы Н. В. Аксаментовой, Л. Г. Никитиной.

обломков близки красноцветным отложениям эйфельского яруса. В отличие от последних среди них часто встречаются полимиктовые разности, в которых наряду с кварцитами и яшмами присутствуют обломки эффузивов кислого и среднего состава. Особенно многочисленны обломки магматических пород (в основном кислых лав) в юго-восточной части синклинория.

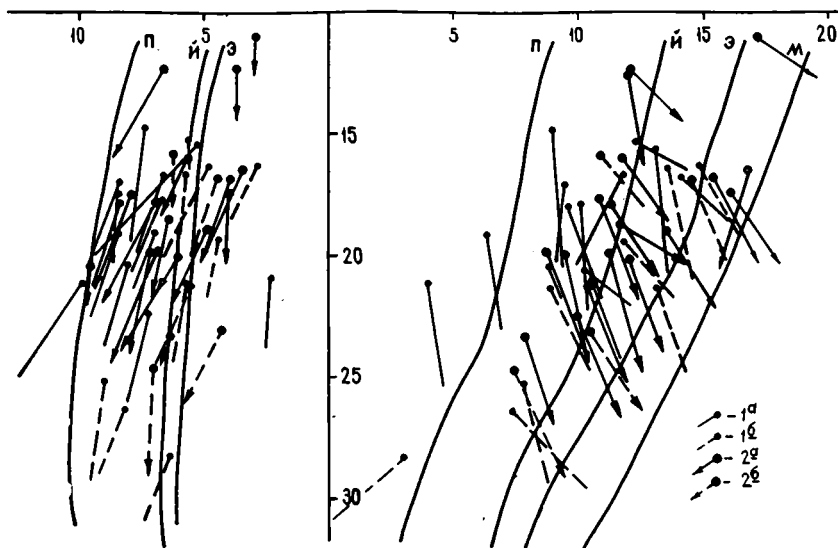


Рис. 45. Векторная диаграмма пород андезито-базальтовой формации Баянаульского (1^а — лавы, 1^б — субвулканические тела) и Жалаир-Найманского (2^а — лавы, 2^б — субвулканические тела) синклинориев

Вулканогенные породы — это лавы и субвулканические тела базальтовых, андезито-базальтовых порфиров, афиритов и диабазы. В отдельных случаях отмечаются силлы щелочных меланократовых пород типа тешенита. Среди базальтоидов развиты пироксеновые и оливин-пироксеновые разности с основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит) во вкрапленниках.

Мощность эффузивов обычно не более 25—30 м и только местами покровы миндалекаменных базальтов достигают 200 м. Субвулканические образования — это обычно согласные межпластовые тела диабазов длиной 1—2 км и толщиной от 10 до 30 м. Редко встречаются штоко- и линзообразные залежи, тяготеющие к межформационным срывам. Диабазы имеют темно-серую, почти черную окраску, массивную, редко миндалекаменную текстуру, шаровую или столбчатую отдельность. Вкрапленники в них представлены лабрадором, пироксеном (авгит), реже оливином. Основная масса обладает офитовой, долеритовой, иногда интерсертальной структурами. Диабазы от аналогичных пород эффузивной фации отличаются более полной раскристаллизацией основной массы и крупными (до 10 мм) размерами вкрапленников.

В Конском и Приатасуйском синклиниях андезито-базальт-терригенная ассоциация распространена на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Улутауском и Атасуйском районах, где подробно изучена сотрудниками МГУ [38, 81, 124], Жайремской экспедиции [14], ИГН АН КазССР [33, 146]. Она налегает с разрывом, но без видимого несогласия на липаритовую формацию и резко несогласно на более древние образования каледонского основания (см. рис. 44).

Ассоциация сложена серо- и пестроцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, темными зеленовато- или лилово-серыми эффузивами основного и средне-основного состава, меньше кислыми туфами, известковистыми, кремнистыми породами и субщелочными вулканитами. Она имеет трансгрессивно-регрессивное строение, т. е. нижняя и верхняя части ее образованы красноцветными грубообломочными, а средняя — пестроцветными мелкообломочными отложениями с постепенными переходами между ними. Увеличение размерности кластического материала сопровождается изменением окраски отложений.

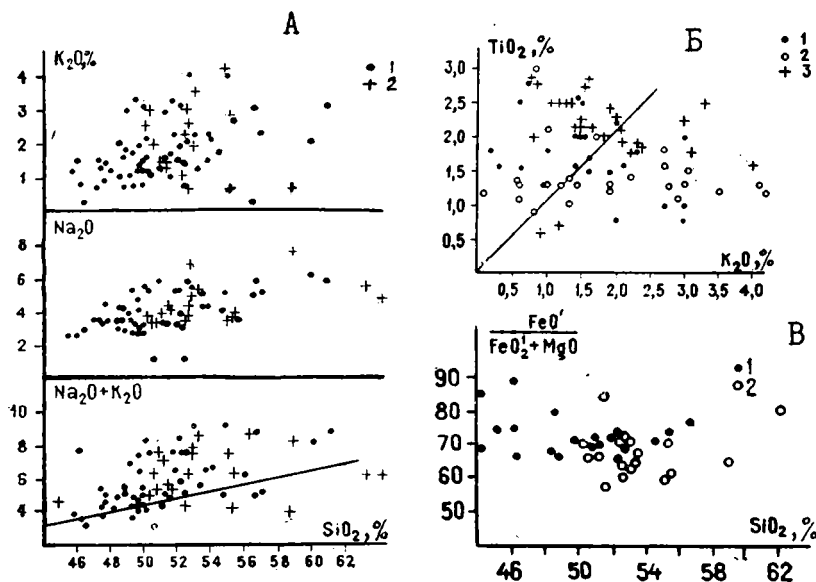


Рис. 46. Соотношения окислов в породах андезито-базальтовой формации

А — Кендыктасский антиклинорий (1), Баянаульский синклиорий (2); Б — Жалаир-Найманский (1), Баянаульский (2) синклиории, Кендыктасский антиклинорий (3); В — Жалаир-Найманский (1), Баянаульский (2) синклиории

Эффузивные породы представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, диабазами и в меньшей мере субщелочными породами такого же по кислотности состава. Они распространены повсеместно, но крайне неравномерно. В бассейнах рек Жаман-Кон и Ащилы эффузивами сложены две мощные (до 1500 м) толщи, разделенные между собой толщей серо- и красноцветных песчаников. Нижняя толща эффузивов состоит из трех-пяти пачек лав, состав которых изменяется от базальтов до андезитов при резком преобладании в разрезе андезито-базальтовых разностей. В этой толще в бассейне рек Кара-Кенгир и Жаксы-Кон присутствуют отдельные потоки порфиритов с повышенным содержанием калия. По минералогическому составу породы подразделяются на пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и пироксен-оливиновые разности. Пироксены — ромбический ($Ng-Np=0,008$; $2V=80-82^\circ$) и моноклиальный (авгиты $cNg=39-59^\circ$; $Ng-Np=0,021-0,024$; $2V=37-42^\circ$), плагиоклазы, лабрадор-битовнит ($N=66-70$; $Ng=37-41$; $Nm=60-62$; $Np=65-72$; $2V=+80-84^\circ$) развиты во вкраплениях и в основной массе. Плагиоклаз в лейстах более кислый ($N=56-64$; $Ng=30-34$; $Nm=60-62$; $Np=74-76$; $2V=74-76^\circ$). Структуры пород изменяются от стекловатых до полнокристаллических.

Эффузивные породы нижней толщи постепенно сокращаются по

мощности на юго-запад к Улутаускому поднятию. Мощность их в бассейне рек Жаксы-Кон и Талдысай около 1000 м, Кара-Кенгир до 500 м, Талды и Шагырлы не превышает 50—320 м. Эти эффузивы на обрамлении Улутауского поднятия образуют один-три пласта, петрохимический и минералогический состав которых близок к вулканитам бассейна рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон, но чаще присутствуют породы с повышенной калийностью.

Верхняя эффузивная толща развита только в среднем течении рек Жаман-Кон, Ащилы и в их междуречье. На остальной территории этой толще синхронны красноцветные, преимущественно крупнообломочные терригенные отложения с прослоями туфов и игнимбритов липаритового состава, с которыми она связана постепенными переходами. Эффузивная толща состоит из трех-пяти пачек лиловых, бурых, зеленовато-серых андезито-базальтовых порфиритов, афиритов и диабазов мощностью от 20 до 210 м каждая. В двух верхних пачках, кроме того, присутствуют пласты трахиандезито-базальтов и андезито-базальтов с повышенным содержанием калия. Лавы эффузивной толщи представлены пироксен-плагиоклазовыми, двупироксеновыми породами с разнообразными структурами (от афанитовой до долеритовой) и текстурами.

В пространственном размещении эффузивных пород различного состава ассоциации улавливается такая закономерность. Лавы с повышенной щелочностью вплоть до трахибазальтов и трахиандезитов тяготеют к древним поднятиям Улутау (см. рис. 44; табл. 16) и к структурам, обрамляющим вулканический пояс, причем в последнем случае они сосредоточены главным образом в верхах разреза ассоциации. В промежуточной зоне эти породы образуют только единичные пласты в отдельных пунктах.

Вулканокластические отложения ассоциации представлены мелко- и среднеобломочными туфами и игнимбритами липаритового состава. Эти породы развиты по площади крайне неравномерно. В районах, прилегающих к вулканическому поясу (верховья рек Жаман-Кон, Ащилы, Сары-Кенгир), они слагают пачки мощностью до первых сотен метров. По мере удаления от этих районов на запад количество туфов постепенно сокращается до полного исчезновения. Туфы и игнимбриты по петрохимическим признакам резко отличаются от залегающих с ними в едином разрезе эффузивов основного состава и не имеют с последними родственной связи.

Породы субвулканической фации слагают небольшие дайки и значительно реже изометричные тела и округлые штоки. Дайки и силлы образованы базальтами и диабазами, штоки — диабазами и габбро-диабазам.

По петрохимическому составу эффузивные породы относятся к двум петрографическим группам, связанным постепенными переходами (см. табл. 16). Лавы нижней и реже верхней части разреза относятся к нормальной известково-щелочной ассоциации, сходной с ассоциацией Лас-сен-Пик и Йеллоустонского парка (рис. 47). По составу они изменяются от кислых базальтов до андезитов, но подавляющая часть пород отвечает андезито-базальтам. Породы верхов разреза бассейна рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон и почти все эффузивы района Улутау отличаются повышенной щелочностью и тяготеют к ассоциации Этны и Морос.

Для обеих групп пород характерно несколько повышенное содержание глинозема, свойственное породам разной степени кислотности, и существенное количество извести, входящей в фемические компоненты. Все породы обладают повышенной калийностью, хотя натрия больше, чем калия. Отношение $K_2O/Na_2O=0,56$ в базальтах, 0,92 в трахибазальтах, 0,6 в андезитах, 0,8 в трахиандезитах (рис. 48). В обеих группах пород постепенно увеличиваются железистость и общая щелочность и умень-

Таблица 16. Химический состав пород андезито-базальт-терригенной ассоциации среднего — верхнего девона Конского синклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	K _ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	54,50	0,80	12,66	4,81	5,76	0,07	4,11	8,41	3,60	1,33	99,72	72	15,5	38,9	26,0	0,86	2,8
2	52,78	1,09	15,61	8,17	2,73	0,11	3,11	6,23	5,00	2,80	100,72	78	15,1	37,6	29,6	1,1	1,8
3	57,76	0,65	14,28	4,33	3,74	0,07	4,67	6,23	3,66	2,40	100,17	63	13,4	44,3	26,6	1,1	1,5
4	56,46	0,95	14,68	5,13	4,03	0,04	3,18	6,29	4,00	2,40	99,85	74	13,3	43,1	27,4	1,2	1,7
5	52,12	1,27	17,49	5,61	4,75	0,45	1,28	6,81	4,00	3,16	100,00	90	12,9	38,8	31,5	1,5	1,3
6	53,14	1,45	16,26	4,07	3,43	—	5,71	6,68	3,68	1,95	99,47	60	14,7	39,0	29,6	1,2	1,9
7	47,94	1,60	14,48	11,69	4,32	0,07	4,68	6,52	4,00	2,20	100,46	80	22,3	25,6	27,2	0,7	1,8
8	51,04	1,23	16,03	7,20	3,46	0,11	4,52	6,90	4,00	3,06	100,73	68	16,4	34,5	30,0	1,1	1,3
9	53,24	1,41	17,23	3,69	5,04	0,14	4,38	7,10	2,60	2,16	100,15	66	14,5	38,6	29,1	1,3	1,2
10	57,78	0,90	14,82	4,29	4,17	0,08	3,64	5,94	3,80	3,00	100,46	69	13,0	45,6	27,6	1,2	1,3
11	53,40	1,00	17,87	6,25	4,03	0,11	2,15	5,65	4,80	2,40	100,22	82	13,4	39,9	31,7	1,4	2,0
12	54,38	1,00	16,92	7,85	1,87	0,06	0,88	6,16	3,60	3,00	99,62	90	11,6	42,7	29,7	1,6	1,2
13	50,30	1,37	16,68	8,01	4,75	0,14	2,95	7,39	4,44	1,66	100,10	81	17,07	33,1	30,2	1,1	2,7
14	56,36	1,11	12,18	9,13	2,88	0,12	2,48	5,65	4,00	4,50	100,75	83	15,6	40,6	27,3	0,8	0,9
15	56,08	1,35	12,13	10,41	2,59	0,14	3,04	4,35	4,00	3,83	100,75	81	17,4	39,9	24,3	0,8	1,0
16	56,20	1,20	12,85	12,37	2,59	0,11	2,02	3,23	3,60	4,06	100,78	88	18,2	37,9	27,7	0,8	0,9
17	55,10	1,05	17,03	3,37	5,04	0,08	4,05	6,02	3,00	3,16	100,72	67	13,5	41,5	29,2	1,4	2,0
18	44,86	1,75	14,01	4,65	4,46	0,14	5,68	13,04	3,00	1,50	100,22	62	15,6	29,1	31,6	1,0	2,0
19	53,20	1,45	20,10	5,36	1,94	0,14	2,53	3,30	4,50	4,25	99,50	74	11,3	41,8	34,7	2,0	1,1
20	46,10	0,95	18,60	4,84	5,05	0,07	10,6	0,80	0,10	6,58	99,12	48	21,4	27,5	25,9	0,9	0,02
21	50,50	1,55	18,50	5,66	3,23	0,15	4,86	4,85	4,63	2,51	100,03	64	15,4	36,6	30,5	1,3	1,8
22	48,20	1,50	18,80	4,07	7,53	0,16	4,23	4,80	3,00	5,00	100,56	73	17,3	30,7	31,6	1,2	0,6

Примечание. 1, 4, 6, 7, 9—13 — базальты; 2, 5, 8 — трахибазальты; 3 — андезит (реки Жаман-Кон, Ащилы); 14—17 — андезито-базальты (р. Сары-Кенгир); 18 — базальт; 19—22 — трахибазальты (район Улутау). Остальные анализы на диаграммах по В. Г. Тихомирову и др. [126].

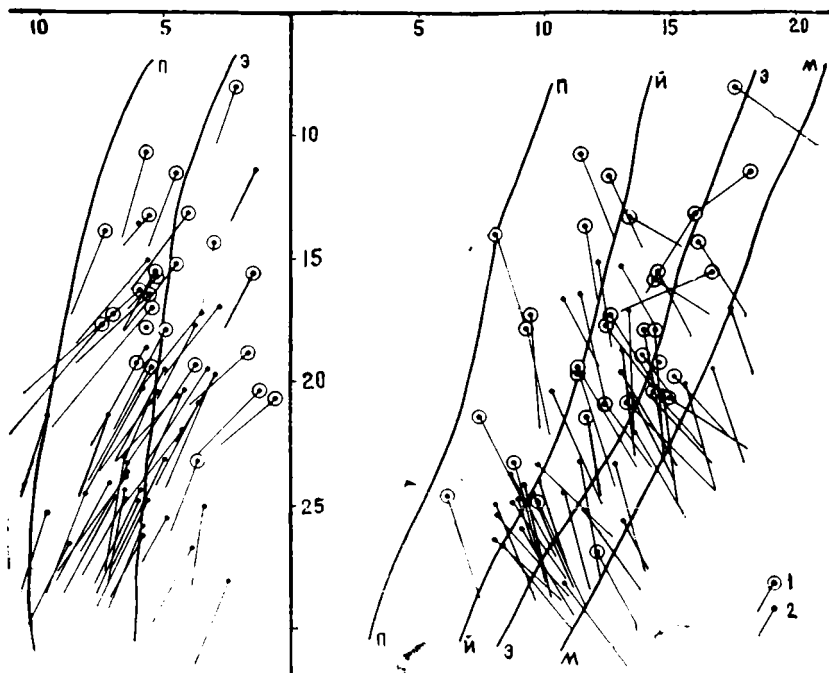


Рис. 47. Векторная диаграмма пород андезито-базальт-терригенной ассоциации Конско-го синклиория (1) и Кендыктасского (2) антиклиория

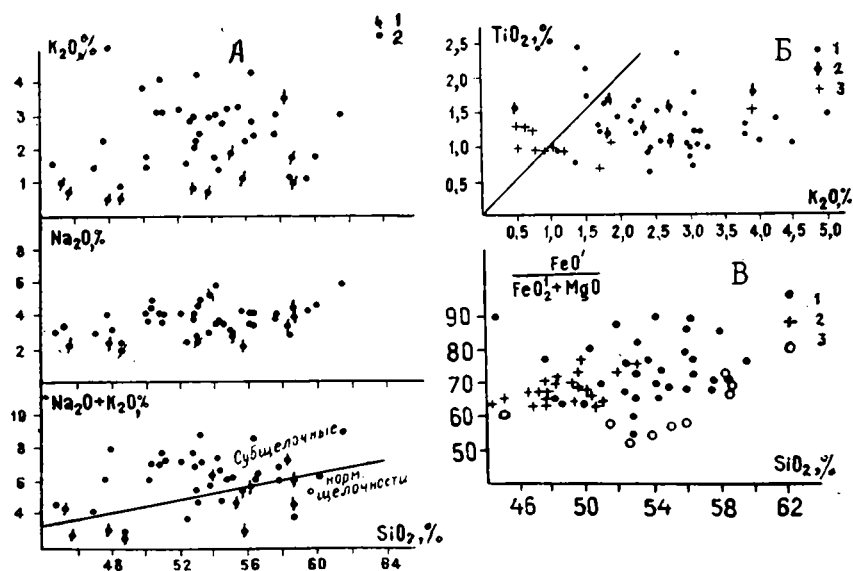


Рис. 48. Соотношения окислов в породах андезито-базальт-терригенной ассоциации среднего-верхнего девона

А — Западно-Прибалхашский (1), Конский (2); Б — Конский (1), Приатасуйский (2), Западно-Прибалхашский (3); В — Конский (1), Западно-Прибалхашский (3) синклиории, Кендыктасский (2) антиклиорий

шается содержание титана при повышении кремнекислотности. В то же время увеличение количества железа (суммарного) сопровождается возрастанием окиси титана.

Следует отметить также сравнительно небольшие колебания суммы $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ (alkal), особенно для пород, где она равна в среднем 21 (19,2—22,2). Для субщелочной ассоциации пределы колебаний этой суммы увеличиваются (18—24,7). Для известково-щелочной ассоциации характерно почти неизменное количество полевошпатовой извести в лавах различной основности.

Андезито-базальт-терригенная ассоциация в *Приатасуйском синклинории* распространена по юго-западному обрамлению Жаильминской, Коктасской и Мийкайнарской мульд. Состав и строение этой ассоциации существенно изменяются от западного борта синклинория к его центральной части. На западе (горы Бектау, Тасжарган) она состоит из трех частей. Нижняя, пестроцветная сложена песчаниками, алевролитами, мелкогалечными конгломератами с прослоями мелкообломочных липаритовых туфов. Средняя, вулканогенная толща образована темными зеленовато-серыми и бурыми базальтами, андезито-базальтами порфирового и афирового строения, крупнообломочными литокластическими туфами основного состава мощностью от 150 до 700 м. Пласты лав и туфов расслоены вишнево-красными песчаниками, а в основании эффузивной толщи залегают пакки полимиктовых конгломератов с галькой кварцитов, яшмы, эффузивных и интрузивных пород. Верхняя часть ассоциации состоит из красно- и пестроцветных разнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов с отдельными горизонтами витрокристаллокластических туфов кислого состава и единичными маломощными пластами андезито-базальтов, алевролитов и аргиллитов.

Вулканиды ассоциации представлены оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами и трахибазальтами, нормальными и субщелочными пироксеновыми андезито-базальтами и андезитами (г. Тасжарган, Сарыоба, Кизымшек), сумма щелочей в которых колеблется от 2 до 6—8%. С этими эффузивами пространственно тесно связаны трахитовые порфиры, образующие небольшие дайки. Ассоциация в центральной части Приатасуйского синклинория отличается тем, что эффузивы основного состава развиты в ней по всему разрезу (Коктасская, Мийкайнарская мульды). Эти вулканиды переслаиваются с красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами с галькой кислых вулканогенных пород, кварцитов, редко гранитоидов. В низах ассоциации среди терригенных отложений присутствуют отдельные пласты пестрых витрокристаллокластических и пизолитовых туфов кислого состава, туффитов и туфопесчаников.

Эффузивы ассоциации представлены серовато-лиловыми миндалекаменными и темными зеленовато-серыми массивными базальтоидами с шаровой отдельностью мощностью от первых десятков до 400 м. Они слабают выдержанные по простиранию и мощности потоки линзовидной и пластовой формы толщиной от 0,5 до 50 м каждый. В нижней и верхней частях пластов базальтов располагаются обычно краснокаменные брекчиевидные и миндалекаменные породы с гиалопилитовой структурой, в средней — порфировые породы с разнообразными по величине и форме вкрапленниками лабрадор-битовнита, моноклинного, ромбического пироксена, оливина и относительно раскристаллизованной основной массой с интерсертальной, пойкилитовой, пойкилофитовой и апоинтерсертальной структурами и массивной текстурой. Пустоты в миндалекаменных породах выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, опалом и кварц-кальциевым агрегатом. Базальтоиды в зонах разломов часто интенсивно эпидотизированы вплоть до эпидозитов, эффузивная природа которых

устанавливается по реликтам первичных структур. Лавы различного минералогического и петрохимического состава незакономерно чередуются в разрезе, что выражается в перемежаемости оливиновых базальтов с пироксеновыми, оливин-пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми разностями. Не наблюдается какой-либо тенденции и в щелочности пород: калиевые базальты и андезиты переслаиваются с нормальными и существенно натриевыми лавами.

Эффузивы ассоциации Приатасуйского синклинория образуют непрерывный ряд от базальта до андезита, трахибазальта — трахиандезита и трахита (см. табл. 14; рис. 48). В породах нормальной щелочности и в субщелочных натрий всегда преобладает над калием ($K_2O/Na_2O = 0,3—0,6$ в нормальных, $0,8—0,9$ в субщелочных) и только в субвулканических образованиях типа трахита и ортоклазового порфира калия в несколько раз больше, чем натрия. Почти все породы ассоциации относятся к группе низкоглиземистых базальтов ($Al_2O_3 < 15\%$) и андезитов ($Al_2O_3 < 13\%$) с пониженным содержанием кальция и магния.

В Жалаир-Найманском синклинории андезито-базальт-терригенная ассоциация распространена только в Кызылсоксской синклинали на юго-востоке Чу-Илийских гор, где занимает площадь около 56 км². Она залегает без видимого несогласия на эйфельских отложениях и образует вместе с ними единую складчатую структуру с одинаковой ориентировкой и углами наклона пород [32, 108].

Эта ассоциация подразделяется по составу и строению на три части. Нижняя и верхняя терригенные образованы разнообразными пестроцветными песчаниками, среди которых залегают пласты конгломератов, гравелитов, алевролитов. Отложениям свойственно слоистое строение, пестроцветная окраска и чередование в разрезе пачек среднезернистых песчаников и алевролитов с более грубообломочными осадками. Терригенные породы имеют полимиктовый состав обломочного материала, в котором преобладают продукты разрушения вулканических образований кислого состава.

Средняя часть вулканогенная. Она представлена многократным чередованием массивных и миндалекаменных лав буро-лилового, серовато-сиреневого и темного зеленовато-серого цвета, что обуславливает слоистое строение толщи. Среди них присутствует несколько пачек красноцветных песчаников и гравелитов мощностью от 10 до 150 м. Вулканические породы — это андезито-базальты, значительно меньше базальтов и диабазов. Последние залегают только в нижней части разреза вулканогенной толщи и не встречаются в более высоких горизонтах. Все эффузивные породы независимо от кислотности характеризуются пироксен (авгит)-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников, редко отмечаются мелкие, полностью замещенные кристаллики оливина. По размеру и количеству вкрапленников различаются эвпорфировые, серийно-порфировые разновидности, содержащие до 20—25% крупных вкрапленников и микропорфировые с 7—12% фенокристаллов. По сочетанию главных минералов вкрапленников выделены оливиновые, пироксеновые и двупироксеновые плагиоклазовые андезито-базальты. Эти же компоненты (кроме оливина) слагают и основную массу пород, в которой, кроме того, присутствуют рудный минерал (гематит), стекло или продукты его разложения. Структура основной массы преимущественно интерсертальная и микропойкилоофитовая, в андезито-базальтах часто пилотакситовая (в сочетании с интерсертальной). Субвулканические разности отличаются более крупнокристаллической основной массой, имеющей диабазоофитовую, пойкилоофитовую и долеритовую структуры.

Оливин в субвулканических породах чаще всего образует гломеропорфировые скопления довольно крупных (0,3—1,0 мм), хорошо ограничен-

ных кристаллов, полностью разложенных с образованием широкой каймы рудного минерала и идингсита — во внутренней части зерна. В лавах присутствуют мелкие (0,3—0,5 мм) вкрапленники изометричной формы, обычно корродированные и также полностью замещенные рудным минералом, хлоритом, карбонатом, идингситом, иногда кварцем.

Пироксен — обычно бесцветный и сероватый авгит — составляет короткопластинчатые кристаллы размером 0,6—0,7 мм ($cNg=42-46$; $2V=50^\circ$). Такие же зерна, обросшие плагиоклазом, находятся и в основной массе пород в случаях их пойкилоофитовой структуры.

Пироксен (титан-авгит) субвулканических пород отличается более крупными размерами и чуть более интенсивной серо-сиреневой окраской ($cNg=52$; $2V=+45^\circ$).

Таблица 17. Химический состав пород андезито-базальт-терригенной ассоциации среднего девона Кызылсожской синклинали, вес. %

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	K _ф	f'	S	A	al	NaO/K ₂ O
1	48,40	2,00	17,01	7,53	5,19	0,12	3,89	7,07	3,37	1,37	100,14	76	18,6	29,8	28,8	1,0	2,4
2	50,80	1,80	16,35	7,73	3,84	0,14	4,59	8,45	1,00	1,00	99,66	72	18,0	32,8	26,8	1,0	1,0
3	56,76	1,80	11,30	10,46	2,63	0,12	3,59	4,60	4,70	0,14	99,65	78	18,5	38,1	20,7	0,6	3,3
4	51,16	2,04	17,81	2,88	7,49	0,11	4,04	8,50	3,00	1,28	99,23	72	16,5	34,5	30,1	1,2	2,3
5	48,86	1,28	17,41	4,59	5,33	0,13	3,23	8,20	4,00	1,00	99,35	75	14,4	34,1	30,6	1,3	4,0
6	44,32	2,52	19,62	10,84	2,45	0,13	1,82	9,96	3,80	0,58	100,71	68	17,6	26,6	33,9	1,3	6,3
7	48,69	2,16	17,41	10,31	3,02	0,15	2,83	6,15	3,40	2,00	99,34	82	18,3	30,2	28,9	1,1	1,7
8	52,18	2,00	16,38	3,71	7,71	0,15	3,84	7,32	3,00	1,43	99,41	75	17,4	34,8	28,1	1,1	2,1
9	46,12	4,18	16,08	11,07	3,46	0,05	1,21	7,62	6,30	1,53	100,45	92	18,2	23,9	31,5	1,0	4,1
10	51,44	2,04	18,24	4,39	4,90	0,16	3,63	7,91	3,10	1,47	100,26	72	14,9	36,3	30,6	1,4	2,1
11	52,82	1,60	16,80	5,58	4,29	0,12	4,33	5,56	5,58	2,08	100,18	74	14,8	37,9	30,0	1,3	2,7
12	52,60	1,48	18,81	4,78	5,47	0,13	3,43	6,44	3,00	1,60	99,98	75	15,2	37,3	29,8	1,4	1,9
13	52,52	1,48	20,38	3,83	4,18	0,13	3,43	5,27	3,80	1,88	99,73	70	12,9	39,5	31,0	1,8	2,0
14	53,58	1,60	17,04	5,90	4,46	0,09	3,23	5,27	4,80	1,36	100,53	76	15,2	38,3	28,8	1,3	3,5
15	57,20	1,76	15,35	4,52	4,17	0,09	2,83	3,52	4,80	2,30	100,37	76	13,2	43,9	26,0	1,3	2,1
16	56,90	1,04	17,05	4,62	3,17	0,07	1,82	4,10	5,63	3,00	100,61	81	10,7	48,1	29,8	1,8	1,9
17	55,56	0,96	17,51	1,83	5,33	0,01	2,42	5,57	3,30	2,66	100,20	74	10,6	45,0	29,1	1,8	1,2
18	60,20	0,84	17,27	4,22	4,75	0,03	1,21	2,05	6,00	2,00	100,13	88	11,0	49,2	27,9	1,7	3,0
19	61,22	0,84	17,07	5,27	2,88	0,06	1,41	1,75	5,60	3,00	100,58	85	10,4	50,8	27,4	1,8	1,9
20	52,50	1,80	18,50	3,41	7,22	0,49	4,66	5,15	1,00	0,57	99,55	69	17,1	34,9	25,2	1,2	1,8
21	43,46	2,63	15,15	6,89	4,82	0,45	3,39	10,32	2,35	1,40	100,03	77	17,5	25,5	28,3	1,0	1,7
22	44,40	2,83	17,75	4,76	7,63	0,20	5,45	8,79	3,00	0,70	99,92	69	20,6	23,6	30,2	1,0	4,3
23	46,50	1,55	14,30	4,82	7,34	0,10	5,77	9,07	2,76	0,25	99,87	67	19,5	26,9	26,4	0,8	11,0
24	54,50	1,60	14,77	4,59	6,53	0,16	4,26	7,17	2,90	1,67	100,25	72	17,0	37,3	26,5	1,0	1,7

Примечание. 1—8, 10—14 — андезито-базальты; 9 — трахизальт; 15—17 — андезиты; 18, 19 — туфы андезитового состава; 20, 21 — диабазы (силлы); 22—24 — долериты субвулканические; 1—3, 11, 20, 23, 24 — анализы С. Г. Токмачевой.

По химическому составу породы ассоциации образуют слабодифференцированную серию в диапазоне базальт — андезито-базальт — андезит. Кислотность лав выше, чем пород субвулканической фации (табл. 17; см. рис. 45). С повышением кремнезема увеличивается содержание щелочей, уменьшается количество извести, магнезии и в меньшей мере железа. Железо преобладает над магнием, причем магния больше всего в наиболее основных дайках. Содержание титана относительно высокое (1,5—2%) в базальтах и крайне изменчивое в андезитах. Эффузивы ассоциации относятся преимущественно к известково-щелочной и меньше к субщелочной сериям калиево-натриевого ($Na_2O/K_2O=1,7-3$) и натриевого типа. Они характеризуются высокой ($al'=1,0-1,8$) глиноземистостью, средней и низкой фемичностью ($f'=15-20$, мезо- и лейкоба-

зальты и андезито-базальты, см. рис. 46). По калий-титановому отношению и соотношениям $A-F-M$ значительная часть пород сопоставляется с гиперстеновой, а остальная — с пижонитовой сериями.

В щелочах преобладает натрий. Общая щелочность невысокая (см. табл. 17), минимальная в дайках и силлах субвулканической фации. Щелочность в пределах серии практически не изменяется. По петрохимическому типу вулканы относятся к нормальной известково-щелочной серии (индекс X . Куно при $CaO=Na_2O+K_2O=18$).

На *Кендыктасском и Северо-Тянь-Шаньском антиклинориях* андезито-базальт-терригенная ассоциация развита на мелких (до 25 км²) разобщенных участках в верховьях р. Суганды и на Киргизском хребте (талдыбулакская свита). Она образует здесь три брахисинклинали, наложенные несогласно на докембрийский комплекс (р. Суганды) или на ордовик и без видимого структурного несогласия на молассовую формацию нижнего — среднего девона. Перекрывается ассоциация с размытым трахилипаритовой формацией (талдысуйская свита).

Ассоциация сложена вулканитами основного состава и пестро-, красноцветными полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми терригенными отложениями с тонкими линзами и пропластками известняков. Она характеризуется во всех структурах грубослоистым строением трансгрессивного типа и многократным чередованием в разрезе эффузивных и терригенных пород. В основании ассоциации залегают полимиктовые крупногальчатые или валунные конгломераты непостоянной (от 10—15 до 200 м) мощности, прослои и линзочки гравелитов и грубозернистых песчаников, выше — пачка базальтоидов, преимущественно миндалекаменных с гиалопилитовой или интерсертальной структурой, оливиновых и реже оливин-пироксеновых. В Сугандинской и Аральской структурах эта пачка образована только эффузивами, по р. Каракистак — лавами и туфами основного состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами с маломощными линзами известняков. Выше, в Сугандинской мульде, расположена пачка слоистых пестроцветных песчаников с прослоями алевролитов (350 м), в Аральской — красноцветные полимиктовые туфопесчаники (40 м), сменяющиеся пачкой порфировых и афировых оливиновых базальтов и диабазов серо-бурого или грязно-лилового цвета. Во всех пластах эффузивов этой пачки преобладают миндалекаменные базальты с кальцитовым выполнением пустот и только во внутренних частях потоков обособляются зеленовато-серые порфировые породы с более раскрытой, стилизованной основной массой (офитовая, диабазовая структуры). Мощность эффузивов до 400 м. Верхняя часть ассоциации сложена красноцветными и серыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов (р. Суганды) или эффузивами основного состава с маломощными пачками красноцветных песчаников и вулканомиктовых конгломератов, трахитов и их туфов. Мощность ассоциации до 1000 м.

Вулканы ассоциации представлены главным образом основными базальтами и диабазами ($SiO_2=44-47$, редко 51—52) с порфировой и реже афировой структурой, с миндалекаменной, а во внутренних частях пластов массивной текстурами. Вкрапленники в порфиритах — лабрадор, лабрадор-битовнит (№ 65—75), титан-авгит и оливин. Фенокристы очень часто замещены продуктами разложения. Плагиоклазы соскюритизированы и местами внутри кристаллов или по их периферии в виде тонких вrostков, каемок развиваются прозрачный альбит и бурый калишпат (?). Последний располагается в фенокристах плагиоклаза в антипертитовых вrostках изометричной формы с низким показателем преломления (меньше, чем у альбита) и характерным дисперсионным эффектом (бледно-розовый). Зерна калишпата всегда пелитизированы в агрегат

Таблица 18. Химический состав пород андезито-базальтовой ассоциации среднего девона Кендыктасского антиклинория, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сум- ма	K _ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	52,10	1,40	16,71	4,44	5,00	0,14	4,28	4,70	4,30	2,13	0,36	0,50	3,23	99,29	—	—	—	—	—	—
2	46,78	2,00	16,22	6,31	4,32	0,18	6,04	5,75	4,30	0,83	0,38	0,62	5,52	99,31	63	18,5	28,2	10,9	1,0	—
3	47,70	2,15	16,22	5,90	5,79	0,14	5,79	7,90	3,10	1,40	0,71	0,56	2,03	99,29	67	19,6	28,0	28,5	0,9	2,1
4	47,78	2,25	16,33	4,18	8,05	0,14	4,78	8,05	2,06	1,46	0,30	0,84	2,52	99,32	—	—	—	—	—	—
5	47,66	2,25	16,33	6,30	4,40	0,19	5,79	6,10	4,20	2,00	0,15	0,92	3,05	99,44	65	18,7	28,8	28,7	1,0	2,1
6	46,74	2,75	16,33	6,59	5,66	0,11	5,54	6,95	2,90	1,56	0,30	0,75	3,16	99,37	69	20,4	25,9	27,7	0,9	1,9
7	46,94	2,40	16,13	4,32	7,81	0,18	5,54	6,95	3,40	1,90	0,48	0,64	2,57	99,32	67	19,1	27,7	28,4	1,0	1,8
8	47,92	2,10	16,09	3,94	8,18	0,14	5,29	7,30	2,83	2,06	0,30	0,88	2,27	99,30	70	19,6	28,2	28,3	0,9	1,3
9	51,86	1,75	16,71	3,22	6,99	0,14	3,27	5,95	4,11	2,22	0,02	0,80	2,33	99,37	76	15,2	36,5	29,0	1,2	1,9
10	49,90	1,87	17,22	6,73	3,12	0,19	4,53	5,20	4,11	2,33	0,27	0,84	3,02	99,33	69	16,3	33,5	28,9	1,2	1,9
11	51,00	1,90	15,72	2,81	7,38	0,17	5,06	4,40	5,40	2,30	0,21	0,01	3,32	100,00	67	17,2	33,7	27,8	1,0	2,3
12	50,44	1,95	16,33	2,74	7,08	0,20	5,41	4,26	5,06	2,10	0,08	0,69	3,40	100,01	64	17,2	33,1	27,7	1,1	2,4
13	53,02	1,60	15,66	2,52	7,50	0,21	2,88	4,40	5,00	4,00	0,02	0,76	2,17	100,02	78	14,5	38,3	29,1	1,2	1,2
14	50,17	1,80	16,52	4,18	5,42	0,24	4,40	4,60	5,10	3,08	0,10	0,74	3,74	100,02	69	15,8	34,1	29,3	1,2	1,7
15	49,51	2,00	15,66	5,88	5,48	0,22	4,06	7,94	3,30	1,75	0,76	0,70	3,14	100,18	74	17,4	31,9	28,7	1,0	1,9
16	48,22	2,50	15,42	3,87	8,57	0,25	4,64	8,85	3,00	1,16	0,40	0,01	2,84	99,87	73	19,6	28,4	28,4	0,9	2,5
17	48,12	2,86	15,00	5,57	5,84	0,24	4,52	8,33	2,65	1,60	0,46	0,74	2,89	100,20	72	18,8	29,1	27,6	0,9	1,5
18	47,64	2,50	14,02	4,00	9,11	0,21	3,72	10,25	2,65	1,25	0,29	0,68	3,62	100,17	78	19,3	28,1	28,2	0,8	2,1
19	49,47	2,50	14,16	5,60	5,68	0,21	5,73	7,80	2,68	1,06	0,48	0,68	3,88	100,19	66	19,5	29,8	25,7	0,8	2,5
20	47,83	2,80	14,76	4,09	8,55	0,26	4,83	7,40	4,60	0,83	0,27	0,68	2,74	99,47	72	20,3	27,3	27,6	0,9	5,5
21	47,81	2,50	15,02	3,82	8,38	0,30	5,15	8,75	3,10	1,35	0,32	0,68	2,66	100,17	70	19,8	27,7	28,2	0,9	2,3
22	49,20	2,24	17,02	6,30	3,57	0,25	4,02	6,65	3,85	3,00	0,03	0,72	3,31	100,26	71	16,1	32,8	30,5	1,2	1,3
23	49,71	2,50	16,59	5,28	5,60	0,20	3,10	7,30	4,00	3,30	0,13	0,01	2,48	100,27	78	16,5	33,0	31,2	1,2	1,2

Примечание. 1, 2, 5, 7, 9, 16, 22, 23 — трахибазальты; 3, 4, 6, 8, 17—21 — базальты: 1—10 — снизу вверх по разрезу, р. Суганды; 11—23 анализы А. И. Лукненко,

буроватого цвета (пелит), а вмещающий их плагиоклаз альбитизирован, сосюртитизирован и серицитизирован. Пироксены в базальтах и диабазах представлены титан-авгитом ($cNg=45$; $2V=+43-45^\circ$). Антипертит присутствует в субщелочных базальтоидах с содержанием окиси калия 1,60—2,30%. Оливин (до 10—15%) всегда замещен хлорит-серпентиновым агрегатом, иддингситом, рудным и присутствует иногда в виде гломеропорфировых скоплений и вкрапленников в основной массе. Структура базиса гиалопилитовая в афировых и миндалекаменных базальтах, интерсертальная, офитовая, пойкилоофитовая, редко пилотакситовая и спилитовая в порфировых разностях.

Эффузивы ассоциации гор Кендыктас относятся к самым основным базальтоидам среди живецких ассоциаций Казахстана (табл. 18; см. рис. 46, 47). Они представлены слабо дифференцированным рядом, в котором по петрохимическому составу выделяются субщелочные и известково-щелочные базальты калиево-натриевого типа ($Na_2O/K_2O=1,4-3$; рис. 49). Почти все породы высокотитановые, мезократовые, умеренно-

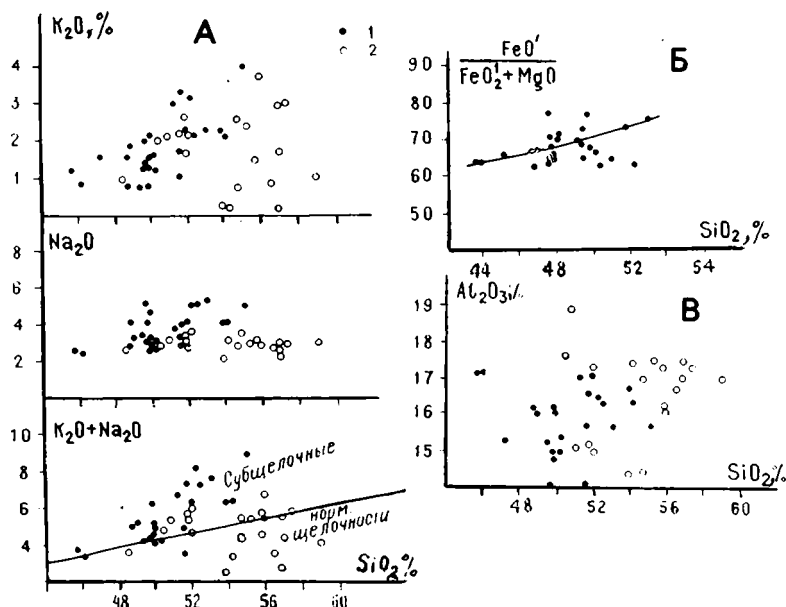


Рис. 49. Соотношения окислов в породах андезито-базальт-терригенной ассоциации Кендыктасского антиклинария (1) и Дагандалинского (2) синклиниория

и низкоглиноземистые с несколько пониженным содержанием магния и полевошпатовой извести (деанортизация лабрадора). Примерно половина эффузивов разреза гор Кендыктас относится к гиперстеновой серии ($K_2O/TiO_2=0,5-0,8$), а остальные — к пижонитовой серии. Общая щелочность пород с увеличением кислотности возрастает за счет обоих щелочных компонентов; натрия изменяется от 2,5 до 5%, калий — от 0,8 до 2,2, редко до 3,2%. Повышенное содержание натрия свойственно породам с деанортизированным основным плагиоклазом, а повышенное количество калия характерно для лав, в которых вкрапленники и лейсты обрастают калишпатовой каемочкой и присутствует антипертит.

На северных бортах *Баканасского, Карасорского и Нуринского синклиниориев* андезито-базальт-терригенная ассоциация располагается в шовной зоне сочленения вулcano-плутонического пояса с Джунгаро-Бал-

хашским прогибом. Она прослеживается из района гор Аягуз к пос. Баршата, в бассейн р. Дагандалы и до истоков р. Кусак, где срезается Центрально-Казахстанским разломом. В Карасорском и Нуринском синклинориях ассоциация протягивается вдоль зоны Спасских разломов от гор Теректы к г. Жусалы, затем обнажается южнее гор. Караганда (горы Жалаир, Жартас, Жельмая), в бассейнах рек Бурнак, Исень и Куланкетпес. В восточной части Спасской зоны разломов и в Баканасском синклинории ассоциация формировалась в прибрежной мелководной, на западе — в наземной обстановке. В составе ассоциации в шовной зоне преобладают вулканогенные образования, по мере удаления от которой эффузивы замещаются на коротком (5—10 км) расстоянии синхронными вулканомиктовыми терригенными отложениями. Вулканогенная андезитобазальтовая формация таким образом сменяется вначале вулканогенно-терригенной ассоциацией, а последняя — терригенной морской молассой. Такое замещение происходит по направлению с севера на юг в Карасорском и Баканасском синклинориях [78, 114].

Андезитобазальт-терригенная ассоциация изучена достаточно подробно [4, 33, 44, 102, 141, 148], поэтому ниже отметим лишь главные особенности состава и строения.

В Баканасском синклинории (р. Дагандалы, горы Ханкельды, Серкиликазан) ассоциация залегает с размывом на нижнем — среднем девоне и согласно сменяется франским ярусом. Она расчленяется на две части. Нижняя образована вулканогенными породами базальтового и андезитобазальтового состава, которые замещаются по латерали и простиранию терригенными отложениями. Вулканогенные отложения распространены в узкой (до 8 км) полосе от месторождения Акбастау до пос. Баршата, а также в приразломной зоне, протягивающейся от г. Беспакан до г. Кокдомбак (см. рис. 44).

Наиболее мощные (1—1,2 км) накопления эффузивов отмечены в горах Майкапшаган и Ханкельды, где они развиты по всему разрезу и составляют до 80%. На юго-восточном окончании гор Майкапшаган и далее на юго-восток мощность эффузивов сокращается до 550—800 м. В северо-западной части в разрезах ассоциации преобладают андезиты и андезитобазальты, строение ее становится слоистым за счет увеличения количества прослоев осадочных пород. Мощность отложений 600—900 м. Эффузивы несут черты формирования в подводных условиях, о чем свидетельствуют наличие пород типа спилитов с повсеместно проявленной альбитизацией и зеленокаменным перерождением, шаровая текстура в диабазах и афировых базальтах.

Андезитобазальтовая ассоциация в Карагандинском районе протягивается вдоль Спасских разломов (от р. Тундык до гор Жусалы) полосой шириной до 20 км и длиной более 100 км. Далее на юго-запад ассоциация обнажается по северному и южному обрамлению Карагандинского бассейна и в долине р. Исень. Она налегает здесь несогласно на эйфельский ярус и перекрывается акбастауской свитой верхнего живета — франского яруса на востоке, отложениями франского или фаменского яруса на западе. Ассоциация имеет различные состав и строение по простиранию. На востоке она сложена темными зеленовато-серыми андезитобазальтами, базальтами, редко андезитами, среди которых присутствуют трахиандезитовые и трахиандезитобазальтовые разности. Эти породы слагают толстые (500—600 м) неслоистые пачки, между которыми залегают сероцветные терригенные вулканомиктовые и граувакковые отложения небольшой (до 80—100 м) мощности, единичные пласты туфов кислого состава и туфопесчаников. Суммарная мощность до 2500 м.

На севере Карагандинского бассейна ассоциация отличается несколько большим (до 5—7%) количеством туфов дацитового и липарито-

вого состава, преимущественно красноцветной окраской, миндалекаменными текстурами и шаровой отдельностью андезито-базальтов и базальтов. В низах ее залегает слоистая пачка (до 200—300 м) конгломератов, песчаников и гравелитов, выше следует несколько пачек андезито-базальтов с пластами андезитов и субщелочных пород с повышенной (до 3%) калийностью. Между пачками лав располагаются отдельные прослои и маломощные слоистые пачки туфов, туфопесчаников и туфогравелитов. Мощность 1200—2300 м.

На юге и юго-западе Карагандинского бассейна (ур. Жельмая, реки Бурнак, Исень) ассоциации свойственно грубослоистое и ритмичное строение. Она состоит из пяти пачек, каждая из которых начинается с вулканомиктовых конгломератов с тонкими прослоями гравелитов, песчаников, базальтов и их туфов. Базальные конгломераты весьма своеобразны. Они состоят из слабоокатанных обломков зеленовато-серых андезитов, андезито-базальтов и незначительного количества эпидотизированного цемента, что придает им сходство с литокластическими туфами. Выше залегает серия пластов оливин-пироксеновых андезито-базальтов и базальтов, агломератовых туфов основного и среднего состава мощностью от 150 до 300 м. Верхи каждой пачки сложены литокластическими и литокристаллокластическими бескварцевыми туфами дацитов и кварцевыми разностями липаритов с пластами туффитов, игнимбритов, пизолитовых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов общей мощностью до 300 м.

Субвулканические образования представлены главным образом дайками и силлами диабазов, меньше штоками базальтов и андезито-базальтов. Они развиты на площади Спасской зоны крайне неравномерно и образуют отдельные узлы в горах Жельтау, Аир, Жусалы, в районе Спасского завода и севернее гор Жельмая. Субвулканические тела кислого состава образованы плагиолипаритами. Это крупные линзовидные массивы (горы Жалаир, Жартас), вытянутые всегда в субширотном направлении.

Вулканогенные породы ассоциации представлены андезито-базальтами, базальтами, меньше андезитами и спилитами. Все они обладают порфировой и редко афировой структурами. Порфировые разности основного состава сложены вкрапленниками (7—15 до 30%) слабо зонального лабрадора (№ 57—58) или продуктами его замещения (альбит № 8 до андезина № 39). Пироксен — бесцветный авгит ($cNg=52-56^\circ$). Обычно по нему развиты хлорит, карбонат и рудные минералы. Оливин присутствует только в некоторых пластах базальтов и диабазов в виде мелких вкрапленников. В основной массе этих пород присутствуют в переменных количествах основной плагиоклаз и пироксен или продукты их разложения. Акцессорные — апатит и магнетит. Среди базальтов присутствуют афировые разновидности со спилитовой структурой, состоящие из беспорядочно расположенных лейст альбита и тонкого агрегата вторичного хлорита, лейкоксена и рудного, развитые по стеклу и цветным минералам.

Для андезитов характерны большое количество (до 70%) зональных вкрапленников и лейст андезина № 32—42, присутствие амфибола, редко биотита и пироксена в гиалопилитовой или пойкилитовой основной массе.

Андезито-базальтовая формация представляет собой слабо дифференцированную серию нормальных известково-щелочных пород среднего основного состава и генетически с ними связанных субщелочных производных.

Породы известково-щелочной ветви этой ассоциации изменяются в диапазоне от базальта до андезита, но в этом ряду преобладают (75—

Т а б л и ц а 19. Химический состав вулканических пород живетской андезито-базальт-терригенной ассоциации Карабулакской подзоны, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. п. п.	Сум- ма	K _ф	f'	S	A	al	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
1	48,44	1,01	17,68	4,22	8,02	0,17	3,62	7,71	2,90	2,00	0,12	0,27	0,02	3,74	99,92	77	17,1	31,2	30,3	1,1	1,4
2	54,76	1,12	17,03	4,32	3,01	0,14	3,62	7,43	2,73	0,20	0,18	0,70	4,00	4,61	99,85	67	12,1	45,6	27,4	1,6	13,0
3	54,55	1,31	16,67	3,97	4,39	0,15	4,13	7,93	2,70	0,87	0,17	0,20	4,00	2,33	99,42	67	13,8	40,6	28,2	1,3	3,1
4	53,17	1,95	17,51	4,32	4,00	0,17	5,64	4,76	3,00	2,42	0,17	0,35	4,00	2,86	99,62	61	16,5	36,5	27,7	1,2	1,2
5	53,89	1,12	16,06	3,97	3,79	0,15	5,34	8,40	3,63	1,71	0,14	0,15	0,01	2,10	99,46	59	14,2	39,5	29,8	1,2	2,1
6	52,60	1,20	16,99	3,30	4,79	0,17	4,43	7,42	2,84	2,63	0,09	0,27	0,02	2,27	99,32	65	13,7	38,7	29,9	1,4	1,1
7	48,83	0,90	18,92	4,68	3,50	0,14	5,24	7,98	3,97	2,15	0,11	0,15	4,00	3,16	99,03	61	14,3	34,4	33,0	1,4	1,8
8	53,85	1,16	16,40	4,32	3,40	0,14	6,14	4,34	3,00	3,83	0,08	0,20	0,03	2,37	99,26	57	15,0	38,7	27,6	1,2	0,8
9	54,80	1,25	17,48	3,24	5,09	0,14	4,53	4,48	2,68	3,00	0,09	0,30	4,00	2,42	99,50	64	14,0	40,6	27,6	1,4	0,9
10	55,25	1,16	16,78	1,52	6,59	0,15	4,03	5,60	2,90	3,00	0,07	0,85	4,00	2,09	99,39	67	13,3	41,8	28,3	1,4	1,0
11	49,89	1,25	17,29	3,24	5,79	0,04	5,14	7,42	2,84	1,71	0,08	0,20	0,03	4,49	99,41	64	15,3	34,5	31,0	1,2	1,7
12	51,80	1,33	14,36	6,34	4,48	0,13	6,85	6,72	2,21	0,25	0,32	0,83	0,06	4,44	100,12	61	19,0	32,7	23,5	0,8	9,0
13	46,40	0,94	20,02	5,33	4,98	0,12	5,64	9,52	2,72	1,00	0,14	0,92	0,07	3,20	100,38	65	16,9	29,4	33,3	1,3	2,7
14	49,64	1,20	15,24	6,48	3,69	0,15	5,64	5,04	3,58	2,21	0,17	0,68	0,05	4,89	99,32	64	17,0	32,5	26,0	1,0	1,6
15	48,88	1,20	15,33	6,48	4,33	0,13	6,84	4,48	3,00	2,71	0,17	0,91	0,15	4,75	99,80	61	17,9	30,9	29,7	0,9	1,1
16	57,10	0,85	16,95	4,00	4,40	0,33	4,82	1,70	3,10	1,00	3,22	0,17	—	2,14	100,21	63	14,1	42,7	22,8	1,3	3,1
17	50,02	1,20	15,02	4,64	5,80	0,33	7,85	5,40	3,70	2,32	0,02	0,26	—	3,20	99,95	57	19,49	30,2	26,4	0,8	1,6
18	52,74	1,00	14,44	5,92	6,80	0,33	4,21	7,70	3,50	0,75	0,16	0,11	—	2,48	100,50	75	17,9	34,5	26,4	0,8	4,2
19	52,95	0,50	17,41	6,64	3,10	0,28	1,90	8,60	3,20	0,20	0,33	0,12	—	4,33	99,92	83	12,1	40,6	29,4	1,5	16,0
20	53,77	0,90	17,30	3,95	5,70	0,25	2,76	8,15	3,08	1,53	0,08	0,25	—	2,49	100,58	84	12,3	41,2	30,1	1,1	2,0

Примечание. 1, 4, 6—8, 14, 15, 17 — трахитобазальты; 11—13, 18—20 — базальты; 2, 3, 5, 9, 10, 16 — андезиты. 1—15 — р. Курбаканас (горы Ханкельды) — снизу вверх по разрезу.

80%) андезито-базальты ($b=17-23$, табл. 19; рис. 50). Все разновидности относятся к классу насыщенных кремнекислотой пород ($Q=-6$ до $+2,7$) с умеренной щелочностью. Общее содержание щелочей в них 3—4%, причем основное значение имеет натрий ($Na_2O/K_2O=1,2-4,0$). Характерно невысокое и выдержанное количество титана в лавах различной кислотности и щелочности (рис. 51). Железо (сумма), как правило, преобладает над магнием, и общее количество его мало изменяется в разных по кислотности породах. Относительная же железистость возрастает с увеличением кислотности за счет уменьшения магнeзии ($F=48$ в базальтах, 50—51 в андезито-базальтах, 63 в андезитах).

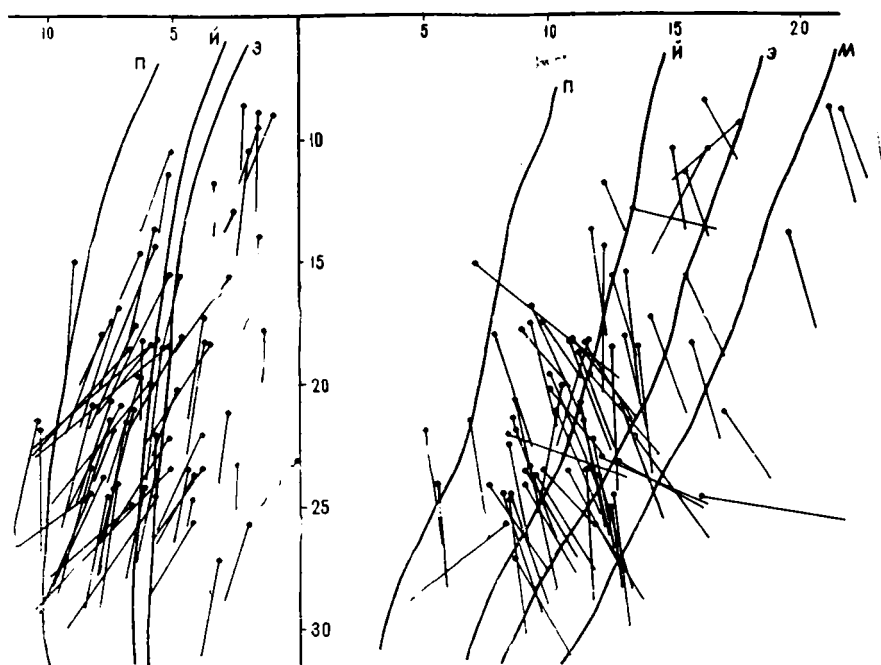


Рис. 50. Векторная диаграмма пород андезито-базальт-терригенной ассоциации Спасского антиклинория и Карабулакского синклинория

В группе субщелочных пород основного состава сумма щелочей от 5 до 6,5%, причем количество калия и натрия примерно одинаковое ($Na_2O/K_2O=0,8-1,2$), но они имеют явно выраженную тенденцию к накоплению калия (3—5%), за счет которого растет общая щелочность (см. рис. 51). По остальным петрохимическим характеристикам химизм этих пород близок к вулканитам известково-щелочной серии ($Sj=1,7-3,7$).

На востоке Нуринского синклинория (оз. Карасор) ассоциация замещается существенно вулканомиктовыми автохтонными терригенными отложениями с небольшим количеством вулканогенных пород. Она включает нижнюю и среднюю толщи жандарской свиты [114] с вулканическим материалом средне-основного состава. Верхняя толща этой свиты, обогащенная туфами липаритов и продуктами их перемыва, отнесена к франской пестроцветной вулканогенно-осадочной липаритовой формации.

Отложения ассоциации вложены в структуры нижнего девона и отделены горизонтом базального конгломерата (до 30 м) с гальками эффузивов кислого состава. Подошва этого конгломерата принимается за

нижнюю границу, верхняя выражена менее отчетливо из-за постепенного перехода в вышележащие отложения и проводится условно по появлению в разрезе вулканического материала кислого состава.

Ассоциация состоит из двух частей. Нижняя, пестроцветная сложена перемытыми туфами (тефроидами), туфогенными конгломератами, песчаниками и гравелитами с прослоями туфов и лав андезито-базальтового состава, окрашенными в вишневые, красные и зелено-черные тона. На отдельных участках на севере Карасорской синклинали количество вулканогенных пород увеличивается, в разрезе преобладают грубообломочные туфы, туфобрекчии и лавы андезито-базальтов, а вулканогенно-осадочные отложения присутствуют в незначительных количествах. Мощность этой части на севере Карасорской синклинали 600—800 м, в центре 450—500, на юге 250—300 м [114].

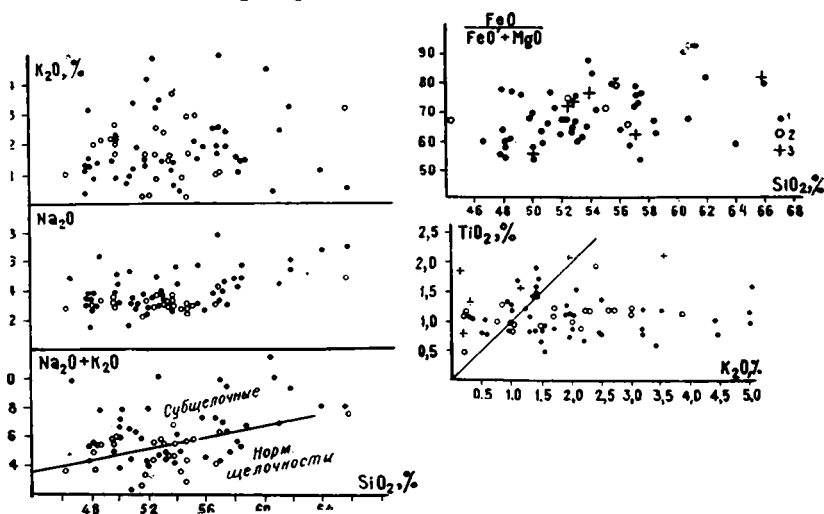


Рис. 51. Соотношения окислов в породах андезито-базальт-терригенной ассоциации Спасский антиклинорий (1), Дагандалинский (2) и Северо-Джунгарский (3) синклинории

Верхняя зеленоцветная часть ассоциации связана с нижней постепенным переходом. Она отличается существенно вулканогенно-осадочным составом, слоистостью и ритмичным строением отложений. Вулканические породы развиты локально на севере Карасорской синклинали, где они представлены отдельными горизонтами андезито-базальтов, пачками агломератовых туфов и туфобрекчий аналогичного состава. Ритмичное строение отложений обусловлено частой сменой в разрезе грубообломочных пород мелкообломочными. Выделяются двух- и трехэлементные ритмы мощностью 10—30 м. Первые свойственны нижней, где преобладают грубообломочные породы, вторые — верхней существенно мелкообломочной части разреза. Внизу каждого ритма залегают туфогенные гравелиты или конгломераты обычно с плохо окатанным обломочным материалом, выше они постепенно сменяются туфопесчаниками, которые переходят в туфоалевролиты. Терригенный материал всех пород ритма одинаков: это в основном перемытая пирокластическая масса андезито-базальтов и андезито-дацитов.

Мощность зеленоцветной толщи от 1000 м на юге до 1200 м на севере Карасорской синклинали.

Петрографо-петрохимические особенности пород. Эффузивы андези-

то-базальт-терригенной ассоциации представлены дифференцированным рядом базальт — андезито-базальт — андезит и в значительно меньшей мере субщелочными породами от трахибазальта до трахиандезита и трахита. Типоморфными и существенными минералами базальтоидов нормальной щелочности являются плагиоклаз — лабрадор, реже лабрадор-битовнит во вкрапленниках и андезин-лабрадор в основной массе, пироксен-авгит, меньше гиперстен и титан-авгит во вкрапленниках и в базисе пород, оливин в виде мелких порфировых выделений и иногда в основной массе. Наиболее распространен парагенезис лабрадор-авгит, крайне неравномерно развиты оливин и два разных пироксена. Амфиболы и биотиты пока известны в андезитах Юго-Западного Предчингизья и Спасской зоны (дагандалинская свита). Оливиновые разности базальтов характерны для ассоциации гор Кендыктас и Атасуйского района, в остальных регионах они встречаются сравнительно редко.

Субщелочные породы основного состава содержат лабрадор, андезин, олигоклаз, титан-авгит, оливин и калиевый полевой шпат. Последний присутствует в основной массе в виде мелких изометричных микролитов ортоклаза, тонких антипертитовых вростков в среднем плагиоклазе и реже образует узкие каемочки обрастания по лейстам плагиоклаза.

Андезиты представлены порфировыми и меньше афировыми разностями. Они характеризуются андезин-пироксеновой, редко амфибол-пироксеновой ассоциацией минералов. Калишпатовые включения присутствуют в субщелочных андезитах в таком же виде, как и в базальтах и диабазах.

Все породы в значительной степени изменены. Плагиоклазы обычно деанортизированы с образованием соссюритового агрегата и альбита, пироксены часто замещены хлоритом, кальцитом и рудными минералами, оливин разложен и устанавливается только по характерным формам псевдоморфоз. С процессами и степенью метаморфизма связаны, по-видимому, вариации в содержании окисного и закисного железа, кальция, натрия, возможно, алюминия и калия. Калишпатизация и эпидотизация пород обусловлены как постмагматическим распадом и перекристаллизацией, так и явно наложенными поствулканическими процессами, ведущими к образованию тонких жилок и выполнению пустот в миндалекаменных породах эпидотом и розовым калишпатом вместе с кальцитом, кварцем, хлоритом.

Вулканисты ассоциации по петрохимическому составу относятся, по А. Н. Заварицкому, к классу насыщенных и в меньшей мере к слабо недосыщенных ($Q = -6-15$) кремнекислотой пород (табл. 20; рис. 52), лейкократового ($b = 15-20$; $f' = 12-15$), реже мезократового ($b = 22-24$; $f' = 16-19$) и очень редко меланократового типа. Основная часть насыщенных SiO_2 пород бедна щелочами ($a:c = 1,3-2,3$), а слегка недосыщенных умеренно богата ими ($a:c = 2,6-5,1$). По общей щелочности эффузивы ассоциации принадлежат к нормально-щелочному и субщелочному типам, причем почти в каждой конкретной формации присутствуют и те и другие породы, но в неодинаковых количествах (см. рис. 46, 48, 49, 51). В формации гор Кендыктас и Улутау преобладают субщелочные базальтоиды, на Сарысу-Тенизском водоразделе, в районе Караганды и оз. Карасор количество нормально-щелочных и субщелочных пород примерно одинаковое, в горах Чу-Или, в Предчингизье и в Баянаульском районе преобладают породы нормальной щелочности.

Подавляющая часть вулканитов относится к калиево-натриевой серии нормально-известково-щелочного типа, в которой натрий преобладает над калием ($Na_2O/K_2O = 1-3$, редко до 4). В субщелочном ряду обособляется калиевая серия пород, характерная для субщелочных комплексов (сугандалинский) гор Кендыктас и района Улутау (жаксыкон-

Таблица 20. Средний химический состав пород андезито-базальт-терригенной ассоциации, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	K _ф	f'	S	A	al	Кол-во проб
1	51,61	1,25	17,08	4,63	4,31	0,15	4,82	7,74	3,40	1,60	2,1	65	15,0	36,5	29,8	1,2	6
2	52,43	1,33	17,23	6,50	2,95	0,16	3,31	6,26	4,57	2,32	1,9	74	14,1	38,2	30,4	1,3	7
3	58,41	1,15	15,96	5,03	2,37	0,12	3,00	4,69	4,61	1,51	3,1	70	11,6	46,7	26,8	1,5	6
4	49,60	2,00	15,6	4,30	5,60	0,10	5,42	9,00	2,60	1,50	1,7	64	17,3	34,2	28,7	1,0	5
5	50,40	1,30	16,3	7,30	4,10	0,10	3,50	5,50	4,10	3,10	1,8	76	16,2	34,1	29,0	1,1	12
6	55,40	1,20	16,0	5,00	3,60	0,10	3,20	6,10	3,80	2,30	1,6	74	12,7	42,6	28,2	1,4	17
7	57,10	1,10	16,1	6,10	1,70	0,10	2,30	4,20	4,80	3,90	1,2	77	11,2	46,2	29,0	1,6	3
8	49,70	1,40	14,8	7,90	3,80	0,13	4,00	7,50	2,60	1,60	1,6	74	17,1	32,4	25,5	0,9	3
9	56,00	1,10	15,2	4,20	4,50	—	3,30	6,20	3,20	2,70	1,2	72	13,1	42,9	27,3	0,3	4
10	49,20	2,00	17,2	5,60	5,70	0,20	4,00	7,20	3,10	1,00	3,1	74	17,3	31,7	28,5	1,1	12
11	50,20	1,00	17,8	7,10	4,10	0,10	3,10	6,20	4,40	1,80	2,4	78	16,1	34,0	30,6	1,2	5
12	55,90	1,40	15,9	3,70	5,30	0,10	3,20	5,40	3,70	2,20	1,7	73	13,6	42,2	27,2	1,3	3
13	59,40	0,90	17,0	4,70	3,90	0,10	1,50	2,60	5,70	2,70	2,1	85	11,1	48,2	23,0	1,7	3
14	47,20	2,10	15,7	6,40	4,90	0,20	4,70	9,40	2,70	1,20	2,3	71	18,1	28,9	24,5	1,0	8
15	49,00	2,00	16,1	5,90	4,50	0,20	4,40	5,90	3,80	2,00	1,9	61	16,8	32,0	28,7	1,1	19
16	51,40	1,20	17,8	4,80	4,90	0,15	5,20	8,10	3,40	1,20	2,8	65	16,1	35,2	33,3	1,2	17
17	50,20	1,00	17,4	5,10	3,60	0,14	4,50	7,10	3,80	3,10	1,2	67	14,2	35,8	32,5	1,3	12
18	56,90	0,90	15,6	5,80	2,90	0,10	3,20	5,80	4,20	1,40	3,0	73	12,8	44,0	30,0	1,3	14
19	59,40	1,00	17,0	4,50	2,30	0,10	2,10	2,10	5,10	3,00	1,7	75	9,9	49,4	28,9	1,8	5
20	51,30	1,00	16,8	5,10	5,20	0,20	4,40	8,00	2,90	0,90	3,2	70	15,7	35,4	28,6	1,1	6
21	50,70	1,20	16,6	4,70	4,70	0,17	5,60	5,90	3,30	2,50	1,3	63	16,3	34,2	28,3	1,1	8
22	55,00	1,10	16,8	4,50	3,50	0,18	4,40	5,90	3,00	1,60	1,9	65	13,5	41,3	27,3	1,3	6

Примечание. 1, 4, 8, 10, 14, 16, 20 — базальты; 2, 5, 11, 15, 17, 21 — трахибазальты; 3, 6, 9, 12, 18, 22 — андезиты; 7, 13, 19 — трахиандезиты. Эффузивы формаций: 1—3 — Баянаульского района, 4—7 — Сарысу-Тенизского водораздела и Улугтау, 8, 9 — Атасуйского района, 10—13 — Чу-Илийских гор (г. Кызылсок), 14, 15 — гор Кендыктас (р. Суганды), 10—19 — Спасской зоны разломов, 20—22 — Юго-Западного Предцингизья.

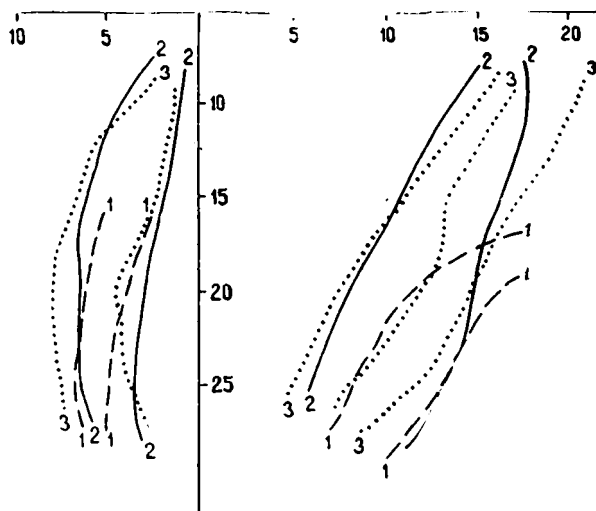


Рис. 52. Вариационная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) пород андезито-базальт-терригенной ассоциации

1 — Кендыктасский антиклинорий, 2 — Конский, 3 — Дагандалинский синклинии

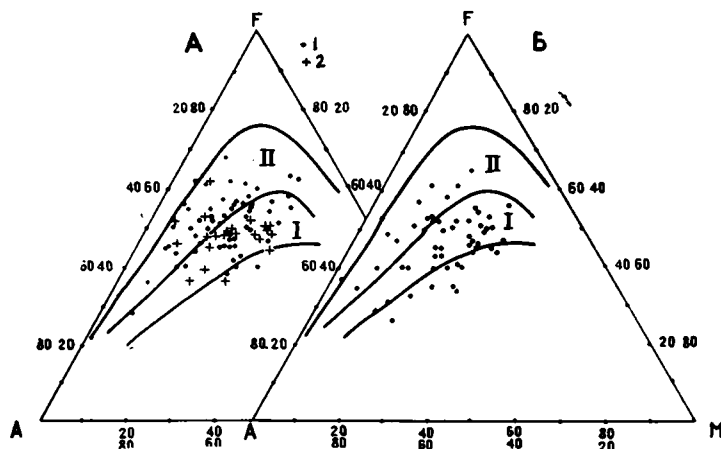


Рис. 53. Диаграммы А—F—М андезито-базальтовой формации среднего — верхнего девона

Синклинии: А — Жалаир-Найманский, Конский (1), Баянаульский (2); Б — Спасский антиклинорий, Дагандалинский синклиний. Серии: I — гиперстеновая, II — пижонитовая

ский), в которых натрия также больше, чем калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,2-2,5$), но количество калия в 2 раза превышает норму. К этому же типу тяготеют базальтоиды района Караганды и оз. Карасор (дагандалинский комплекс) с субщелочной калиевой специализацией ($\text{K}_2\text{O}=2-3\%$), с высоким и устойчивым содержанием натрия ($\text{Na}_2\text{O}=3,8-5,0$). Породы калиевой ветви с натриево-калиевым отношением 0,5—1 редки, присущи только субщелочной серии и отсутствуют в комплексах с нормальной щелочностью.

По соотношению щелочных и феррических компонентов базальтоиды подразделяются на гиперстеновую и пижонитовую серии (рис. 53).

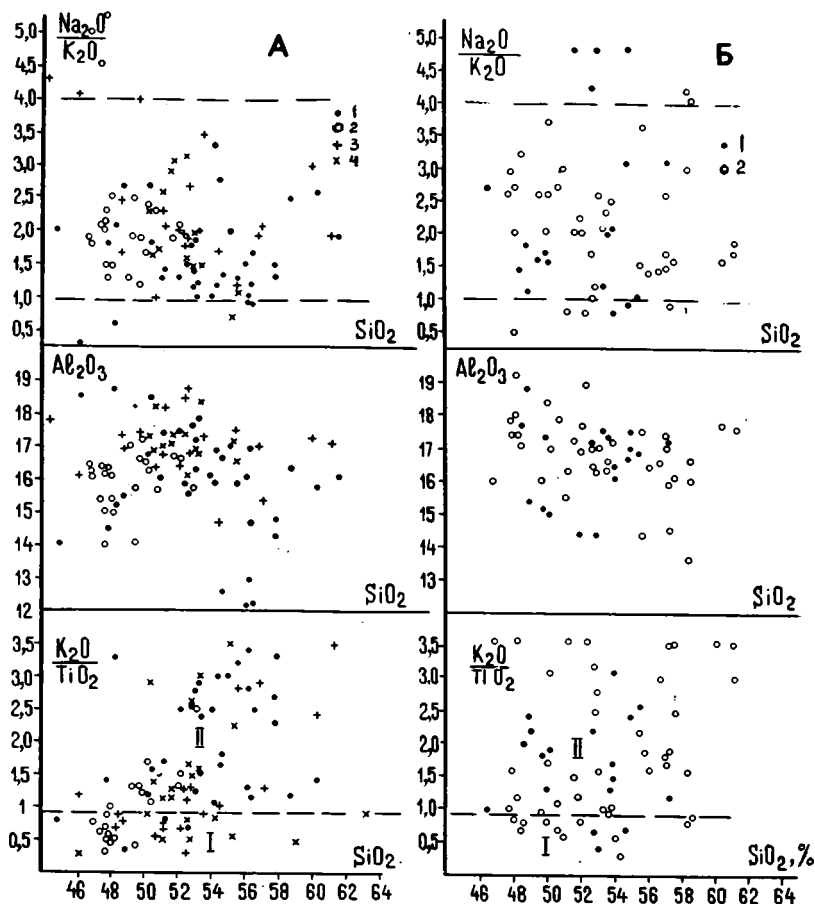


Рис. 54. Соотношение окислов в породах андезито-базальтовой формации

А — Конский синклиорий (1), Кендыктасский антиклиорий (2), Жалаир-Найманский (3), Баянаульский (4) синклиории; Б — Спасский антиклиорий (1), Дагандалинский синклиорий (2). Серии: I — гиперстеновая, II — пижонитовая

Все эффузивы ассоциации относятся к высокоглиноземистым ($al' = 1,1-1,5$, редко 2), меньше — умеренно-глиноземистым ($al' = 0,8-0,9$) породам. Коэффициент глиноземистости хорошо коррелируется с калием: чем выше содержание в породах окиси калия, тем меньше этот коэффициент. По уровню титановости и калиево-титановому отношению базальтоиды подразделяются на две группы (рис. 54, 55). Высокотитановые породы (1,7—3%) характеризуются титан-калийным отношением, в среднем близким к 1 и более, что свойственно эффузивам гор Кендыктас (сугандинский комплекс). К этому же типу близки лавы жаксыконского комплекса района Улугау и высокотитановые породы Чу-Илийских гор и Сарысу-Тенизского водораздела. В них хорошо коррелируются титан и кремнекислота, с ее увеличением в породах постепенно уменьшается количество титана (см. рис. 55). В низкотитановых эффузивах, к которым относится большая часть пород Сарысу-Тенизского водораздела, района Караганды, оз. Карасор и Баянаула, титан остается примерно на одном уровне с увеличением кислотности и калиевоности, а калий-титановое отношение колеблется от 2 до 0,4 (см. рис. 54).

Содержание фемических компонентов в базальтоидах ассоциации

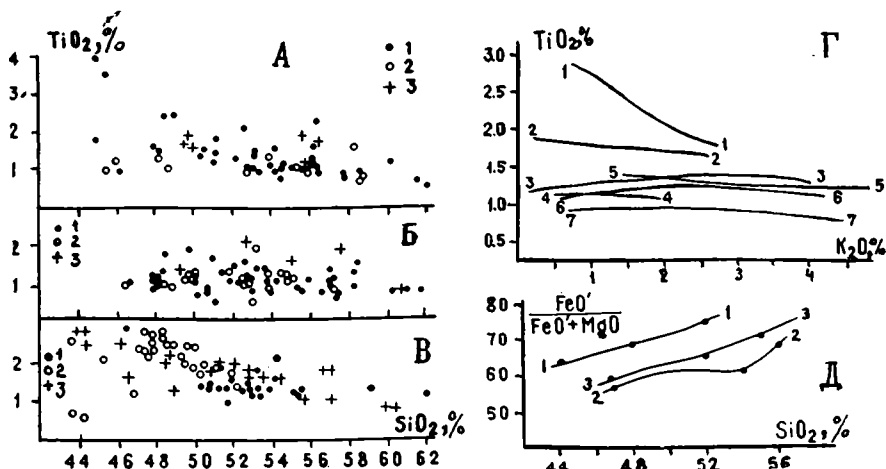


Рис. 55. Вариационные диаграммы андезито-базальт-терригенной ассоциации среднего — верхнего девона

А — Конский (1), Западно-Прибалхашский (2), Приатасуйский (3) синклиналии; Б — Спасский антиклинорий (1), Дагандалинский (2), Северо-Джунгарский (3) синклиналии; В — Баянаульский (1) синклиналии, Кендыктасский (2) антиклинорий, Жалаир-Найманский синклиналии (3); Г — Кендыктасский антиклинорий (1), Жалаир-Найманский (2), Баянаульский (3), Западно-Прибалхашский (4), Конский (5) синклиналии, Спасский (6) антиклинорий, Дагандалинский (7) синклиналии; Д — Кендыктасский (1), Спасский (2) антиклинорий, Дагандалинский (3) синклиналии

близко к норме в лейкобазальтах и субщелочных лейкобазальтах, на что указывают коэффициенты железистости ($K_{\Phi}=65-74$) и фемичности ($f'=13-17$) пород.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Объектами сравнительного анализа являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации раннего и среднего девона Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии. При сравнениях и сопоставлениях основное внимание уделено петрографо-петрохимическим характеристикам вулканогенных образований и значительно меньше остальным формационным признакам, так как особенностям строения, состава, латеральным изменениям и условиям образований формаций посвящены многочисленные публикации [6, 7, 65, 66, 70, 71, 72, 94, 96].

Краткий сравнительный анализ девона Казахстана, юга Сибири и Монголии в историко-геологическом (и формационном) аспекте дан в работах А. Л. Матвеевской [88], А. А. Моссаковского [95, 96], Л. П. Зоненшайна [51], вулканогенным формациям посвящены работы И. В. Лучицкого [70, 72], В. Г. Тихомирова [123], В. В. Параева [111], В. С. Кузубного [59, 60] и др., девонским молассам — А. И. Анатольевой [7], О. А. Мазаровича [81], Ю. Г. Леонова [67] и др.

Исследователи вулканогенных образований девона давно установили, что для Казахстана и Алтае-Саянской области типичной и наиболее распространенной является ассоциация пород средне-основного и кислого состава с крайне изменчивыми количественными соотношениями во времени и в пространстве липаритов, андезитов и базальтоидов. Эта ассоциация была вначале выделена в порфировую формацию, позднее — в базальт-андезит-липаритовую группу с известково-щелочными и щелочны-

ми формациями [61]. А. А. Моссаковский разделил ассоциации вулканических образований по степени насыщенности пород щелочами, а для базальтоидов, кроме того, и кремнекислотой на два формационных комплекса: щелочноземельный и щелочной — субщелочной. Вулканиды девона Алтае-Саянской области он относит к трахибазальтовой и базальтово-трахиандезитовой формациям в Минусинских впадинах, к андезито-липаритовой — в Горном Алтае и к морской липаритовой — на Рудном Алтае. Комплекс щелочных и субщелочных формаций, по А. А. Моссаковскому, приурочен к внешней зоне, охватывающей Минусинские впадины, восток Тувинского прогиба и Северную Монголию, а комплекс щелочноземельных формаций установлен на Алтае и в Центральной Монголии. Развивая идею зонального размещения вулканических формаций, А. А. Моссаковский предложил и в Казахстане выделять две аналогичные зоны: внешнюю (Кокчетав-Улутаускую), субщелочную и внутреннюю, щелочноземельную, прилегающую к Джунгаро-Балхашской области.

При сопоставлении девонских формаций Казахстанского и Алтайско-Монгольского сегментов основное внимание обращается только на наиболее типичные и характерные для Казахстана вулканические ассоциации: андезито-базальтовую, липаритовую, андезито-липаритовую, контрастную андезито-базальт-липаритовую и некоторые субщелочные серии. Описание и сравнение вулканогенных формаций Алтайско-Монгольского сегмента проводятся по структурно-формационным зонам и (или) частным структурам и по мере возможности в принятой нами последовательности: от ранних к поздним, от основных ассоциаций к кислым.

БАЗАЛЬТОВАЯ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДЕВОНА

Эти формации в Алтае-Саянской области распространены в центральной зоне Тувинского, в восточной зоне Кузнецкого и в западной зоне Минусинского прогибов [64, 70, 71, 94, 111 и др].

В *центральной зоне Тувинского прогиба* андезито-базальтовая формация, по данным В. В. Параева [111], залегает согласно, реже с разрывом на терригенном силуре и перекрывается согласно существенно терригенными отложениями среднего девона. Она замещается на западе и юго-востоке Тувинского прогиба вулканогенно-осадочной андезито-риолитовой ассоциацией. В составе андезито-базальтовой формации мощностью 800—3000 м преобладают (до 70%) андезиты, андезито-базальты и базальты, среди которых больше всего андезитов. Вулканиды кислого состава локализуются главным образом в верхней части формации и составляют в центральной зоне Тувы и Уюкской котловине незначительную часть разреза. Вулканокластические отложения распространены крайне ограниченно и представлены туфами и туфоловами андезитов и дацитов. Минеральный состав базальтов и андезито-базальтов — это плагиоклаз, пироксен и реже оливин. Во вмещающих резко преобладают плагиоклазы (лабрадор, реже андезин и битовнит), меньше моноклинного пироксена (авгита или пижонит-авгита) и оливина. Для андезитов характерны андезин-лабрадор и пироксен (авгит), которые развиты в виде фенокристов и мелких зернышек в основной массе. В дацитах присутствуют кислый плагиоклаз, кварц и псевдоморфозы по темноцветному минералу.

Эффузивы Центральной Тувы относятся к известково-щелочной ассоциации с относительно низким содержанием щелочей (рис. 56, 57). Натрий в них всегда преобладает над калием ($K_2O/Na_2O < 0,4$), т. е. они принадлежат к натриевой серии. По отношению калия к титану (0,4 в

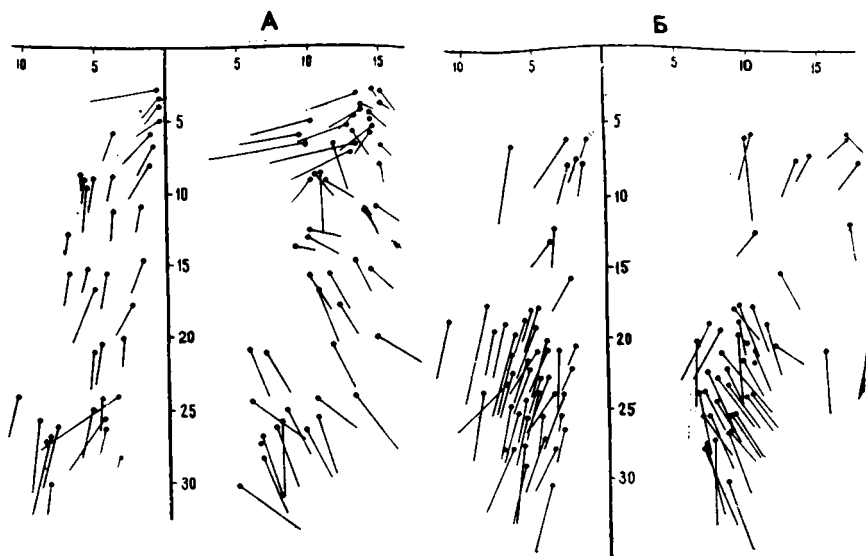


Рис. 56. Петрохимические диаграммы пород нижнего — среднего девона Тувинского (А) и Кузнецкого (Б) прогибов

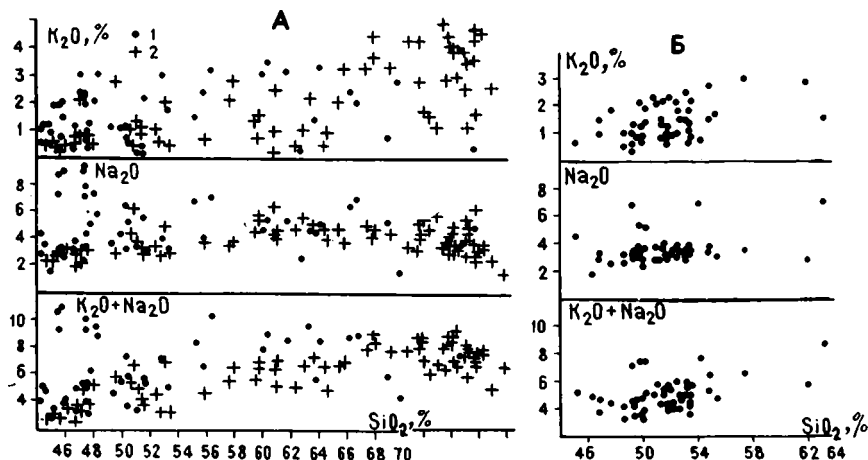


Рис. 57. Соотношения окислов в породах нижнего — среднего девона
Прогибы: А — Минусинский (1), Тувинский (2); Б — Кузнецкий

базальтах, до 0,8 в андезитах), умеренной глиноземистости ($al'=0,9$), средней фемичности ($f'=18$, $K_\Phi=65$) базальтоиды формации отвечают «нормальному» базальту (толеит) континентов.

В восточной части Кузнецкого прогиба андезито-базальтовая формация раннего — среднего девона залегает несогласно на силуре и перекрывается трансгрессивно живетской вулканогенно-терригенной толщей. Она нигде не замещается полностью терригенными отложениями, но во многих частных структурах на севере прогиба нижняя часть ее переходит в красноцветную молассу. Формация представлена чередованием диабазов и базальтов с андезитами и «лабрадоровыми порфиритами», пачками терригенных пород и туфов. В нижней части развиты главным образом эффузивы основного, в верхней — лавы и туфы среднего состава, а

ми формациями [61]. А. А. Моссаковский разделил ассоциации вулканических образований по степени насыщенности пород щелочами, а для базальтоидов, кроме того, и кремнекислотой на два формационных комплекса: щелочноземельный и щелочной — субщелочной. Вулканиды девона Алтае-Саянской области он относит к трахибазальтовой и базальтово-трахиандезитовой формациям в Минусинских впадинах, к андезито-липаритовой — в Горном Алтае и к морской липаритовой — на Рудном Алтае. Комплекс щелочных и субщелочных формаций, по А. А. Моссаковскому, приурочен к внешней зоне, охватывающей Минусинские впадины, восток Тувинского прогиба и Северную Монголию, а комплекс щелочноземельных формаций установлен на Алтае и в Центральной Монголии. Развивая идею зонального размещения вулканических формаций, А. А. Моссаковский предложил и в Казахстане выделять две аналогичные зоны: внешнюю (Кокчетав-Улутаускую), субщелочную и внутреннюю, щелочноземельную, прилегающую к Джунгаро-Балхашской области.

При сопоставлении девонских формаций Казахстанского и Алтайско-Монгольского сегментов основное внимание обращается только на наиболее типичные и характерные для Казахстана вулканические ассоциации: андезито-базальтовую, липаритовую, андезито-липаритовую, контрастную андезито-базальт-липаритовую и некоторые субщелочные серии. Описание и сравнение вулканогенных формаций Алтайско-Монгольского сегмента проводятся по структурно-формационным зонам и (или) частным структурам и по мере возможности в принятой нами последовательности: от ранних к поздним, от основных ассоциаций к кислым.

БАЗАЛЬТОВАЯ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДЕВОНА

Эти формации в Алтае-Саянской области распространены в центральной зоне Тувинского, в восточной зоне Кузнецкого и в западной зоне Минусинского прогибов [64, 70, 71, 94, 111 и др].

В *центральной зоне Тувинского прогиба* андезито-базальтовая формация, по данным В. В. Параева [111], залегает согласно, реже с размывом на терригенном силуре и перекрывается согласно существенно терригенными отложениями среднего девона. Она замещается на западе и юго-востоке Тувинского прогиба вулканогенно-осадочной андезито-риолитовой ассоциацией. В составе андезито-базальтовой формации мощностью 800—3000 м преобладают (до 70%) андезиты, андезито-базальты и базальты, среди которых больше всего андезитов. Вулканиды кислого состава локализуются главным образом в верхней части формации и составляют в центральной зоне Тувы и Уюкской котловине незначительную часть разреза. Вулканокластические отложения распространены крайне ограниченно и представлены туфами и туфолами андезитов и дацитов. Минеральный состав базальтов и андезито-базальтов — это плагиоклаз, пироксен и реже оливин. Во вкрапленниках резко преобладают плагиоклазы (лабрадор, реже андезин и битовнит), меньше моноклинного пироксена (авгита или пижонит-авгита) и оливина. Для андезитов характерны андезин-лабрадор и пироксен (авгит), которые развиты в виде фенокристов и мелких зернышек в основной массе. В дацитах присутствуют кислый плагиоклаз, кварц и псевдоморфозы по темноцветному минералу.

Эффузивы Центральной Тувы относятся к известково-щелочной ассоциации с относительно низким содержанием щелочей (рис. 56, 57). Натрий в них всегда преобладает над калием ($K_2O/Na_2O < 0,4$), т. е. они принадлежат к натриевой серии. По отношению калия к титану (0,4 в

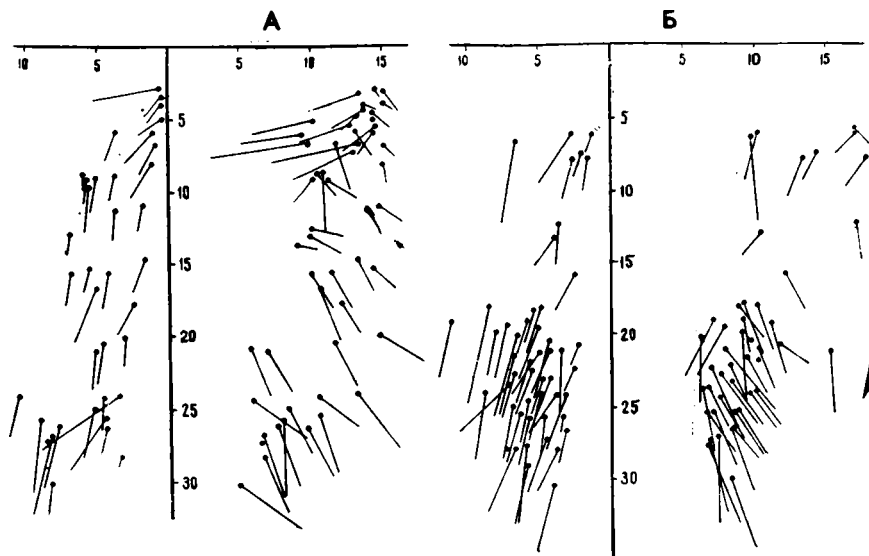


Рис. 56. Петрохимические диаграммы пород нижнего — среднего девона Тувинского (А) и Кузнецкого (Б) прогибов

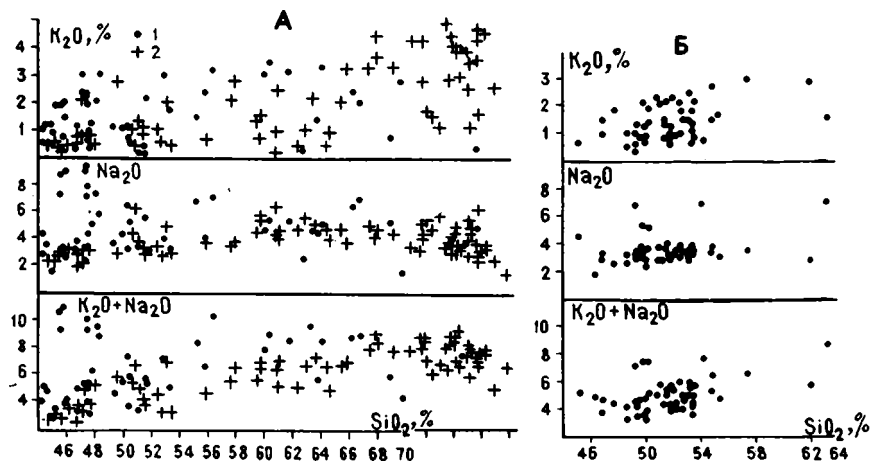


Рис. 57. Соотношения окислов в породах нижнего — среднего девона
Прогибы: А — Минусинский (1), Тувинский (2); Б — Кузнецкий

базальтах, до 0,8 в андезитах), умеренной глиноземистости ($al'=0,9$), средней фемичности ($f'=18$, $K_\Phi=65$) базальтоиды формации отвечают «нормальному» базальту (толеит) континентов.

В восточной части Кузнецкого прогиба андезито-базальтовая формация раннего — среднего девона залегает несогласно на силуре и перекрывается трансгрессивно живетской вулканогенно-терригенной толщей. Она нигде не замещается полностью терригенными отложениями, но во многих частных структурах на севере прогиба нижняя часть ее переходит в красноцветную молассу. Формация представлена чередованием диабазов и базальтов с андезитами и «лабрадорowymi порфирирами», пачками терригенных пород и туфов. В нижней части развиты главным образом эффузивы основного, в верхней — лавы и туфы среднего состава, а

также местами туфы липаритов и дацитов. По петрографическому признаку выделяются базальты, диабазы, «лабрадоровые порфиристы» и андезиты. Наряду с лавами в формации развиты в значительном количестве туфы, туфовые брекчии и лавошлаковые образования. Диабазы и долериты, плагиопорфиры, фельзиты и кератофиры образуют дайки, пластовые тела и мелкие штоки.

Базальты и диабазы представлены оливковыми и безоливиновыми разновидностями. В первых развиты типоморфные минералы: оливин, моноклинный пироксен, лабрадор, редко андезин. Аксессуары — магнетит, апатит. Безоливиновые базальты и диабазы состоят из лабрадора, значительного количества моноклинного пироксена. Оба минерала присутствуют во вкрапленниках и в основной массе.

Лабрадоровые порфиристы по составу соответствуют андезито-базальту. Они отличаются крупными фенокристами (до 15 мм) зонального лабрадора, небольшим количеством моноклинного пироксена и присутствием андезина или олигоклаза в основной массе. Андезиты содержат мелкие (до 2 мм) вкрапленники андезина, часто с пойкилитовыми включениями пироксена, и ромбический пироксен.

По химическому составу породы формации Кузнецкого прогиба относятся к известково-щелочной серии (см. рис. 56, Б; 57, Б). Натрия в 2—4 раза больше, чем калия (калиево-натриевая серия), но в некоторых базальтах намного выше (натриевая серия). По отношению $K_2O/TiO_2 = 0,5—0,8$, глиноземистости ($al' = 0,8$) и фемичности ($f' = 19$; $K_\phi = 62—66$) базальтоиды формации близки к типу «нормальных» базальтов.

В западной части Минусинского прогиба базальтовая формация раннего девона прослеживается на расстоянии 150—200 км от Таштыкской структуры до Назаровской впадины. Базальтоиды нижнего девона (быскарская серия) относят к базальтовой, субщелочной базальтовой, трахиандезитовой и, наконец, трахибазальтовой формациям [55, 61, 70 и др.]. В. П. Ковалев после тщательного петрографо-петрохимического изучения быскарской серии пришел к выводу о том, что «это базальт-трахибазальтовая формация, не имеющая узко щелочной специфики. Она щелочно-земельная со щелочным уклоном» [55, с. 251].

Формация сложена базальтами, андезито-базальтами, диабазами, андезитами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, эссекситами. Щелочные породы имеют крайне ограниченное развитие и соотносятся со щелочноземельными примерно как один к десяти [55]. Вулканические породы перемежаются в разрезе с терригенными вулканомиктовыми отложениями, среди которых преобладают конгломераты с обломками быскарских лав и разнозернистые красноцветные и серые песчаники, меньше алевролиты, редко мергели и известняки. И. В. Лучицкий [71] отмечает, что эффузивные разрезы формации, по-видимому, замещаются в центральной части прогиба красноцветными отложениями с пластами и пачками лав. Мощность формации 1100—2550 м.

Среди вулканогенных отложений преобладают лавы, значительно меньше туфов и вулканических брекчий. Субвулканическая фация представлена штоками, пластовыми залежами, дайками диабазов, долеритов, нефелиновых долеритов, фонолитов, трахитов, ортофиров.

Базальты и диабазы нормальной и несколько повышенной щелочности — наиболее распространенные породы формации. Минералогический состав их: плагиоклазы (лабрадор-битовнит), пироксен (авгит, титанавгит), оливин. В субщелочных базальтоидах присутствует щелочной полевой шпат в виде каевок вокруг плагиоклазов и в промежутках между ними.

Трахибазальты, трахиандезито-базальты и эссекситы отличаются от известково-щелочных базальтоидов повышенным содержанием щелочей,

что минералогически выражается в развитии калиевого полевого шпата в основной массе, антипертита, иногда олигоклаза и эгирин-авгита. В составе этих пород не обнаружено нефелина и лейцита или продуктов их разложения [55].

По петрохимическому составу породы формации, по мнению всех исследователей, представлены двумя типами: щелочноземельным, наиболее распространенным, и щелочным — субщелочным, на долю которого приходится не более 5—10%. Щелочноземельные и щелочные базальтоиды относятся к калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-2,5$; $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2=1-2$) и натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>4$; $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2<0,8$) сериям, в которых содержание калия всегда меньше, чем натрия, и варьирует от десятых долей до 3—3,5%, а натрия — от 2,5 до 6, реже до 9%. Очень высокая дисперсия щелочных элементов характерна для базальтов, а сравнительно устойчивые содержания их — для более кремнекислых пород (см. рис. 57, А). По количеству фемических компонентов эффузивы относятся к мелано- и мезократовому типам с низкой и высокой глиноземистостью [55].

Из этого краткого описания и широко известных опубликованных работ алтайских геологов видно, что дацитито-андезито-базальтовая и андезит-базальтовая формации Казахстана и Алтае-Саянской области обладают многими чертами сходства в строении и составе, но вместе с тем имеют существенные специфические различия. Общим для формаций этих регионов является петрографический состав — от базальта до дацита, от щелочноземельного до субщелочного (и щелочного в Минусинском прогибе). Характерно и симптоматично, что переходы между этими крайними типами всегда постепенные, со всеми промежуточными разностями. Иначе говоря, эти формации не имеют узкой петрохимической специализации и в них в разных соотношениях находятся известково-щелочные и субщелочные производные единой генетической серии. Сравнение графических характеристик (см. рис. 56, 57) составов пород формаций показывает, что базальт-дацитовая ассоциация Центрального Казахстана в целом более кремнекислая (андезито-базальт — андезит) с несколько повышенным уровнем общей щелочности, что прежде всего выражается в примерно равных соотношениях известково-щелочных и субщелочных пород. В формациях Алтае-Саянского региона субщелочная составляющая сравнительно мала, особенно в Туве, но намного больше меланократовых оливиновых и пироксеновых базальтов.

Сравнив конкретные формации частных структур Казахстана и Алтае-Саянской области, нетрудно установить формационные гомологи, которые существуют, несмотря на общетоновые различия. Формация Мынаральского, юго-восточной части Жалаир-Найманского грабенов и Селетинской впадины одинакова с формацией Кузнецкого прогиба. Это щелочноземельная ассоциация с резко выраженной натриевой специализацией. Базальтовая формация Минусинской структуры сопоставима по минерало-петрографическим и петрохимическим особенностям со среднедевонской формацией Кендыктаса и Киргизского хребта в Казахстане.

АНДЕЗИТО-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ РАННЕГО—СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Эта формация выделяется в Горном и Монгольском Алтае, Центральной и Северной Монголии. Большинство исследователей относит к ней ассоциацию андезитов, дацитов и липаритов с переменным количеством субщелочных пород аналогичного состава. Вулканические отложения обычно включают пласты и маломощные пачки терригенных пород субаэрального или субаквального происхождения, количество которых

ничтожно и резко увеличивается только в зонах замещения молассой (вулканогенно-терригенная формация).

В Горном Алтае андезито-липаритовая формация распространена в Уйменско-Лебедском, Ануйско-Чуйском и Коргонском синклинориях, местами на Холзунско-Чуйском антиклинории и Теректинском горсте [88, 121]. Иногда она подразделяется на две самостоятельные формации: нижнюю, андезитовую, и верхнюю, липаритовую [65].

В *Уйменско-Лебедском синклинории* формация развита ограничено и на большей части замещена существенно терригенной вулканогенно-осадочной ассоциацией среднего девона. Вулканогенные отложения залегают в центральной части синклинория несогласно на морской молассе нижнего девона. Формация представлена, по данным В. Н. Пилипенко [113], толщей переслаивающихся андезитов и туфов (500 м) внизу и андезитов, липаритов и их туфов сверху (630 м). Андезитов в 2—3 раза больше, чем липаритов, туфов — чем лав. Между этими толщами расположены морские терригенные отложения мощностью 1300 м.

В *Ануйско-Чуйском синклинории* андезито-липаритовая формация с размывом перекрывает прибрежную пестроцветную молассу нижнего девона. В разрезе ее в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба (р. Урсун) отчетливо выделяются три взаимосвязанные толщи мощностью до 5 км. Нижняя толща образована частым переслаиванием лав, туфов, туфовых брекчий андезитового состава и сероцветных песчаников, средняя — многократным чередованием лав и туфов андезитов с фельзит-порфирами, фельзитами, кварцевыми порфирами и редко туфами, верхняя — лав и туфов липаритового состава с пачками песчаников и алевритом. Вулканогенные отложения формации замещаются на северо-западе прогиба песчано-алевритовыми осадками с небольшими пачками фельзитов, а на юго-востоке они включают только фельзиты и их туфы мощностью до 800 м.

В *Коргонском синклинории* описываемая формация имеет более однообразный состав [121]. В нижней части обособляется толща туфовых брекчий, лав, туфов и игнимбритов (700 м), в верхней — несколько сложнопостроенных переслаивающихся пачек туфов, игнимбритов, лав и лавобрекчий (600 м) липаритового состава.

Петрографический состав андезито-липаритовой формации Горного Алтая сравнительно простой. Андезиты представлены пироксеновыми и амфиболовыми разновидностями с переменным количеством андезина и олигоклаза-андезина. Кварцевые порфиры — это породы с небольшим количеством (10—15%) вкрапленников кварца, ортоклаза, плагиоклаза в массивной (афанитовой) или флюидальной основной массе. Фельзиты по составу отвечают дацитам и липаритам. Они массивные, флюидальные или шаровые, кварц-полевошпатового состава с криптокристаллической структурой. Лавы андезитового и кислого состава почти всегда сочетаются с туфами, туфобрекчиями, реже игнимбритами. Вулканокластические породы распространены очень широко в разрезе и по площади развития формации. По химизму они близки лавам андезитового, дацитового и липаритового состава.

Андезито-липаритовая формация составляет непрерывный ряд: андезит — липарит — трахиандезит — трахилипарит, т. е. породы принадлежат к известково-щелочной и субщелочной сериям (рис. 58, Б). Андезиты калиево-натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1\text{—}3,5$) с большой дисперсией калия и высокой глиноземистостью ($al'=1,4$). В дацитах и липаритах щелочноземельного ряда ($K_A=0,75$) натрий преобладает или близок по содержанию к калию, но в трахилипаритах ($K_A=1$) количество калия резко возрастает (4—7%) и падает содержание натрия (рис. 59, А).

В *структурах Монголии* андезито-липаритовая формация описана

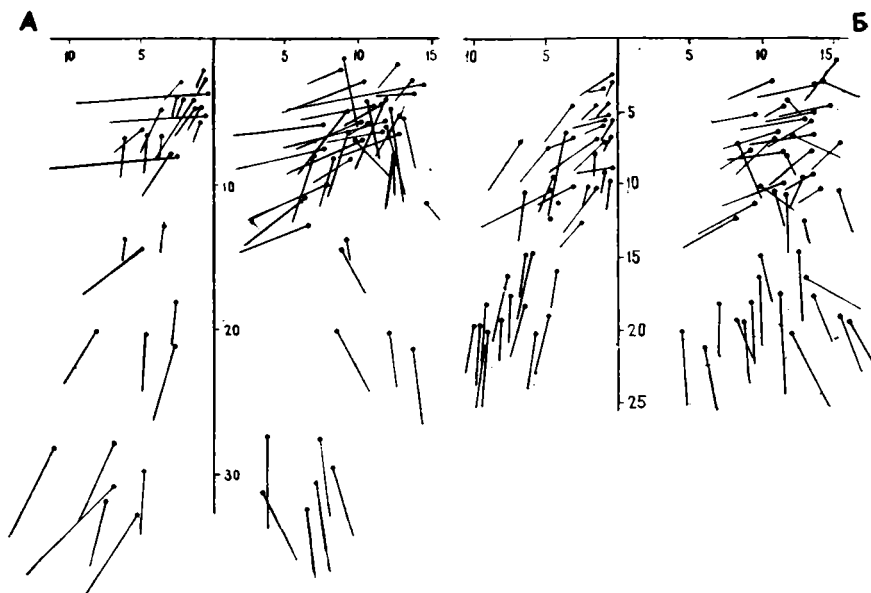


Рис. 58. Петрохимические диаграммы пород среднего девона Рудного (А) и Горного (Б) Алтая

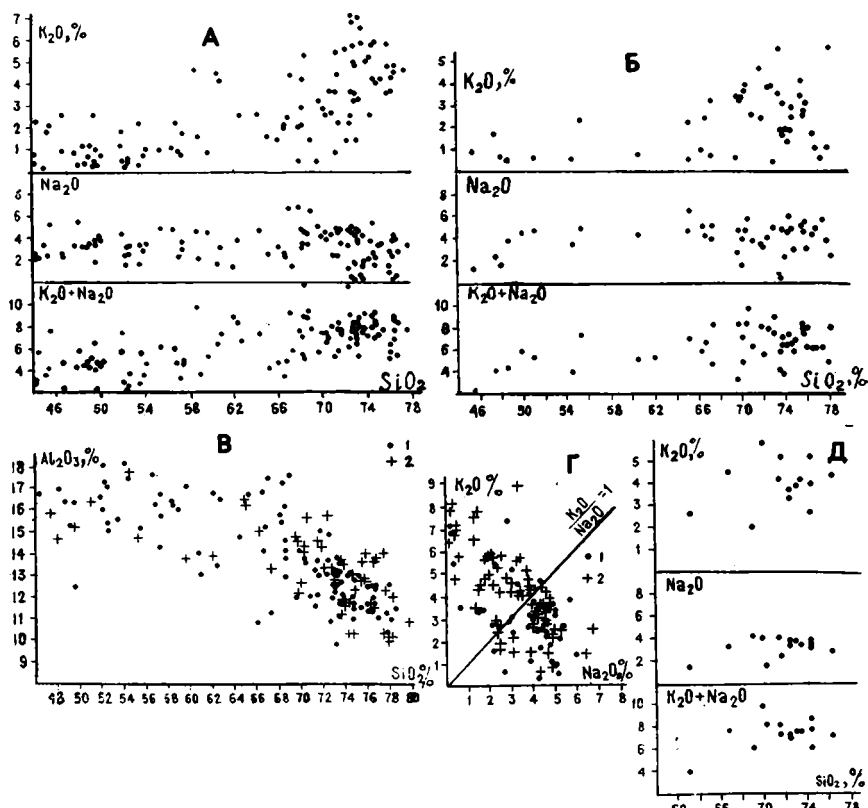


Рис. 59. Соотношение окислов в породах среднего девона Горного (А) и Рудного (Б) Алтая; В, Г — Рудного (1) и Горного (2) Алтая; Д — Северной Монголии

В. А. Благонравовым, Л. П. Зоненшайном, И. Б. Филипповой, Б. Лувсанданзан, В. А. Амантовым [34]. Она выделяется в Монгольско-Алтайской, Делюно-Сагсайской и на юго-западе Хархиринской зон, а также во впадинах Центральной и Северной Монголии. Формация залегает несогласно на нижнем ордовике, иногда на силуре, перекрыта повсеместно живетским ярусом.

Андезито-липаритовая формация в ряде зон делится на две части: в нижней преобладают эффузивы среднего состава, в верхней — кислого. В других же зонах или структурах такая последовательность не выдерживается. В Монгольском Алтае низы формации представлены переслаиванием андезитов, их туфов и туфобрекчий, средняя часть сложена лавами, туфами и брекчиями ортофиоров, верхняя — массивными и флюидальными липаритами с пластами туфопесчаников и туфобрекчий мощностью 750—900 м.

В Делюно-Сагсайской зоне формация состоит из трех толщ. В нижней и верхней отмечается переслаивание конгломератов, гравелитов и туфопесчаников с лавами кислого и туфами среднего состава. Средняя образована пачками андезитов и литокластических туфов, фельзитами, липаритами с горизонтами туфов, лавобрекчий, дацитов и туфопесчаников. Мощность 1200—1500 м.

На юго-восточном окончании Хархиринской зоны формация залегает на морских карбонатно-терригенных отложениях нижнего девона — эйфельского яруса и замещается в северном направлении живет-франской песчанико-алевролитовой и черносланцевой толщами, а на юго-востоке — карбонатно-терригенными отложениями. Она состоит, по Н. Г. Марковой [34], из двух частей. Нижняя представлена чередованием в разрезе пачек дацитов, песчаников, туфов кислого и среднего состава, андезитов, липаритов и фельзитов. Верхняя толща — это однообразные красно-фиолетовые флюидальные липариты и их туфы (1000 м).

В Северо-Монгольской области андезито-липаритовая формация слагает многочисленные мелкие наложенные впадины и, по-видимому, вулкано-тектонические структуры, налегающие резко несогласно на венд — нижний кембрий и в отдельных случаях — на нижний силур. Перекрывается трансгрессивно живетским ярусом.

Разрезы каждой частной структуры своеобразны и специфичны, но основные формационные признаки прослеживаются всюду. Это, во-первых, почти всегда двучленное строение: нижняя часть существенно андезитовая с пачками карбонатно-терригенных пород, а верхняя — липаритовая, дацитовая или трахилипаритовая. Во-вторых, в формации преобладают породы лавовой фации, пирокластических отложений значительно меньше и только в отдельных местах отмечаются скопления туфов, туфобрекчий и игнимбритов. Мощность формации в различных впадинах от нескольких сот до 1200—1500 м.

В состав формации входят андезиты, дациты, липариты, меньше трахиандезиты, трахилипариты и ортофиры. Андезиты чаще всего плагиоклазовые (андезин № 35—45) с незначительным количеством пироксена или опациitized роговой обманки и биотита. Липариты и дациты состоят из кварца, калишпата и олигоклаза, иногда присутствуют биотит, роговая обманка, редко пироксен. В трахилипаритах вкрапленники представлены только полевыми шпатами, в основной массе развит еще и кварц.

Петрохимические данные по вулканитам девона Монголии скудны (см. рис. 59, Д). В. А. Благонравов [33] отмечает, что вулканиты кислого ряда близки липариту и дациту по Р. Дэли. Некоторые породы по щелочности приближаются к трахилипаритам. Содержание калия равно или больше, чем натрия.

КОНТРАСТНАЯ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Ассоциация выделяется в западной, юго-восточной и восточной зонах Тувы, на востоке Минусинского прогиба и в Рудно-Алтайской зоне. В литературе она известна как андезито-риолитовая ассоциация [111], порфировая [94, 96], трахиандезит-липаритовая [55], кварц-кератофировая [59], липаритовая морская [96] формации или базальт-андезит-липаритовая серия [56]. По мнению всех исследователей, главным формационным признаком ассоциации является контрастный базальт-липаритовый состав, причем липаритов всегда во много раз больше, чем базальтоидов.

В *западной и восточной зонах Тувинского прогиба* андезито-базальт-липаритовая ассоциация залегает несогласно на верхнем ордовике или силуре и перекрывается несогласно среднедевонской пестроцветной молассой. Она состоит, по данным В. В. Параева [111] и др., из туфов, лав и игнимбритов липаритов и дацитов-липаритов, лав и очень редко туфов базитов, туфогенных песчаников и вулканомиктовых конгломератов. Количественные соотношения базитов и липаритов крайне изменчивы на отдельных участках, но в целом первых не более 20%. Они присутствуют на разных уровнях разреза, однако чаще встречаются в нижней и верхней частях ассоциации. Базальты и диабазы обычно образуют сочетания с андезитами или туфогенными терригенными породами. Липариты тесно связаны в разрезах с фельзитами, дацитами, трахилипаритами и пирокластолитами. Разнообразные сочетания туфолав и игнимбритов между собой и с лавами липаритового и дацитового состава на 80% образуют ассоциацию и определяют ее формационное «лицо».

Базальты и андезито-базальты — это пироксен-плагиоклазовые, обычно безоливиновые породы с вкрапленниками лабрадора, иногда битовнита, авгита и пижонит-авгита. Оливин присутствует чаще всего в диабазах субвулканической фации и редко в лавах. Андезиты сложены андезином и меньше лабрадором, моноклинным пироксеном, которые развиты во вкрапленниках и в основной массе. Лейсты плагиоклаза основной массы почти всегда замещены альбитом, авгит-продуктами его разложения. Лабрадоровые порфиры выделяются по крупным (1—2 до 3—4 см) кристаллам лабрадора, замещенного по краям кислым плагиоклазом. Эти породы имеют разный состав — от кислого базальта до андезита.

Дациты, липариты, фельзит-порфиры и субщелочные разности их с повышенной щелочностью и туфы такого же состава характеризуются кварц-калишпат-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников в порфировых породах и кварц-полевошпатовым составом основной массы. Иногда во вкрапленниках присутствует измененный биотит и роговая обманка.

На *восточном борту Минусинского прогиба* андезито-базальт-липаритовая ассоциация залегает резко несогласно на нижнем кембрии и перекрывается пестроцветной молассой среднего девона. А. А. Москаковский [94, 96] считает эту ассоциацию (порфировая формация) близкой по возрасту трахибазальтовой формации запада Минусинского прогиба. В. П. Ковалев [55] доказывает, что она располагается стратиграфически выше раннедевонской базальтовой формации и наблюдаемая пространственная разобщенность их объясняется разной глубиной эрозионного среза. Ассоциация наиболее полно представлена в Амыл-Кандатской шовной структуре на юго-западном склоне Восточно-Саянского поднятия. Она тесно связана здесь с ранне-среднедевонскими интрузиями щелочных гранитоидов и сиенитов, по-видимому, комагматичных эффу-

живам кислого состава, на что указывают пространственно-временные связи и петрогеохимические признаки.

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация образована лавами и туфами кислого, среднего и основного состава с небольшим количеством красноцветных терригенных отложений. Количественные соотношения вулканитов разной кислотности и их последовательность в разрезе крайне изменчивы. Выделяются участки, где внизу ассоциации залегают мощные пачки базальтоидов, а верхняя часть сложена липаритами и ортофирами, на других наблюдается обратная последовательность в размещении эффузивов, на третьих — чередование их в разрезе. В отдельных случаях вулканиты представлены только кислыми и субщелочными лавами и туфами. Мощность ассоциации от первых сотен до 2500 м.

Петрографический состав ассоциации пестрый: базальты, диабазы, андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, лабрадоровые порфиристы, кварцевые порфиры, плагиопорфиры, фельзиты, кератофиры, ортофиры и трахиты. С эффузивами кислого состава тесно связаны разнообразные туфы, игнимбриты, игниспумиты, туфо- и лавобрекчии, туфолавы (до 90% мощности), среди которых преобладают литокристаллокластические и пепловые туфы [55].

Минералогический и петрохимический состав вулканитов ассоциации близок породам восточной Тувы. Следует лишь отметить, что в группе базальтов распространены щелочноземельные безоливиновые разновидности с моноклинным пироксеном, а в группе кислых вулканических пород значительно больше трахитов и ортофиров, чем в ассоциации Тувы.

На *Рудном Алтае* андезито-базальт-липаритовая ассоциация выделяется многими исследователями в эйфельско-раннефаменскую кварц-кератофировую формацию собственно геосинклинальной стадии [59, 60, 61]. А. А. Моссаковский [96] считает ее морской липаритовой формацией орогенного этапа поздних каледонид Алтае-Саянской области. Эта же точка зрения нашла отражение и на тектонической карте Северной Евразии. Таким образом, вопрос о формационной принадлежности девонских вулканитов Рудного Алтая не имеет однозначного решения.

Анализ материалов геологов Алтая приводит к выводу о том, что «кварц-кератофировая формация» в Рудно-Алтайской, Иртышской и Южно-Алтайской зонах представляет собой абстрактную, разновозрастную парагенетическую ассоциацию отложений со сходным составом и строением. Вулканогенные образования андезито-базальт-липаритового состава расположены в вертикальных формационных рядах Рудно-Алтайских зон на четырех уровнях: раннедевонско-эйфельском, эйфельском, позднеживетско-франском и позднедевонском. Вполне вероятно, что они принадлежат к разным формационным типам и поэтому ниже рассматривается только среднедевонская ассоциация Рудно-Алтайской зоны.

Ассоциация залегает трансгрессивно на нижнем палеозое и перекрывается согласно морскими песчано-алевролитовыми отложениями живетского яруса. Нижняя часть ассоциации сложена лавами, лавобрекчиями, туфами и вулканическими брекчиями липаритового и дацитового состава с прослоями туфопесчаников, алевролитов и известняков (лениногорская, крюковская, ревнюшинская свиты). В вулканитах первых двух свит очень низкое содержание щелочей (2—3,5%, $K_A = 0,2—0,3$) и калий преобладает в 2—3 раза над натрием, в третьей содержание натрия выше, чем калия ($Na_2O/K_2O = 2,7$), и значительно больше щелочей (6,3%, $K_A = 0,6$). Средняя часть образована андезитами, лавобрекчиями и туфами, алевролитами и известняками. В небольших количествах развиты липариты и туфы кислого состава. Общая щелочность андезитов близка к нормальному содержанию, натрия в 2 раза больше, чем калия. С эффу-

живной фацией тесно связаны субвулканические диабазы и габбро-диабазы. Верхи ассоциации представлены лавобрекчиями, лавами и туфами кислого состава с горизонтами андезитов и базальтов, прослоями алевролитов и песчаников (успенская свита). Липариты верхней части низкощелочные ($4,5\%$, $K_A=0,4$), содержания калия и натрия примерно одинаковы [37]. Кислые породы ассоциации включают кварцевые и бескварцевые липариты, плагиолипариты и дациты [59]. Кератофиры — продукты умеренной, а альбитофиры — интенсивной альбитизации липаритов и дацитов. Плагиолипариты — первично-магматические породы, указывающие на повышенную натриевость расплавов.

Андезиты, базальты и диабазы — обычно порфировые породы с фенокристами лабрадор-битовнита, авгита, реже пижонита, клиноэнстатита, амфибола. Трахибазальты кроме плагиоклаза содержат калишпат в виде мелких реликтов в основной массе. Все базальтоиды, как правило, безоливиновые породы с нормальным содержанием щелочей, богатые железом, магнием и кальцием.

В. С. Кузечный [59] показал, что в разных районах Рудно-Алтайской зоны набор главных компонентов ассоциации неодинаков. В Алейском ареале — это липариты и базальты, в Синюшинском — липариты, дациты и андезиты, в Южно-Алтайском — андезиты и липариты. Различны также и петрохимические признаки вулканических образований: уровень щелочности, глиноземистости и щелочная специализация (натриевая в вулканитах Рудно-Алтайских ареалов и существенно калиевая на Южном Алтае, см. рис. 58, 59). Петрохимические различия обычно объясняются причинами фациального и провинциального характера, а также глубиной залегания каледонского субстрата, направленностью тектонических движений и т. д. Немаловажное значение имеют, по-видимому, и аутометасоматические процессы, особенно альбитизация [59].

Анализ петрографо-петрохимического материала показывает, что андезито-базальт-липаритовые ассоциации Алтае-Саянского и Центрально-Казахстанского регионов идентичны по основным формационным признакам, хотя и обладают в каждом конкретном случае специфическими особенностями (см. рис. 58). Ассоциациям этих регионов свойственны контрастность (полярность) состава вулканических образований, резкое преобладание липаритов над базальтоидами и незначительное количество пород промежуточного между ними состава (см. рис. 59). При сопоставлении ассоциации с образующими ее формационными типами становится очевидным, что кислые по составу компоненты являются гомологом липаритовой, а средне-основные — андезито-базальтовой формаций. Формационная принадлежность немногочисленной группы пород переходного состава, особенно андезито-дацитов и дацитов, по петрохимическим признакам не может трактоваться однозначно, хотя по геологическим данным устанавливается обычно сравнительно легко.

Общие сопоставления. Сравнительный анализ изложенных данных по девону Казахстана, материалов А. А. Моссаковского [94, 95, 96], И. В. Луцицкого [70—72], В. Г. Тихомирова [123, 124], В. П. Ковалева [55], В. С. Кузечного [59, 60], В. В. Параева [111] и многих других позволяет сделать следующие обобщения.

Формации и ассоциации вулканических пород девона Казахстанского и Алтайско-Монгольского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса принадлежат к андезито-базальтовой (или базальтовой), андезито-липаритовой и липаритовой формациям. Контрастная ассоциация, по мнению большинства исследователей, является гетерогенной и представляет собой сочетание двух формационных типов. Эти вулканические формации и определяют формационную сущность орогенного этапа развития геосинклинальных областей Урало-Монгольского пояса. Формации

щелочных вулканитов с фельдшпатоидами и щелочными темноцветными минералами развиты на территории пояса крайне ограниченно и представлены единичными мелкими проявлениями щелочных базальтоидов в Казахстане (ишимский комплекс), Киргизии ($D_2gv?$) и в Западных Саянах.

В девонских орогенных формациях и ассоциациях Урало-Монгольского пояса типичными и наиболее распространенными являются две самостоятельные серии дацито-андезито-базальтового и дацито-липаритового состава комбинированного щелочноземельно-субщелочного типа. Среди базальтоидов преимущественно развиты «нормальные» безоливиновые лейко- и мезократовые базальты и андезиты-базальты с изменчивым количеством глинозема и щелочей. Подавляющая часть базальтов, андезитов-базальтов и андезитов — это умеренно- и высокоглиноземистые породы с нормальным и повышенным содержанием щелочей. Избыток глинозема в вулканитах этой группы является, по-видимому, одной из основных причин отсутствия щелочных темноцветных минералов. Повышение щелочности в высокоглиноземистом базальтовом расплаве неизбежно приводит к широкому развитию кислых и средних плагиоклазов и калиевых шпатов и в конечном итоге субщелочных пород. Очевидно, этим обусловлено тесное сочетание во времени и в пространстве нормально-щелочных и субщелочных дифференциатов. Эта группа пород дополняется оливиновыми базальтами обычно натриевого типа в Тувинском и на западе Минусинского прогибов, в осевой части Шидертинского, на юго-востоке Жалаир-Найманского и в Мынаральском грабенах, а также на некоторых участках Предчингизья. Щелочные породы в описываемой ассоциации отсутствуют, а известные уникальные проявления щелочных базальтоидов, лейцитов, фонолитов и щелочных трахитов в Казахстане принадлежат к иному формационному типу.

Вулканиты среднего и кислого состава андезитов-базальтовой формации представлены повсеместно андезитами, дацитами, редко липаритами и субщелочными производными аналогичного состава. Они развиты в андезитов-базальтовой формации Центральной Тувы [111, 121], в Кузнецком и Минусинском прогибах, но больше всего в дацито-андезито-базальтовой формации Центрального Казахстана. Андезиты постепенно переходят в андезиты-базальты или в дациты с изменением уровня кремнекислотности, а парагенезис типоморфных минералов часто не изменяется. И. В. Лучицкий [70—72], В. П. Ковалев [55] указывают, что «лабрадорные порфиры» Минусинского прогиба имеют переменный состав от андезитов-базальтов до андезитов и характеризуются вкрапленниками плагиоклазов (№ 65—40), моноклинного пироксена и редко оливина. «Плагиоклазовые порфиры» с мелкими фенокристами плагиоклазов и моноклинного пироксена, согласно В. П. Ковалеву, отвечают по составу базальту — дациту с нормальной и повышенной щелочностью.

Аналогичные переходные типы пород широко распространены в Казахстане. «Эвпорфиры» андезитов-базальтового и андезитового состава с крупными вкрапленниками лабрадора — андезина являются типоморфными породами дацито-андезито-базальтовой формации Шидертинского, Селетинского и Жалаир-Найманского синклиналиев. Связующим звеном между средними и кислыми по составу вулканитами являются андезиты-дациты, которых в формациях Казахстанского и Алтайско-Монгольского сегментов значительно меньше, чем андезитов, но больше, чем дацитов и дацито-липаритов. Они слагают на отдельных участках (юго-восточное крыло Шидертинского, на северо-западе Жалаир-Найманского и др.) мощные (до 200—400 м) пачки в верхней части разреза и являются одним из основных компонентов формации. Как и для дацитов, для них характерно появление вкрапленников роговой обманки, биотита и кали-

шпатов, особенно в субшелочных разностях. Тенденция к накоплению калия в кислых дифференциатах формации свойственна вулканитам Центрального Казахстана, Тувы и Предсаянья (рис. 60; см. рис. 34, 57).

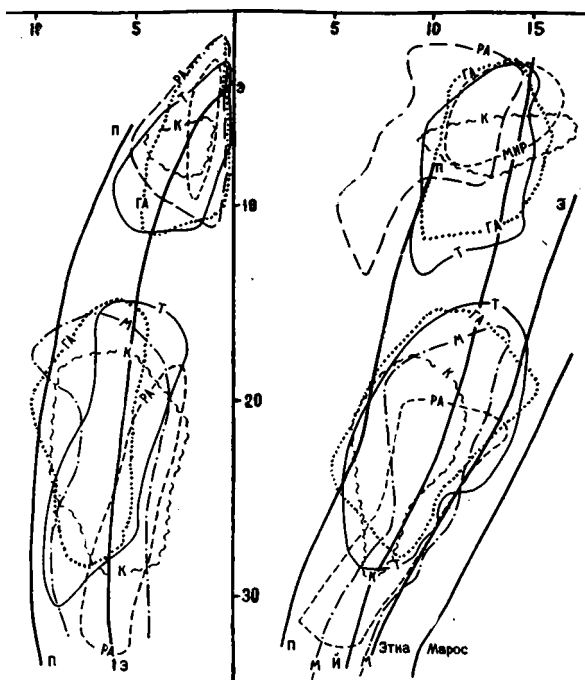


Рис. 60. Петрохимическая диаграмма пород вулканогенных формаций Алтае-Саянской области

РА — Рудный Алтай; ГА — Горный Алтай; Т — Тува; МНР — Монголия; К — Кузнецкий прогиб; М — Минусинские впадины

Пространственное размещение дацито-андезито-базальтовой (и базальтовой) формации в основных структурных элементах Казахстанского и Алтае-Саянского регионов указывает на отсутствие прямых причинно-следственных и структурных связей с предшествующим развитием и структурой фундамента, на что обратил внимание В. Г. Тихомиров [122]. Эта формация со значительным количеством меланократовых натриевых (толеитовых) оливиновых базальтов присуща центральной зоне (грабену) Тувинского прогиба, Жалаир-Найманскому, Мынаральскому, Шидертинскому грабенам — структурам длительного и преемственно-унаследованного развития. Такая же ассоциация эффузивов развита в Рыбинской, на западе Минусинских и на юго-западе Кишкенесурской впадинах — структурах, наложенных, как известно, на раннекаледонский цоколь и докембрийское основание. Это хорошо согласуется с давно известными представлениями о том, что проявления базальтового вулканизма на континентах практически не зависят от состава, строения и структур (прогибов, поднятий) литосферной оболочки Земли.

Дациито-липаритовая серия девона распространена в Урало-Монгольском складчатом поясе значительно шире, чем андезито-базальтовая. Она слагает обширные площади в Центральном Казахстане и на Алтае, многочисленные вулканотектонические структуры в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Саяно-Северо-Монгольской областях. Дацииты и липариты в одних структурах тесно переплетаются с андезитами, обра-

зую андезит-липаритовую формацию, в других слагают мощные туфолоавовые толщи с незначительным количеством андезитов или без них (собственно липаритовая формация).

Этот формационный тип представлен в Урало-Монгольском поясе двумя подтипами или разновидностями с одинаковым составом вулканитов. Первый подтип — лавовый с подчиненным количеством вулканокластических пород. Ведущее значение имеют фельзиты, липариты и плагио-липариты, альбитофиры, лавобрекчии, туфолавы и субвулканические образования; второстепенное — литокластические и литокристаллотуфы, игниспумиты, агглютинаты и вулканомиктовые терригенные породы. Этот подтип липаритовой формации свойствен Центрально- и Северо-Монгольской, Горно-Алтайской, Чингиз-Тарбагатайской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатым областям. Образование вулканогенных отложений обычно связано с деятельностью небольших вулканических построек (горы Машан на Чингизе), осложненных многочисленными субвулканическими штоками, кольцевыми и радиально-концентрическими дайками, силлами и мелкими телами гранитоидов пестрого состава (до щелочного).

Второй подтип липаритовой формации — игнимбрит-кристаллотуфовый с небольшим количеством лав и других вулканических и вулканогенно-терригенных отложений. Для него характерны широкое площадное распространение разнообразных туфов и игнимбритов, главным образом на крупных изометричных или овальных сводовых поднятиях, выдержанный состав и большой градиент мощностей вулканических фаций, вулканы центрального и, по-видимому, ареально-трещинного типа, вулканические нагорья, кальдеры и депрессии сводовых обрушений и проседаний. Формация тесно связана во времени и в пространстве с комагматическими приповерхностными плутонами лейкократовых гранитов и образует вместе с ними вулканоплутонический пояс Центрального Казахстана — уникальную орогенную тектоно-магматическую структуру каледонид. Эта формация возникает при специфическом тектоническом режиме на гомогенизированном основании и не повторяется во времени на площади той или иной структурно-формационной зоны (в отличие от липаритовой первого подтипа, базальтовой, молассовой и др.).

Петрографо-петрохимические признаки обоих подтипов липаритовой формации во многом сходны. Петрографический состав их: дацит, дацито-липарит, липарит нормальной и повышенной (субщелочные) щелочности. Основное минералого-петрографическое различие заключается в том, что породы первого подтипа (лавового) в основном афировые (афанитовые) или лейкопорфировые с мелкими и редкими вкрапленниками кварца и (или) полевых шпатов, второго — порфировые с крупными и многочисленными (до 50—60% в кристаллотуфах) кристаллами типоморфных минералов.

Липаритовые формации Казахстанского и Саяно-Северо-Монгольского сегментов являются совместно развитыми ассоциациями щелочно-земельных и субщелочных серий. Различие заключается только в количественном соотношении тех и других в конкретных формациях частных структур. Липаритовые формации Чингиз-Тарбагатайской, Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Северо-Монгольской областей, Восточных и Западных Саян очень похожи между собой по основным петрохимическим характеристикам и являются, по-видимому, гомологами. В формациях этих областей преобладают породы субщелочной серии, в одних из которых несколько выше удельная доля калия (Кендыктас, Улутау, Чуйский блок, Северная Монголия), в других — натрия (Чингиз, Западные Саяны). Характерны одинаково выраженная отрицательная связь глинозема

с кремнекислотой, прямая корреляция глинозема с натрием и обратная с калием, а также близкая агапайность пород.

Липаритовая формация вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана представлена щелочноземельной и субщелочной сериями, которые находятся примерно в равных соотношениях. По этому признаку, а также по характеру распределения и вариации глинозема она похожа на вулканические образования Восточной Тувы и Горного Алтая, но по остальным формационным характеристикам существенно отличается от них.

Андезито-базальт-липаритовая ассоциация вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана коррелируется по основным формационным признакам с ассоциацией среднего девона Рудно-Алтайской зоны, нижнего — среднего девона юго-восточной зоны Тувы и восточного борта Минусинского прогиба. Ассоциации свойственны контрастность состава, преобладание липаритов над базальтоидами, в кислом типе пород — пирокластических, а в основном — лавовых накоплений. Характерно широкое площадное развитие литокристаллотуфов и игнимбритов в парагенетической ассоциации с гранитоидами.

Петрохимическими и геохимическими исследованиями доказано, что описываемая ассоциация — это сочетание двух формаций: андезито-базальтовой (или базальтовой) и липаритовой [4, 42, 44, 55, 59, 78, 94, 96, 102, 108, 131, 148 и др.]. Кроме того, установлено, что состав пород ассоциации существенно изменяется в разных структурах, отличаясь главным образом по типу и уровню щелочности. Базальтоиды, дациты и липариты ассоциации Центрального Казахстана представлены известково-щелочной и субщелочной сериями, причем в группе базальта породы существенно натриевые, а в группе дацита — липарита калиевые. В ассоциации Восточных Саян с такой же петрохимической специализацией присутствуют и щелочные эффузивы (комендиты, пантеллериты). Ассоциация восточной зоны Тувы по уровню щелочности и характеру поведения натрия и калия идентична вулканитам Центрального Казахстана.

Ассоциация Рудного Алтая резко отличается от остальных очень низкой общей щелочностью и натриевым уклоном состава вулканитов. Специфика химизма и природа натрия в вулканических породах объясняются исследователями по-разному. Большинство связывают это с метасоматическими процессами регионального (общеалтайского) или внутриаппалачского (поствулканического) метаморфизма. Анализ данных по вулканизму Центрального Казахстана, где довольно широко развиты участки локальной альбитизации, пропилитизации и вторичные кварциты (район гор Кайдаул, Семизбугу, Аршаты и др.), и сопоставление их с материалами по Рудному Алтаю подтверждают более всего аутометасоматическое изменение пород в узлах активного вулканизма и эпивулканических процессов. Следует напомнить, что специфический химизм пород в определенной мере обусловлен, по-видимому, и морскими условиями образования рудно-алтайской ассоциации. Это предположение косвенно подтверждается увеличением содержания щелочей, особенно калия, при смене условий (морских наземными) формирования ассоциации по направлению от Рудного к Горному Алтаю, а иногда и в Рудно-Алтайской зоне (Лениногорский район и др.) [59].

При сопоставлениях конкретных формаций можно отметить, что возрастными и формационным аналогом рудно-алтайской ассоциации является, видимо, в Центральном Казахстане эйфельская базальт-липаритовая ассоциация Спасской и Акбастауской зон и Космурунского синклинория в Предчингизье.

Глава 3

ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ

Проблема связи тектоники и магматизма среднего палеозоя геосинклинально-складчатых областей является наиболее сложной и дискуссионной в геологии Казахстана. В этой проблеме много аспектов. Одни относятся к петрологии и связаны непосредственно с вопросами происхождения магмы, другие — к исторической и структурной геологии. Имеющийся фактический материал дает возможность рассмотреть наиболее полно следующие вопросы: 1) сущность орогенного этапа, отношение его и связь с предшествующим геосинклинальным развитием; 2) основные структурные элементы орогенного этапа; 3) магматизм и осадконакопление орогенных областей.

ОРОГЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ КАЗАХСТАНА

В эволюции разновозрастных складчатых систем палеозоя выделяется и в определенной мере обособляется весьма своеобразный этап (режим), структурно-формационные комплексы которого качественно отличаются как от предшествующего, собственно геосинклинального, так и от последующего, платформенного, комплекса. Этот этап развития каледонских областей Казахстана, юга Сибири и Монголии А. А. Богданов [20, 21] назвал орогенным, М. В. Муратов [97], Н. Г. Маркова [86] — заключительным геосинклинальным, О. А. Мазарович [82] — этапом посткаледонской активизации, Н. А. Крылов и др. [63] — переходным и т. д. Такое количество разных названий одного и того же геотектонического явления объясняется различными методическими подходами исследователей, а также многообразием форм выражения этого явления. Очевидно, необходимо принять один из предложенных терминов, который отражал бы в наибольшей мере сущность, качественные признаки и особенности рассматриваемого этапа. Таким термином, на наш взгляд, является термин А. А. Богданова [32].

Истоки, основные направления в развитии и современное состояние проблемы орогенного этапа палеозойских геосинклиналей обстоятельно исследованы А. А. Моссаковским [95, 96]. Менее полные сведения содержатся в работах Н. П. Хераскова [137], В. Е. Хайна [136], О. А. Мазаровича [82], Ю. Г. Леонова [67, 68] и др. Поэтому ниже будут рассмотрены основные и дискуссионные вопросы: 1) происхождение орогенных образований и их связь с геосинклинальным развитием; 2) характер

перехода от геосинклинального к орогенному комплексу или этапу; 3) объем и границы орогенного структурно-вещественного комплекса; 4) основные тектоно-магматические процессы и явления орогенного периода развития каледонид. Они освещаются на основе данных по каледонидам Казахстана и других регионов Урало-Монгольского складчатого пояса.

Давно сложились и до сих пор отстаиваются исследователями различные точки зрения на происхождение орогенного структурно-формационного комплекса и отношение его к геосинклинальному развитию. Согласно первой, орогенные образования, а следовательно, и этап их формирования не связаны с предшествующим геосинклинальным развитием, т. е. являются «внегеосинклинальными». Орогенез (горообразование) рассматривается в качестве особого и автономного проявления тектонических процессов, охватывающих в определенные периоды (девонский, позднепалеозойский, кайнозойский) различные складчатые области и платформы. В зависимости от того, какие структурные элементы вовлекаются в орогенез, выделяются эпигеосинклинальные, эпи-, ката- и квазиплатформенные, геоантиклинальные, постгеосинклинальные и другие орогенные формации и структуры. Сторонники этого направления отрицают наличие связей между «завершающей» (главной) складчатостью и горообразованием и акцентируют внимание на полигенном характере орогенных отложений и горных сооружений, а также на часто наблюдаемом разрыве во времени между геосинклинальными и орогенными формациями [67, 68, 80, 81].

Исследователи, придерживающиеся второй точки зрения, доказывают геосинклинальное происхождение орогенного комплекса. Орогенный этап при этом прямо связывается с геосинклинальным развитием (заключительный этап, по М. В. Муратову, Н. Г. Марковой и др.), ибо любая геосинклинальная область превращается в конечном счете в складчатую горную систему с характерными структурами, наземным вулканизмом и гранитным магматизмом. Эта концепция в геотектонике нашла широкое признание после фундаментальных исследований А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, их учеников и последователей. Геосинклинальное развитие — это продолжительные и сложно развивающиеся процессы преобразования океанической земной коры в кору континентального типа со сплошным и достаточно мощным гранитно-метаморфическим слоем. В орогенный этап (континентальная стадия), согласно этой концепции, происходит окончательное становление и «дозревание» континентальной коры, и, следовательно, он завершает геосинклинальное развитие складчатой области.

А. А. Моссаковский [96], развивая идеи А. В. Пейве и Н. А. Штрейса, на материалах по палеозойскому магматизму Евразии пришел к выводу о пространственной и генетической связи девонского вулканизма с формированием Казахстанско-Сибирского геосинклинального пояса. Орогенный магматизм, по А. А. Моссаковскому, представлен плутоническим гранитоидным сводовых поднятий и базальто-андезито-липаритовым вулканизмом краевых вулканических поясов и ареалов. Выделенные типы магматизма отличаются формой проявления (плутонической и вулканической), происхождением магматических продуктов, степенью унаследованности петрохимических особенностей от магматических комплексов предшествующего этапа и пород субстрата. Плутонические ассоциации наследуют многие черты и особенности состава более ранних образований, а состав вулканических серий не зависит от особенностей субстрата. Изменение химизма в них прямо связано с расположением разновозрастных эвгеосинклинальных зон, т. е. имеет латеральный характер. В размещении плутонических и вулканических образований

А. А. Моссаковский подметил такую закономерность. Первые развиты во всех складчатых областях, вторые — только в тех из них или их частях, которые непосредственно примыкают к более молодым эвгеосинклинальным зонам. Таким образом, пространственное (структурное) положение вулканических зон и петрохимическую зональность он связывает с развитием герцинских эвгеосинклиналией (Зайсанской и Джунгаро-Балхашской). Близкая точка зрения отражена и в работе Л. П. Зоненшайна [51].

К классу орогенных формаций обычно относят в Алтае-Саянской области все континентальные вулканогенные образования, тесно связанные в вертикальном и латеральном разрезах с молассовыми отложениями (верхняя моласса А. А. Моссаковского). К ним, в частности, причислены базальтовая и субшелочная базальтовая формации Центральной Тувы, Кузнецкого и Минусинского прогибов, мантийное (симатическое) происхождение исходной магмы которых не вызывает сомнений. Орогенная природа базальтовой формации Предсаянья оспаривается В. П. Ковалевым [55]. Среднепалеозойский вулканизм не завершает каледонский магматический цикл, а открывает герцинский тектоно-магматизм.

Концепция о геосинклинальном развитии, согласно которой происходят структурно-вещественные преобразования в земной коре и на месте океанических пространств прошлого формируются складчатые области континентов, получила широкое распространение и в Казахстане [87]. Последовательность и стадийность в качественном изменении геосинклинально-складчатых областей запечатлена в эволюции магматических формаций — единственных прямых и надежных индикаторах формирования земной коры [74, 77]. Г. Ф. Ляпичев [74] развивает следующие положения о закономерностях эволюции магматизма: 1) геосинклинальный магматизм — направленный процесс и характеризуется гомодромной последовательностью формации в вертикальном формационном ряду; 2) формирование континентальной коры заканчивается становлением гранитного слоя; с ним генетически связан гранито-липаритовый магматизм, средний состав продуктов которого отвечает граниту; 3) прогрессивная сиализация коры и кровно сопряженный с нею сиалический магматизм эпизодически нарушаются тектоно-магматическими импульсами, прерывающими гомодромный ход развития вулканизма и вызывающими появление более основных по составу формаций. Андезитовые и базальтовые формации в орогенный период отражают процессы деструкции коры и связаны с «возвратной тектоно-магматической активизацией».

Существующие разногласия о происхождении структурно-формационного комплекса, именуемого орогенным, объясняются главным образом тем, что исследователи по-разному понимают и трактуют само определение «геосинклинальное развитие», или «геосинклинальный процесс». Одни исследователи считают ведущими динамические процессы, т. е. перемещения по вертикали и латерали материальных тел (земной коры, отдельных ее блоков) под действием эндогенных сил со всеми вытекающими геологическими последствиями, другие — материальные, структурно-вещественные преобразования земной коры (океанической в континентальную). Совершенно очевидно, что «преодоление существующих противоречий станет возможным лишь после выработки генетического определения геосинклинального процесса...» [96, с. 24].

С неодинаковым трактованием сущности орогенного этапа в развитии геосинклинально-складчатых областей тесно переплетаются и разногласия об объеме, границах орогенного комплекса (этапа), а также о принадлежности к нему главных типов магматических формаций. К орогенному классу некоторые исследователи относят в каледонидах Евразии морскую и прибрежную молассы верхнего ордовика — силура и

тесно связанные с ними синхронные вулканогенные формации [12, 28, 63, 95, 136, 137]. Считается, что они отвечают раннеорогенной стадии или стадии образования нижних морских моласс. А. А. Моссаковский указывает в то же время на генетическую связь формаций этой стадии с предшествующим (переходным) этапом формирования земной коры. Большинство геологов Казахстана рассматривает молассу верхнего ордовика — силура как формацию этапа инверсии и замыкания геосинклинальных прогибов, а к орогенным относит только красноцветные молассы и вулканические формации девона, в частности андезитовую, андезито-базальтовую, дацито-андезито-базальтовую и базальтовую формации с повышенной щелочностью. Исследователи, занимающиеся изучением девонского вулканического пояса Казахстана, разделяют представления А. А. Богданова и его последователей о дву- или трехчленном строении вулканической колонны, что связывается обычно с эволюцией вулканизма этого пояса, а все вулканические формации его рассматриваются как орогенные или субсеквентные образования.

Г. Ф. Ляпичев [74, 75, 77], В. М. Шужанов [146, 148] собственно орогенными образованиями каледонид и ранних герцинид Казахстана считают только липаритовые формации и комагматичные им гранитоиды, что обосновывается направленным постепенным увеличением во времени роли щелочно-кремнекислых магматических образований в различных зонах каледонид Урало-Монгольского пояса, а также в разновозрастных складчатых областях. Эта петрохимическая тенденция приводит к тому, что в орогенный период образуются известково-щелочная, субщелочная и реже щелочная серии липаритов, дацитов, трахилипаритов и кислых щелочных магматических пород. Образование гранито-липаритовых формаций и ассоциаций связано, вероятно, с «саморазвитием» складчатых областей, или, иначе говоря, с процессами окончательного становления гранитно-метаморфического слоя земной коры. Появление и широкое распространение в орогенный период андезито-базальтовой и базальтовой формаций нарушает направленное (гомодромное) развитие вулканизма и всегда совпадает с началом накопления континентальных моласс трансгрессивного строения и с горообразованием.

Формирование горных сооружений в раннем девоне не является прямым следствием замыкания геосинклинальных прогибов и складчатости. Движения преддевонского времени имели эпейрогенический (колебательный) характер и вызвали общее воздымание и регрессию моря в одних зонах (поздние каледониды Казахстана, Тувы, Северо-Западной Монголии), погружение и трансгрессию в других (Алтай, Хангай-Хэнтэйский прогиб, Бороталинский синклинорий и др.). Горообразование, заложение орогенных впадин и грабенных с андезито-базальтовым вулканизмом в девоне имеют «внегеосинклинальное» происхождение. Эти явления обусловлены одновременным развитием мощных тектонических импульсов, охвативших в девоне почти весь Евразийский материк [15, 67, 68, 81].

Тектонические явления позднесилурийского — раннедевонского времени не только преобразовали континентальные блоки Урало-Монгольского пояса, но и повлияли на развитие герцинских геосинклиналей, древних и молодых платформ [67, 69]. Несомненно, что в данном случае — это отражение деструкции или процессов тектоно-магматической активизации. Этапы активизации в среднем палеозое Казахстана наиболее отчетливо проявились и были зафиксированы коррелятными формациями на следующих уровнях: 1) раннедевонский (андезито-базальтовая и молассовая); 2) среднедевонский (живетские базальтоиды и молассы); 3) позднедевонский (франские молассы и базальты). С этими формациями активизации коррелируются в Алтае-Саянской орогенной области

нижнедевонская базальтовая формация Тувинского, Минусинского и Кузнецкого прогибов, среднедевонские базальтоиды Рыбинской впадины и Рудно-Алтайской зоны и т. д. Е. Е. Милановский [91, 92], обобщив материалы по рифтовым зонам фанерозоя Евразии, пришел к выводу о том, что одна из эпох рифтогенеза приурочена к концу позднего силура — началу девона (Северо-Атлантический пояс каледонид, Днепровско-Донецкая зона и др.). К рифтоподобным структурам этой генерации, по-видимому, следует относить Жалаир-Найманский, Селетинский и Рыбинский грабены, осевую часть Шидертинской, Минусинских и Тувинской впадин, выполненные красноцветными молассами и коррелятными базальтоидами нормально-щелочной, субщелочной и иногда щелочной серии.

Ю. Г. Леонов [68] описал на основании формационного анализа девонских моласс и поверхностей региональных несогласий в каледонидах Евразии три эпохи тектогенеза: позднесилурийско-раннедевонскую, конец раннего — начало среднего и конец среднего — начало позднего отделов девона. При прослеживании краевых, азимутальных, стратиграфических несогласий и литолого-формационных границ выявляются близкие хроностратиграфические уровни фаз тектонической активности и в Казахстане, которые отвечают времени заложения ранне-, средне- и позднедевонских орогенных впадин и грабенов. Очевидно, неидентичное расположение рубежей тектоно-магматической активизации обусловлено в одних случаях неодновременностью проявления тектонических движений в разных орогенных областях каледонид, в других — недостаточной точностью определения их возраста.

Анализ доказательств существующих представлений и изложенных выше материалов показывает, что наиболее обоснованными являются следующие положения:

1. Орогенный этап завершает геосинклинальное развитие каледонских и герцинских областей Казахстана. Он наступает вслед за инверсией геосинклинального режима и замыканием геосинклинальных прогибов.

2. Центростремительное концентрически-зональное закрытие каледонских и герцинских геосинклинальных прогибов обуславливает и соответствующее смещение во времени и в пространстве зон орогенного магматизма, горообразования и литогенеза (молассонакопления). В этом запечатлены причинно-следственные связи между собственно геосинклинальным и орогенным этапами развития геосинклинально-складчатых областей.

3. Орогенный этап охватывает силур и девон* в ранних, поздний силур — девон в поздних каледонидах, живетский и франкий века в тельбесидах (ранних герцинидах) Казахстана. Смена геосинклинального этапа развития орогенным протекает постепенно-прерывисто, без резко выраженных преобразований, скачков и рубежей, что запечатлено в инверсионных и орогенных молассах силура и раннего девона, вулканизме и складчатых структурах.

4. Орогенный магматизм — это липаритовый вулканизм и интрузии гранитоидов — неотъемлемые элементы магмоформационного ряда конкретной орогенной области. Базитовый вулканизм отражает в континентальный (орогенный) период процессы деструкции и не зависит от состояния земной коры той или иной геосинклинальной зоны.

5. Молассовые формации коррелятны горообразованию и возникают при любых рельефоформирующих явлениях как конструктивного, так и

* В складчатых областях Казахстана, не считая поздние герциниды, орогенный период развития прекратился в предфаменское время.

деструктивного характера. Ассоциация молассы с липаритовой формой — показатель орогенического развития складчатой области. Парагенезис молассовых отложений с формой базальтоидов указывает на связь со структурами деструктивного типа, которые возникают в результате проседания грабенов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Широко известным и давно применяемым методом составления тектонических карт и схем тектонического районирования является историко-геологический анализ, при котором устанавливается главная (завершающая) складчатость и фиксируется появление орогенных образований. При таком подходе выделяются области разновозрастной складчатости, в частности, применительно к Урало-Монгольскому поясу — ранне- и позднекаледонской, ранне- и позднегерцинской. В последние годы разрабатывается новый метод районирования по времени формирования коры континентального типа [87, 112].

На территории Казахстана крупные континентальные блоки образовались в конце рифея, ордовике, силуре, девоне и позднем палеозое [87, 90]. Обстоятельный обзор методов и существующих схем тектонического районирования Казахстана приводится в сводной работе А. А. Абдулина [1, 2]. Анализ схем районирования казахстанских палеозойских областей позволил А. А. Абдулину сделать вывод об отсутствии принципиальных различий между ними. Здесь важно подчеркнуть, что независимо от того, какие принципы положены в основу районирования, почти всеми учеными выделяются одни и те же разновозрастные геологические области (зоны), главнейшие рубежи в развитии палеозойского Казахстана, и что ведущим методом исследований является формационный метод. А. Л. Яншин отмечает, что за основу разделения палеозойских областей на каледониды и герциниды принят главным образом «формационный характер девонских отложений» [153].

Тектонисты, независимо от их теоретической платформы, единодушны также и в том, что в каледонских областях Урало-Монгольского пояса наиболее кульминационные рубежи — это венд, поздний ордовик, поздний силур, ранний и средний девон, с которыми совпадают резкие структурные преобразования и смена формационных комплексов. Большинство исследователей считает, что каледонские геосинклинали Казахстана — шовные структуры рифтового типа, сформированные на докембрийской континентальной коре в результате раздвига консолидированных блоков. На месте геосинклинальных прогибов впоследствии сформировались Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы, а Джунгаро-Балхашская и Зайсанская области продолжали развиваться в девонское время по стилю остаточных внутриконтинентальных геосинклиналей. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система подразделяется почти всеми тектонистами на две части, в одной из которых собственно геосинклинальное развитие закончилось в позднем ордовике, в другой — в позднем силуре. По традиции считается, что эти два переломных этапа в развитии каледонид Урало-Монгольского пояса «качественно» идентичны и приводят к примерно одинаковой стабилизации (консолидации) бывших подвижных областей и к переходу их к орогеническому развитию. Этот тезис «классической» геотектоники обычно представляется незыблемым и однозначно доказанным почти во всех работах по тектонике Казахстана. Е. Д. и А. Е. Шлыгины при выделении областей устойчивой и неустойчивой каледонской консолидации

различия между ними усматривают в длительности и интенсивности девонского магматизма.

Считается также, что смена геосинклинального режима орогенным происходит резко и сопровождается структурными перестройками, складчатыми деформациями, интрузивным магматизмом (не всегда), горообразованием и т. д. А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин [3] указывают, что даже в структурах с ингрессивным залеганием девона на верхнем ордовике — силуре происходит резкая смена формационных комплексов (Жалаир-Найманский синклиорий). Примерно такой же точки зрения на характер соотношения орогенных формаций девона с подстилающей молассой силура придерживаются исследователи Алтайско-Монгольского сегмента [88, 96]. Л. П. Зоненшайн пишет, что проявление каледонской складчатости «четко фиксируется резким несогласием в основании различных горизонтов силура или в основании девона и резкой сменой формаций, массовым проявлением моласс и субсеквентных вулканитов и внедрением гранитоидов» [51, с. 169]. Следует, однако, отметить, что во многих среднепалеозойских структурах Горного и Монгольского Алтая, там, где развит силур молассового типа (Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской, Тувинский прогибы), девонские формации наследуют додевонский структурный план и часто располагаются согласно на силуре [56, 66, 96, 111].

По современным представлениям, области ранней (устойчивой) каледонской консолидации постепенно наращивались областями поздней (неустойчивой) каледонской стабилизации и в девонское время представляли собой крупные блоки с континентальной корой, сформировавшейся в позднем ордовике и в силуре [77, 87, 90]. Процесс такого наращивания в латеральном направлении ранее консолидированных областей присущ Казахстанскому и Алтайско-Монгольскому сегментам Урало-Монгольского пояса [23, 51]. А. А. Богданов рассматривал каледониды Казахстана как срединный массив, вдоль границы которого с герцинскими геосинклиналями возникали вулканические пояса с субсеквентными вулканитами. Орогенный этап, по представлениям А. А. Богданова [21], проявился на срединном массиве в двух формах: горообразовании и накоплении континентальных моласс, в образовании вулканических нагорий с субсеквентным магматизмом. Примерно также развивался орогенез в Алтае-Саянской области и Северной Монголии.

Эти два способа тектонического районирования — по завершающей складчатости и по времени становления коры континентального типа — малопригодны для районирования среднего палеозоя Урало-Монгольского пояса. Первый потому, что «завершающая» складчатость смещается во времени и в пространстве и далеко не всегда проявляется после геосинклинального этапа развития. Даже крайние сторонники этого метода должны признать, что в палеозоидах Казахстана «нет складчатости между силуром и девоном, завершающей геосинклинальный этап» [47, с. 41]. Второй метод слишком общ для районирования среднего палеозоя. Как показали работы А. В. Пейве, Г. Ф. Ляпичева, Н. Г. Марковой, А. А. Моссаковского, гранитно-метаморфический слой сформировался в позднем ордовике, в начале и конце силура, т. е. к началу девона огромные участки Урало-Монгольского складчатого пояса имели зрелую континентальную кору. Имеются основания предполагать, что и на территории Джунгаро-Балхашского прогиба существовало несколько крупных блоков с субконтинентальной корой и гранитно-метаморфический слой этого геосинклинального прогиба лишь «дозревал» в позднем палеозое.

В основу предлагаемого районирования положен формационный и палеотектонический анализ (рис. 61). При составлении схемы районирования использовались тектонические карты Евразии (1965 г.), Казахста-

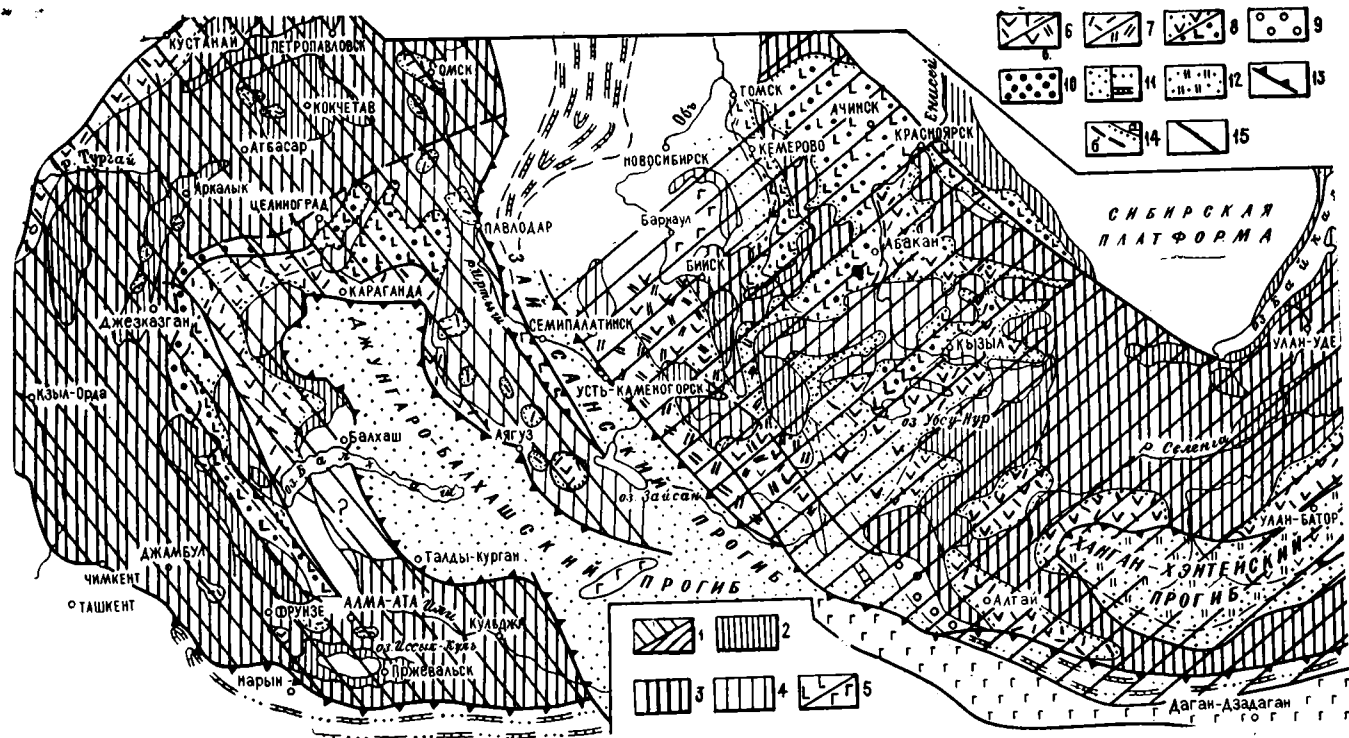


Рис. 61. Схема размещения орогенных структур Урало-Монгольского складчатого пояса

1 — орогенные системы; 2—4 — структурные комплексы фундамента: 2 — выступы докаледонского основания, 3 — раннекаледонский, 4 — позднекаледонский; 5—8 — формации и ассоциации орогенных структур: 5 — базальтовая, андезитово-базальтовая и красноцветная молассовая и базальто-морская, 6 — андезитовая, липаритовая континентальная и морская, 7 — липаритовая континентальная и морская, 8 — прибрежно-морская, 9 — континентальная молассовая; 10—12 — формации и ассоциации геосинклинальных прогибов: 10 — морская терригенная и карбонатно-терригенная; 11 — карбонатно-терригенные, 12 — кремнисто-терригенные и кремнисто-сланцевые; 13, 14 — границы: 13 — между геосинклинальными прогибами и орогенными системами, 14 — между орогенными впадинами и поднятиями (а), между разновозрастными формациями (б); 15 — главные разломы

на и сопредельных областей (1973 г.), палеотектонические карты силура и девона под редакцией Т. Е. Спизарского, тектонические схемы различных авторов, а также палеотектонические карты девона, выполненные Б. Я. Журавлевым, О. А. Мазаровичем, В. М. Шужановым, палеогеографические схемы силура и девона Монголии [34].

Раньше было показано принципиальное различие в формационных рядах Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Саяно-Северо-Монгольской раннекаледонских, Центрально-Казахской и Алтайско-Монгольской позднекаледонских областей [12, 51, 85, 96, 99, 104]. Зоны ранних каледонид развиваются по стилю структур «классической» тектонической схемы: инверсия, складчатость, гранито- и горообразование, пенепленизация и наложение на выровненную поверхность девонских структур. Силурийские молассы в этих зонах отсутствуют, девонскому вулканизму предшествовало внедрение огромных масс гранитоидной магмы (рис. 62). В си-

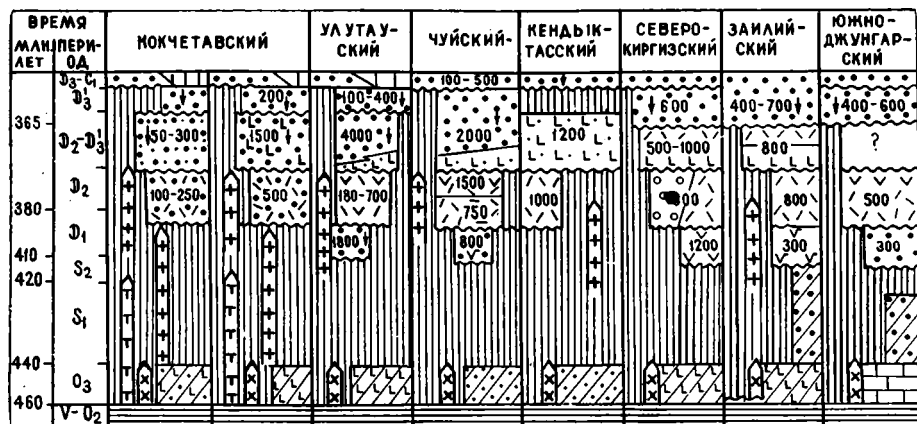


Рис. 62. Формационные ряды орогенных структур на блоках Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской области

Условные обозначения те же, что и на рис. 66

лурийское время были окончательно сформированы основные структурные элементы и послескладчатые монзонит-гранитные комплексы (арал-аульский), и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская область превратилась в жесткий стабилизированный блок с мощной корой континентального типа. Господствующим был, по-видимому, режим горизонтального сжатия и вертикального воздымания. К концу раннего силура в результате вертикальных движений на территории области местами образовались высокогорные массивы, которые в результате полной компенсации к концу силура превратились в денудационные равнины и плоские нагорья с прилегающими к ним возвышенными аккумулятивными равнинами.

Область, именуемая поздними каледонидами, развивалась иначе (рис. 63). От раннего к позднему силуру она испытывала общее постепенное воздымание. Зеленоцветная морская моласса и мелкообломочные алевролит-песчаниковые осадки лландовери вверх по разрезу сменяются постепенно в Ерементау-Чу-Илийской орогенной зоне вначале пестроцветными, а затем красноцветными молассовыми отложениями венлокского яруса с явно выраженным регрессивным типом строения [12, 82]. Лудловский век ознаменовался общим эпейрогеническим воздыманием территории и только в отдельных грабеновых структурах Южного Казахстана (Мынаральской, Каргабулакской, Жалаир-Найманской) продолжали накапливаться грубообломочные красноцветные молассовые и

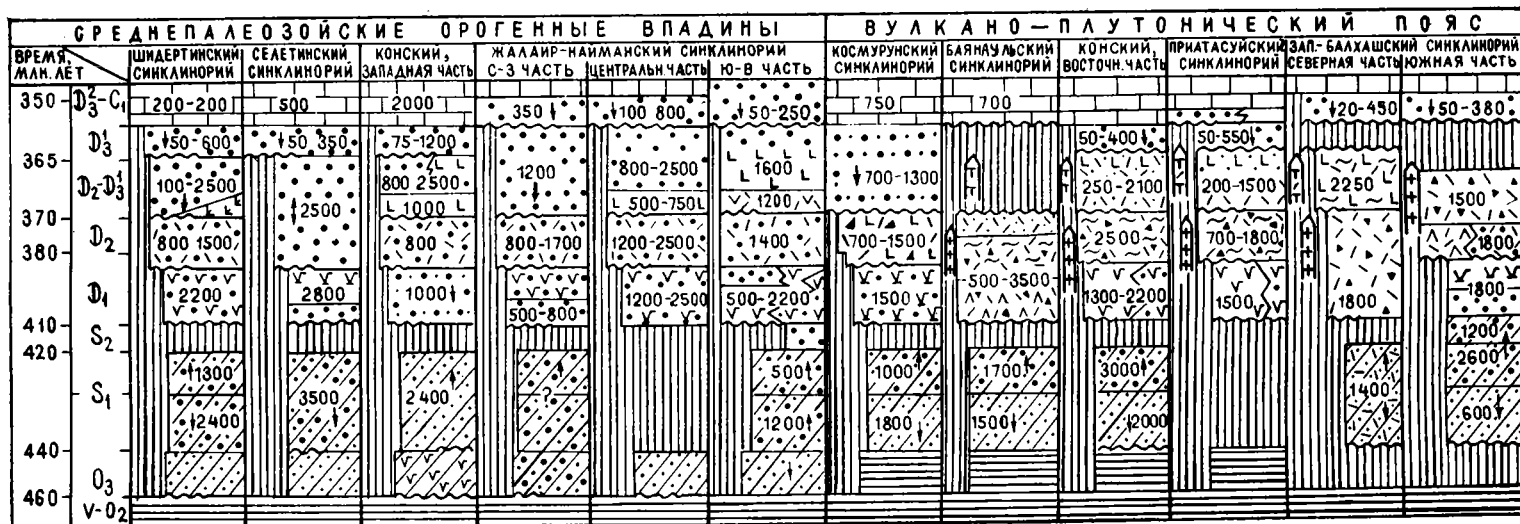


Рис. 63. Формационные ряды орогенных структур Центрально-Казахстанской области

Условные обозначения те же, что и на рис. 66

локально-карбонатные отложения. Позднесилурийская интермедия не сопровождалась общей складчатостью, внедрением гранитоидов и горообразованием. Тектоно-магматические процессы этого времени носили редуцированный характер и проявились лишь в становлении отдельных плутонов на Чингизе (четский комплекс) и, возможно, в районе Баянаула, а также в локальных излияниях андезито-базальтовой магмы в Чингиз-Тарбагатайской зоне. Молассовые прогибы раннего силура в лудлове и пржидоле превратились в низменные равнины, бывшие горные сооружения — в обширные пенепленизированные пространства с выровненным рельефом. Весьма инертным в тектоническом и магматическом отношениях был позднесилурийский перерыв в поздних каледонидах Северо-Западной Монголии и Алтая, где отложения позднего лудлова и пржидола выпадают из среднепалеозойского разреза или представлены маломощными карбонатно-терригенными осадками.

Красно- и пестроцветные молассы нижнего силура в Центральном и Южном Казахстане перекрываются ингрессивно, как правило, без признаков структурного несогласия континентальными молассами нижнего девона трансгрессивного строения или дацито-андезито-базальтовой и реже липаритовой формациями. Азимутальное несогласие не выражено часто даже в тех прогибах и впадинах, где силурийские отложения отсутствуют и нижний девон залегает непосредственно на молассе верхнего ордовика (Жалаир-Найманский). В структурах с позднесилурийскими молассами формационная граница между силуром и нижним девонem не выражена литологически вообще и проводится условно внутри конгломератовой толщи. Аналогичные соотношения описаны в Тувинском прогибе, местами в Горном Алтае и, по-видимому, существуют и в Монгольском Алтае. Преемственно-унаследованное развитие наблюдается нередко и в вулканизме, хотя в общем плане палеозой Казахстана зоны проявления разновозрастного (разных стадий) вулканизма, как правило, смещены в пространстве. Вулканические образования позднего ордовика и силура по основным петрографо-петрохимическим характеристикам мало чем отличаются от базальтовых и дацито-андезито-базальтовых формаций раннего девона (табл. 21).

В дифференцированных формациях вулканыты образуют непрерывный ряд от базальта до дацита, реже липарита (рис. 64). Повышенная калиевая щелочность вулканических пород, высокая глиноземистость, нормальные и пониженные содержания фемических компонентов, а также одинаковый минералогический состав свидетельствуют об идентичности исходных магм формаций позднегеосинклинального и орогенного этапов. Многочисленные работы последних лет показали принципиальную разницу между формациями начальной и заключительной стадий эволюции каледонской геосинклинали Казахстана. Начало качественных изменений в составе базальтовых и андезито-базальтовых формаций пока не установлено. Вполне вероятно, как полагают В. С. Звонцов и Н. М. Фрид [50], оно совпадает с началом позднегеосинклинального этапа (ранний ордовик), возможно, с началом инверсии и замыкания геосинклинали (поздний ордовик), но в любом случае до девонской активизации.

Вулканические образования верхнего ордовика (курбаканасская свита [50]) представлены мощной толщей (до 3 км) дацитов и липаритов с небольшими пачками базальтов. Характерная особенность химизма вулканитов — это принадлежность к известково-щелочному типу и повышенная натриевость. Образование контрастной ассоциации В. С. Звонцов и Н. М. Фрид связывают с излияниями базальтовой и липаритовой (коровой) магм.

Липаритовая формация венлокского яруса Западного Прибалхашья

ассоциирует с морскими молассовыми отложениями. Она представлена на севере синклиория частым переслаиванием лав и туфов с пестроцветными песчаниками и туффитами, на юге — мощными пачками лав с горизонтами известняков и песчаников. Формация перекрывается без видимого несогласия толщей туфов липаритов и дацитов нижнего — среднего девона, минералогический и петрохимический состав которых почти одинаков с нижнесилурийскими вулканитами.

Таблица 21. Средний химический состав вулканических пород андезито-базальтовых формаций, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Кол-во проб
1	53,1	1,3	16,9	5,2	4,4	0,1	4,9	7,9	3,6	1,1	100
2	51,9	1,3	17,2	5,9	7,3	0,15	4,2	6,6	4,0	2,2	70
3	58,4	1,0	16,2	4,7	3,0	0,1	3,0	4,9	4,1	2,2	217
4	55,6	0,9	15,8	4,6	2,0	0,1	2,2	4,0	5,5	2,3	31
5	65,3	0,6	14,9	3,3	1,9	0,1	1,4	2,6	4,3	2,9	50
6	47,9	1,5	15,6	6,1	4,9	0,2	5,6	8,5	3,1	0,7	13
7	58,8	1,1	15,5	4,2	4,3	0,1	2,6	5,5	4,4	1,0	12
8	53,8	1,6	15,4	4,0	8,7	0,2	4,8	7,8	3,3	1,2	16
9	47,6	1,5	15,5	4,8	5,4	0,2	6,5	8,9	3,1	1,0	42
10	48,4	1,2	18,1	5,3	4,3	0,4	5,6	5,8	6,3	1,8	15
11	48,4	0,9	18,4	4,2	7,1	0,2	5,1	8,2	3,7	1,0	5
12	49,3	1,0	14,3	4,1	7,1	—	6,0	10,3	2,9	0,8	10
13	49,2	1,6	15,3	5,4	5,2	0,2	5,6	8,2	3,2	1,4	20
14	58,7	0,8	16,7	3,8	2,8	0,1	2,6	4,0	4,5	2,3	12
15	52,9	1,2	16,6	3,9	4,1	0,1	4,0	5,8	3,7	1,5	4
16	65,2	0,5	14,7	3,2	1,5	0,5	1,3	1,9	4,4	3,3	7
17	51,4	0,9	16,6	4,7	5,5	0,2	4,5	7,3	3,2	2,1	14
18	59,9	0,7	16,0	2,9	3,4	0,1	2,5	4,1	4,5	1,7	7
19	65,7	0,8	15,4	2,7	3,0	0,1	1,1	1,8	4,8	2,2	6

Примечание. Нижний девон: 1—5 — Казахстана, 6, 7 — Тувы, 8 — Кузнецкого прогиба, 9, 10 — Минусинского прогиба; 11, 12 — поздний ордовик Селетинского синклиория [79]; 13—16 — нижний силур; 17—19 — поздний ордовик Чингизского антиклинория [78]; 1, 6, 8, 9, 11—13 — базальты; 2, 10, 15, 17 — трахибазальты; 3, 4, 7, 14, 18 — андезиты; 5, 16, 19 — дациты.

Изложенные данные позволяют предполагать, что переход от геосинклинального к орогенному этапу происходил в поздних каледонидах Казахстана постепенно, без резких кульминационных скачков. Смена одного качественного состояния другим была предопределена, по-видимому, «саморазвитием» геосинклинали, плавная и направленная эволюция которой прерывалась и нарушалась деструктивными процессами. Следует подчеркнуть, что эволюционное развитие характерно и для ранних герцинид Казахстана, где между геосинклинальным и орогенным комплексами не существует определенного рубежа. Смена формаций первого комплекса формациями второго происходит постепенно (морские, прибрежно-морские, континентальные), перерыв между ними не устанавливается, липаритовая формация всегда образуется только после пестро- или красноцветной молассы. Эпейрогеническое воздымание области ранних герцинид в конце эйфельского века не сопровождалось складчатостью и гранитообразованием, а вызвало лишь регрессию моря и накопление прибрежных красноцветных моласс в Акжал-Аксоранском, Жаман-Сарысуйском синклиориях и на севере Северо-Балхашского антиклинория.

Основными структурными элементами среднего палеозоя Урало-Монгольского пояса являются орогенные системы в понимании Н. П. Хераскова [137] и геосинклинальные прогибы. «Этимология термина оро-

генная система явно указывает на связь этого типа структур с горным рельефом» [137, с. 269] тектонического и вулканического происхождения. В Казахском сегменте выделяется Казахстанско-Тянь-Шаньская орогенная система (см. рис. 61). Она подразделяется на Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньскую, Центрально-Казахстанскую и Чингиз-Тарбагатайскую орогенные области. Первая включает раннекаледонские зоны Тургайского и Кызыл-Ординского прогибов, Каратау и Срединного Тянь-

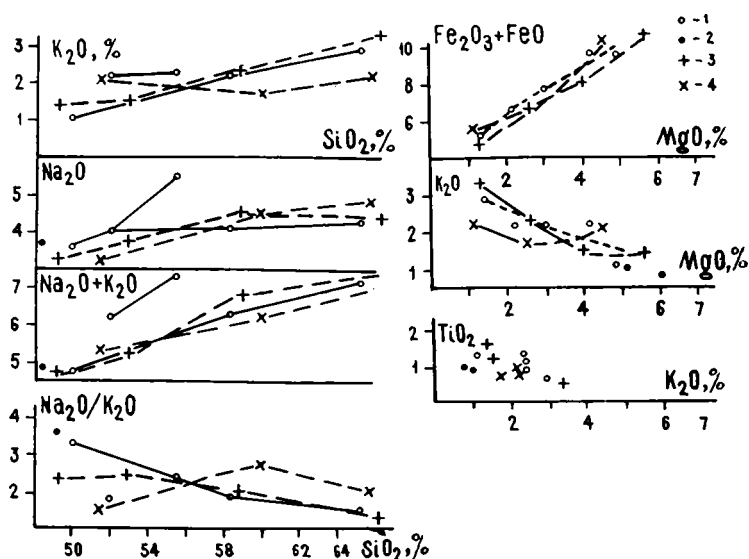


Рис. 64. Вариационные диаграммы пород андезитовых формаций:

1 — нижнего девона; 2 — верхнего ордовика Степнякского синклиория; 3 — нижнего силура; 4 — верхнего ордовика Чингизского антиклинория

Шаня, Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньскую и Южно-Джунгарскую зоны. Вторая объединяет Шидерты-Чу-Илийскую зону орогенных впадин и прогибов, девонский вулкано-плутонический пояс и позднекаледонские поднятия. Чингиз-Тарбагатайская орогенная область охватывает Алкамерген-Чингизскую, Канчингизскую и Тарбагатайскую структурно-формационные зоны и подзоны.

В Алтайско-Монгольском сегменте Урало-Монгольского пояса в среднем палеозое выделяются две орогенные области: Саяно-Северо-Монгольская и Алтайско-Монгольская (рис. 65). К первой относятся структурные элементы Предсаянья, Восточной Тувы и Северной Монголии. Вторая охватывает Горный, Рудный, Монгольский Алтай и Центральную Монголию. Л. П. Зоненшайн [51] при тектоническом районировании среднепалеозойской структуры Центрально-Азиатского пояса выделяет каледонский континент, обрамляющий с юга Сибирскую платформу и промежуточные области, расположенные между этим континентом и главной эвгеосинклинальной полосой варисцид. А. А. Моссаковский [96] считает необходимым обособление двух зон проявления девонского магматизма на юге Сибири и в Монголии: внешней — с субщелочными — щелочными и внутренней — с щелочноземельными вулканическими формациями.

Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская и Саяно-Северо-Монгольская орогенные области примерно совпадают со складчатыми системами, именуемыми ранними каледонидами, а Центрально-Казахстанская, Чингиз-Тар-

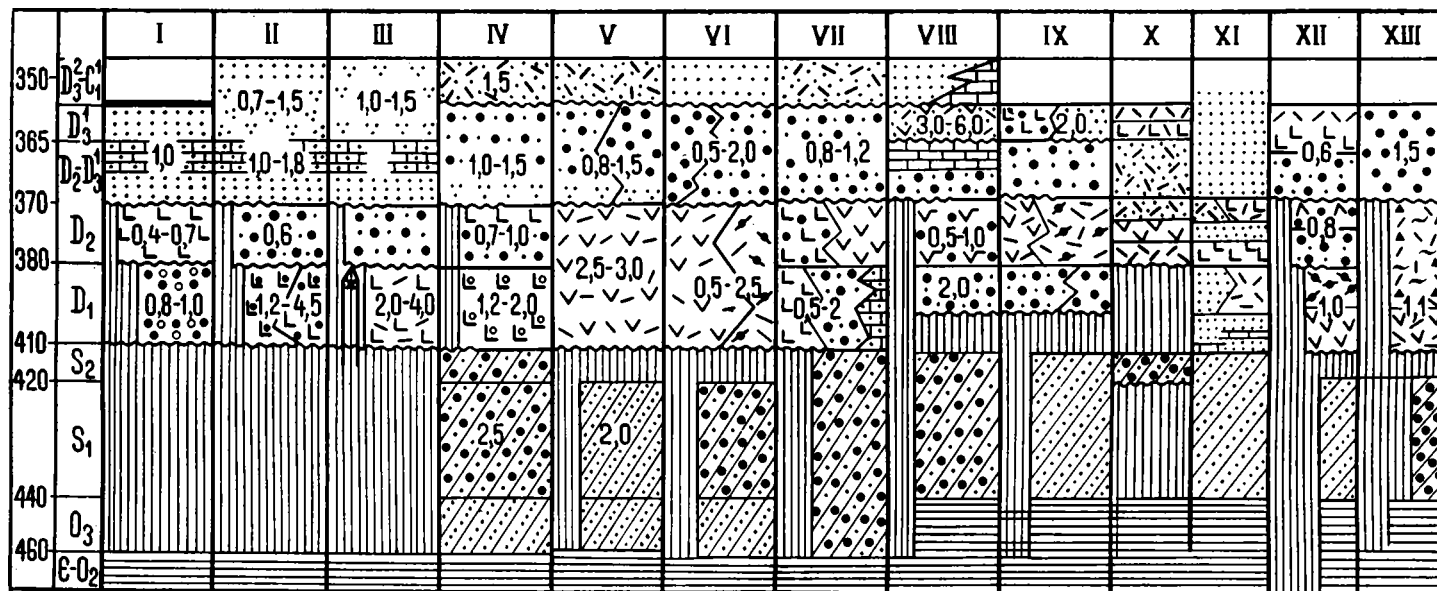


Рис. 65. Формационные ряды орогенных структур Алтайско-Монгольской орогенной системы

Впадины и прогибы: I — Рыбинская, II, III — Минусинские, IV, V — Тузинский, VI — Северо-Монгольские, VII — Кузнецкий, VIII — Уйменско-Лебедской, IX — Ануйско-Чуйский, X — Рудно-Алтайский, XI — Белоубинско-Южно-Алтайский, XII — Монгольско-Алтайский, XIII — Хархиринский. Условные обозначения те же, что и на рис. 66

багатайская и Алтайско-Монгольская — поздними каледонидами. Уточним, что к Центрально-Казахстанской области отнесены Селетинский и Шидертинский синклиории, к Алтайско-Монгольской — структуры Рудного, Горного и Монгольского Алтая с девонским гранито-липаритовым магматизмом, к Чингиз-Тарбагатайской — Жарминская зона с проявлениями среднедевонского андезито-липаритового вулканизма.

Орогенные системы Урало-Монгольского складчатого пояса занимали в среднем палеозое огромные территории. Общая площадь их достигла 5,5 млн. км². Казахстанско-Тянь-Шаньская и Алтайско-Монгольская системы разделялись узким трогообразным Зайсанским прогибом, ограниченным Кокпектинско-Чинрауским и Иртышским глубинными разломами. Внутри Казахстанско-Тянь-Шаньской орогенной системы размещался Джунгаро-Балхашский остаточный, а в Алтайско-Монгольской — Хангай-Хэнтэйский новообразованный прогибы. Общая площадь герцинских геосинклиналей около 1 млн. км², т. е. почти в шесть раз меньше орогенных площадей. Мощности и скорости накопления формаций девона в среднепалеозойских геосинклиналях и орогенных системах вполне сопоставимы, а магматизм последних намного интенсивнее. Ориентировочные подсчеты показывают, что континентальный базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм раннего — среднего девона развивался на площади в 200 тыс. км², андезитовый и липаритовый — 450 тыс. км², т. е. на территории, примерно равной геосинклиналям.

Джунгаро-Балхашский геосинклинальный прогиб в силуре — девоне был практически амагматичным (рис. 66). Отложения Хангай-Хэнтэйского прогиба включают незначительное количество андезитов и липаритов. Проявления базальтового вулканизма в среднепалеозойских геосинклиналях приурочены к узким шовным зонам в Зайсанском (Чарская зона), Южно-Тянь-Шаньском и Северо-Джунгарском прогибах, которые вполне сопоставимы по размерам, например, с континентальными зонами живетского андезито-базальтового вулканизма. Сейчас трудно оценить ширину раздвиговых зон с инициальным вулканизмом, но, судя по тем фрагментам, которые сохранились в Чарском и Южно-Тянь-Шаньском «рифтах», она вряд ли превышала первые десятки километров. Сравнительный анализ показывает, что магматизм орогенных систем по интенсивности и масштабности проявления был доминирующим в среднепалеозойских структурах Урало-Монгольского пояса.

Тектоническая активность орогенических зон выразилась главным образом, в горообразовании, заложении и формировании крупных и глубоких межгорных и предгорных молассовых впадин и прогибов. В некоторых зонах Алтая и Северо-Западной Монголии интенсивное погружение поверхности позднекаледонского субстрата ниже уровня океана вызвало трансгрессию моря, и типичные для орогенного этапа липаритовые формации образовывались в прибрежных и морских условиях. Реализованные энергетические возможности орогенных систем намного превосходили энергию тектоно-магматических явлений герцинских геосинклиналей. Следовательно, ведущее и определяющее значение в тектоническом развитии среднепалеозойских структурных элементов имели мобильные орогенные области с их контрастными вертикальными и меньше горизонтальными движениями и перемещениями крупных континентальных блоков земной коры. Герцинские геосинклинали представляли собой в это время «отмирающие» прогибы, размеры и форма которых определялись пространственным положением и конфигурацией смежных орогенных областей.

Принадлежность Джунгаро-Балхашского прогиба к остаточным геосинклинальным структурам [11, 19, 144] оспаривается в последнее время рядом исследователей. А. Л. Матвеевская [88] относит его к орогенным

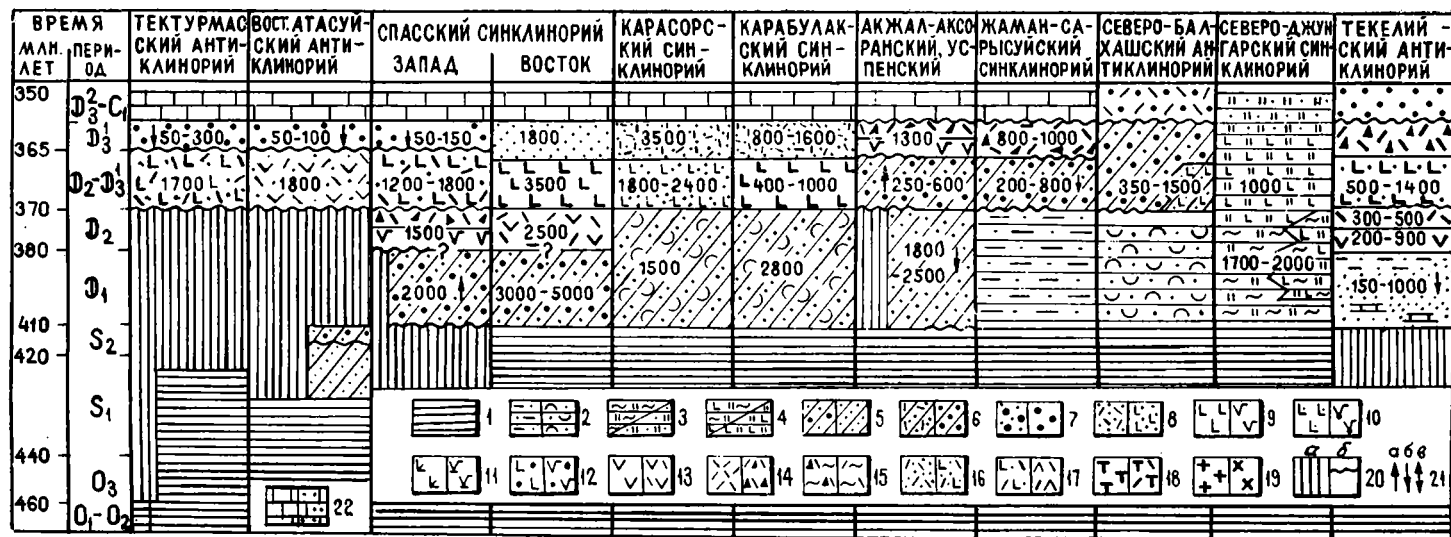


Рис. 66. Формационные ряды структур Джунгаро-Балхашской области

Геосинклинальный комплекс, формации: 1 — собственно геосинклинальные; 2 — алевролит-песчаниковая и туфо-терригенная; 3 — кремнисто-сланцевая и терригенно-кремнистая; 4 — базальтово-кремнисто-сланцевая и кремнисто-базальтовая. Молассовый комплекс, формации: 5 — молассовая пестро- и сероцветная; 6 — молассовая сероцветная туфо-терригенная и красноцветная. Орогенный комплекс, ассоциации и формации: 7 — молассовая пестро- и красноцветная; 8 — липарит-терригенная и базальт-терригенная; 9 — базальтовая и андезит-базальтовая; 10, 11 — трахибазальтовая и трахиандезито-базальтовая существенно калиевые (10) и натриевые (11); 12 — базальтовая и андезит-базальтовая с вулканомитковым осадочным материалом; 13 — андезитовая и андезит-липаритовая; 14, 15 — липаритовая: 14 — лавовая и туфовая, 15 — игнимбрито-туфовая и игнимбритовая; 16 — терригенная и базальтово-терригенная с аллохтонными туфами; 17 — андезит-базальт-липаритовая и дацит-липаритовая. Интрузивные формации: 18 — граносениты, монзониты, трахилипариты, комендиты субвулканические; 19 — граниты и гранодиориты; 20 — продолжительный перерыв (а), складчатое несогласие (б); 21 — строение молассовой формации: регрессивное (а), трансгрессивное (б), трансгрессивное в нижней, регрессивное в верхней частях (в). Квазиplatformный комплекс формации: 22 — карбонатная и терригенно-карбонатная

структурам с плоским дном и жестким основанием и сопоставляет по основным структурно-формационным признакам со структурами Алтае-Саянской области. М. К. Аполлонов, Е. И. Паталаха [10] причисляют его к категории эпикратонных прогибов, развивающихся на срединных массивах.

Г. Ф. Ляпичев выделяет в позднем силуре — девоне затопленный Балхашский микроконтинент, в Саянско-Джунгарской части которого располагался внутриконтинентальный морской бассейн унаследованного развития [77, 90]. А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин [3] выделяют в Северном и Южном Прибалхашье два крупных докембрийских срединных массива.

Ретроспективный анализ, так же как и формационное изучение осадочных отложений Джунгаро-Балхашской области, не содержит данных о качественном состоянии среднепалеозойской земной коры. Магматические формации здесь отсутствуют, а незначительные проявления девонского базальтового вулканизма, известные в Прибалхашье и Джунгарии, очень похожи на базальтоиды континентальных блоков Казахстана. Те аргументы и косвенные доказательства, которые приводятся в литературе, и личные наблюдения склоняют к мысли о том, что Джунгаро-Балхашская область развивалась в силуре — девоне как редуцированный прогиб, последовательное концентрически-зональное замыкание которого началось в силуре и закончилось в позднем девоне. Сразу вслед за инверсией тектонического режима и замыканием той или иной зоны прогиба развивался орогенный (сиалический) магматизм. Именно этим, по-видимому, объясняются миграция и омоложение орогенного магматизма, проявления которого могут локально проникать в зоны более ранней инверсии, но никогда не охватывают более молодые области или их участки. Эти доводы позволяют считать, что земная кора области поздних каледонид и Джунгаро-Балхашской геосинклинали была в девонское время примерно одинаковой (субконтинентальной). Отсюда следует: 1) Джунгаро-Балхашская область — это парагеосинклиналь (миогеосинклиналь, по А. А. Богданову) с субконтинентальной корой без внутренней эвгеосинклинальной зоны; 2) девонский вулканический пояс — не окраинно-континентальная (не краевая) структура, а внутриконтинентальная зона орогенного (субсеквентного) магматизма; 3) орогенный сиалический магматизм среднего палеозоя — следствие саморазвития тех складчатых зон, в которых он проявляется.

Если приведенные доводы признать достаточно обоснованными, то неизбежно последует вывод о независимости среднепалеозойского магматизма и орогенных структур каледонид от синхронно развивающихся геосинклиналей. Поэтому предположения о закономерностях размещения проявлений магматизма и петрохимической зональности его продуктов, которые прямо или косвенно связываются с развитием геосинклинальных зон (особенно эвгеосинклинальных), лишены оснований. Не менее иллюзорными представляются связь и зависимость процессов тектоно-магматической активизации от сопряженных геосинклиналей среднего палеозоя, что обычно обосновывается одновременностью проявления магматизма и тектонических движений. Анализ пространственного размещения собственно орогенных магматических формаций (липаритовых, гранитных) в разновозрастных орогенных зонах показывает, что проявления сиалического магматизма строго подчинены границам этих зон и стадийности их развития, т. е. коррелируются с определенными этапами формирования земной коры. Эмпирически установлено, что гранито-липаритовый магматизм может локально развиваться в зонах более ранней консолидации (со зрелым гранитно-метаморфическим слоем), но нигде не проявляется в зонах, находящихся в доорогенном состоянии. Базаль-

тоидный вулканизм не зависит от особенностей строения и вещественного состава субстрата. Он не подчиняется закономерностям развития той или иной геосинклинально-складчатой области, а прямо связан с деструктивными процессами тектоно-магматической активизации.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАЗАХСТАНСКО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ ОРОГЕННОЙ СИСТЕМЫ

На территории каледонид Урало-Монгольского складчатого пояса выделяются следующие типы орогенных структур: 1) горные поднятия с небольшими внутригорными депрессиями; 2) окраинные межгорные и предгорные впадины, часто рифтогенные или тафрогенные с андезитобазальтовым вулканизмом и сопутствующими молассами; 3) орогенные вулканоплутонические пояса, глыбово-сводовые поднятия и локальные вулканотектонические структуры с гранито-липаритовым магматизмом.

Горные поднятия. Они занимали более половины всей площади Казахстанско-Тянь-Шаньской орогенной системы (см. рис. 61). Наиболее крупные по размерам были сводово-глыбовые поднятия Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской орогенной области. Сведения об истории развития этих поднятий крайне скудны из-за отсутствия на их территории коррелятных отложений и недостаточной изученности магматических образований. Поднятия описываемой области начали формироваться в позднем ордовике и к началу силура превратились в дугообразно изогнутые протяженные (до 2,3 тыс. км) горные сооружения [12, 99]. Воздымание сопровождалось мощным гранитным магматизмом позднего ордовика, силура и раннего девона. Глыбово-сводовый режим господствовал в силуре, когда возникли и постепенно размывались горные сооружения на востоке Кокчетавского поднятия, на Улутау, Кендыктасе и в Северной Киргизии, поставлявшие обломочный материал в раннесилурийские молассовые прогибы. Эти сооружения были разрушены и превратились, видимо, в денудационные равнины к концу силура. Фронт лудловского осадконакопления сместился во внутреннюю часть геосинклинального прогиба, он совпадал с границей Джунгаро-Балхашской складчатой системы и местами вклинивался в орогенную область. Красноцветные грубообломочные молассы позднего силура развиты на отдельных участках Южного Казахстана (Западное Прибалхашье, Чу-Илийские горы) вблизи бывших горных массивов, сложенных терригенно-кремнистыми толщами нижнего ордовика и иногда сланцево-гнейсовыми образованиями докембрия, вулканогенными породами континентального облика, рифовыми известняками лудлова и пржидола.

В раннедевонское горообразование были вовлечены отдельные участки Казахстанско-Тянь-Шаньской системы. Положительные структуры образовались в основном вдоль границы сочленения ранних и поздних каледонид на востоке Кокчетавского и Каптадырско-Кирейского блоков и юго-западнее Жалаир-Найманского грабена (Чу-Сарысузская впадина). Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская область представляла собой в это время систему крупных глыбово-сводовых поднятий с плоской выровненной поверхностью, на отдельных участках которой развивались приразломные впадины (Эскулинская, Кишкенесурская) с мощными нижнедевонскими молассами и локальными проявлениями вулканизма. Вулканические образования приурочены к разобленным и небольшим аппаратам центрального типа на Кокчетавском, Арганатинском, Улутауском, Чуйском, Заилийском блоках. Состав продуктов извержений отдельных вулканов разнообразный (от липаритового до базальтового), но с явным преобладанием субщелочных пород калиевого типа. Крайне редки проявления щелочного вулканизма, известные в Приншимье и Киргизском

хребте. Вулканические и интрузивные образования кислого состава раннего девона относятся, по-видимому, к автономным и независимым тектоно-магматическим фациям, последовательность формирования которых достоверно не установлена. Породы боровского комплекса представлены главным образом нормальными гранитами ($\text{Na}_2\text{O}=3,5-4\%$; $\text{K}_2\text{O}=4,5\%$), орлиногорского, балкашинского и улутауского — гранитами с повышенной щелочностью калиевого типа ($\text{Na}_2\text{O}=4\%$; $\text{K}_2\text{O}=5\%$). Щелочные интрузивные породы — нефелиновые сиениты, монцониты, эссекситы (Кубасадырский массив) — образуют с лейцитовыми порфиритами, трахитами и др. щелочную вулканоплутоническую ассоциацию [109].

Поднятия Центрально-Казахстанской орогенной области возникли в раннем девоне, в основном на месте размытых горных массивов силура (Ерементауского, Бурунтауского, Актау-Моинтинского и др.). Они, а также новообразованные горные сооружения (Восточно-Атасуйское, Алкамерген-Чингизское) представляли обломочный материал в прилегающие межгорные впадины (Шидертинская, Селетинская) и в краевые прогибы Джунгаро-Балхашского бассейна, на его северо-западном, западном и южном сочленении с орогенной областью (Нуринский, Акжал-Аксоранский, Бороталинский). Прибрежно-морские молассы последних включают мощные (до 200 м) пачки полимиктовых конгломератов, указывающих на сложно расчлененный горный рельеф прилегающей суши.

Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньское поднятие было раздроблено и претерпело существенную перестройку в среднем девоне. Оно было расчленено на систему продольных блоков по разломам и ослабленным зонам, одни из которых сохранили прежнюю тенденцию к воздыманию, а другие начали проседать и преобразовались впоследствии в межгорные впадины и линейно-вытянутые прогибы. В зонах глубинных разломов на отдельных участках возникли тафрогенные структуры с субщелочным базальтовым вулканизмом на Северо-Киргизском (Аральская), Кендыктасском (Сугандинская), Зайлийском (Каракастекская), Чуйском, Улутауском и Центрально-Тургайском поднятиях. Общая площадь положительных элементов сократилась почти вдвое за счет образования крупных седиментационных структур на территории Тенизской, Чу-Сарысуйской, Сыр-Дарьинской и Северо-Киргизской впадин (см. рис. 44).

Горные поднятия среднего девона отличались расчлененным рельефом, высокой динамичностью и контрастностью движений, которые постепенно убывали со временем и к концу франского века были полностью компенсированы процессами денудации и аккумуляции. В эволюции горных массивов зафиксировано два наиболее мощных импульса, с которыми связаны рост поднятий, их перестройка и изменения рельефа. Первый отвечает начальному, второй — окончательному этапу горообразования, запечатленному существенно конгломератовыми толщами внутри среднего отдела и в низах франского яруса. С движениями этого времени коррелируются, по-видимому, излияния базальтоидов в тафрогенных структурах и внедрения среднедевонских гранитоидов на поднятиях.

Орогенные впадины. Это самые распространенные структурные элементы орогенных областей Урало-Монгольского пояса. Впадины были выделены в Алтае-Саянских каледонидах Н. С. Зайцевым [45] и затем детально описаны А. А. Моссаковским [96] на материалах каледонид и герцинид Евразии. В Казахстане как самостоятельный тип орогенных структур была описана девонская Шидерты-Олентинская, позднепалеозойские Тенизская и Чу-Сарысуйская впадины [20, 21]. На тектонических картах и схемах Казахстана различных авторов и тектонической карте Евразии показываются только верхнепалеозойские, а в Алтае-Саянской области — средне- и позднепалеозойские впадины и прогибы. Подробное описание всех среднепалеозойских впадин каледонид Казахстана содер-

жится в работах Л. Г. Никитиной, В. М. Шужанова [104, 107], О. А. Мазаровича [81] и др. Орогенные структуры каледонид Алтае-Саянской области охарактеризованы И. В. Лучицким [70, 71], Н. С. Зайцевым [45], А. А. Моссаковским [96], В. В. Параевым [111] и др. В связи с этим нами отмечаются лишь главные признаки и особенности развития орогенных впадин Казахстана и проводится их сопоставление с аналогичными структурами Алтае-Саянской области и Монголии.

Орогенные впадины Казахстанско-Тянь-Шаньской системы подразделяются по структурному положению, характеру развития и формационному составу выполняющих отложений на окраинные и внутренние межгорные и предгорные, унаследованного и наложенного развития, приразломные и грабенные (рифтогенные и тафрогенные) с базитовым вулканизмом. По времени заложения выделяются впадины трех генераций: позднесилурийские (пржидольские), ранне- и среднедевонские.

Впадины ранней генерации относятся главным образом к группе окраинных структур, расположенных вдоль зоны сочленения ранних и поздних каледонид (Селетинская, Жаксыконская, Жалаир-Найманская). Остальные структуры развивались внутри Центрально-Казахстанской орогенной области, вдоль внешнего обрамления вулканоплутонического пояса (Шидертинская, Каргабулакская, Кашкентензская, Мынаральская).

Структуры позднесилурийского и раннедевонского заложения характеризуются следующими признаками:

1. Они имеют простое двухъярусное строение, при котором нижний ярус объединяет молассовые и (или) вулканогенные отложения нижнего, а верхний — среднего — позднего девона (до фаменского яруса).

2. Впадины имеют обычно необращенное строение и сохраняют синклинальную, грабеновую или мульдовую структуру после прекращения прогибания и складчатости. Симптоматично, что в пределах орогенных впадин интенсивное погружение субстрата продолжается в позднем палеозое, что фиксируется аномальными мощностями и более глубоководными фациями фамена и нижнего карбона.

3. В истории формирования впадин выделяются две седиментационные стадии: ранняя отвечает времени заложения и начальному развитию с компенсированным прогибанием, поздняя — латеральному расширению бассейнов аккумуляции и прогрессирующему проседанию основания, вызывающему образование континентальных водоемов, лагун или трансгрессии моря. В одну из стадий возникали рифтоподобные структуры, контролировавшие проявления вулканизма.

4. Орогенным впадинам свойствен эффузивный андезитобазальтовый или базальтовый магматизм; проявления липаритового вулканизма редки и незначительны по масштабам и, как правило, приурочены к бортам или прибортовым частям, интрузии гранитоидов отсутствуют как среди выполняющих отложений, так и в фундаменте впадин и грабенов.

5. Отложения впадин представлены континентальными красноцветными и (или) мелководными озерными, лагунными или морскими пестроцветными молассами. Они характеризуются трансгрессивным строением, большими градиентами мощностей, резкой фациальной изменчивостью в прибортовых частях и относительной выдержанностью состава и мощностей внутри впадин. Грубообломочные красноцветные молассы быстро замещаются мелкообломочными пестроцветными осадками по направлению от краев к центру бассейнов седиментации, терригенные полимиктовые отложения — вулканомиктовыми и вулканогенными накоплениями вблизи центров извержений.

Наряду с отмеченными чертами сходства почти каждая орогенная

впадина обладает и специфическими особенностями, которые обычно присущи окраинным и внутренним межгорным структурам, а также рифтоподобным вулкано-тектоническим грабенам и впадинам.

Окраинные впадины отличаются прежде всего гетерогенным фундаментом и характером структурного соотношения днища с ложем. Внешние борта и прилежащие к ним блоки фундамента сложены раннекаледонскими образованиями или докембрийскими выступами основания. Базальтовая формация накладывается у внешних бортов на более древние отложения с явно выраженным краевым несогласием (Жаксыконская, северо-западная часть Жалаир-Найманской), а в остальных частях впадин располагается на верхнем структурном ярусе позднекаледонского комплекса с параллельным несогласием, но в едином структурном плане с молассой нижнего силура. Формирование вулканогенно-молассового комплекса в них, как и во внутренних впадинах (Шидертинской, Джельтауской, Мынаральской и др.), контролировалось ранее созданной структурой и разломами глубокого заложения. Орогенный комплекс был как бы вложен в перекомпенсированные осадконакоплением субконтинентальные раннесилурийские (иногда позднеордовикские) прогибы, которые после лудловского перерыва были вовлечены в прогибание без нарушения и изменения прежнего структурного плана. Интенсивное погружение с обновлением глубинных разломов испытывали в позднем силуре Карабулакский и Мынаральский грабены, выполненные мощной (700—1000 м) грубообломочной молассой с линзами пржидольских органогенных известняков и натриевыми базальтоидами нижнего девона, в раннем девоне — Шидертинская, Селетинская впадины, Жалаир-Найманский и Кишкенесорский грабены.

Одни из этих впадин и грабенов сложены в нижней части мощными аллохтонными молассовыми толщами, выше которых располагаются эффузивные и вулканомиктовые отложения андезито-базальтового состава нижнего девона. Другие выполнены андезитами, андезито-базальтами и базальтами с пачками перемытых и переотложенных на месте вулканомиктовых конгломератов и песчанников. Первые представляли собой вначале типичные молассовые впадины с компенсированным прогибанием, которые были преобразованы впоследствии в вулканические грабены. Разломы глубокого заложения в некоторых случаях осложняли борта впадин, но чаще располагались в их внутренней, наиболее прогнутой, части (Селетинская впадина).

Структуры с дацито-андезито-базальтовой формацией нижнего девона изначально являлись грабенами и контролировали вулканизм (Жельтауский, Шидертинский и др.). Они имели положительный вулканический рельеф и возвышались над бортами, хотя их основание постоянно погружалось. Вулканические постройки наращивались за счет продуктов извержений, вулканогенный материал одновременно размывался и перетлагался у подножий вулканов внутри грабенов, причем прогибание несколько отставало от накопления лав, туфов и продуктов их дезинтеграции. В результате перекомпенсированного заполнения в эти структуры почти не привносился аллохтонный обломочный материал, что отличает их от типичных межгорных впадин. Типоморфным является продольный Жалаир-Найманский вулкано-тектонический грабен, вытянутый по простиранию вмещающих структур раннего палеозоя на 750 км при ширине от 15 до 80 км, а также осевые грабены Шидертинской впадины и Аркалыкского синклинория в Предчингизье [148]. Образование структур этого типа обусловлено синхронным прогибанием основания и наземным вулканизмом в условиях растяжения, но без существенного раздвига блоков фундамента. Оно не сопровождалось деградацией и перестройкой коры, а вызвало, очевидно, «растрескивание» ее и разуплотнение ве-

щества верхней мантии. В результате были созданы условия, необходимые для генерации андезито-базальтовой магмы и вулканизма.

Вторая стадия развития была примерно одинаковой в окраинных и внутренних межгорных впадинах. Она характеризуется латеральным расширением и углублением структур. Вначале накапливались красноцветные терригенные отложения за счет размыва прежних вулканических построек и привноса извне обломочного материала. В прибортовых ослабленных зонах развивался на небольших участках липаритовый вулканизм, главным образом в субвулканической и туфовой фациях. Такие зоны установлены у юго-восточного крыла Шидертинской и Жаксыконской впадин, вдоль северо-восточного борта Жалаир-Найманского грабена [104, 106].

Шидертинская, Селетинская и Каракенгир-Жаксыконская впадины и северо-западная часть Жалаир-Найманского грабена были вовлечены в интенсивное погружение, скорость которого превышала седиментацию. Возникли крупные внутриконтинентальные озерные бассейны, морские заливы и лагуны. Море затопило структуры Предчингизия и Северо-Восточного Казахстана (р. Шидерты, район Баянаула, оз. Алкамерген и др.), а также раннедевонские впадины и прогибы Горного Алтая и Предсаянья.

Важные преобразования — изменения в структурном плане и расчленение на положительные и отрицательные формы рельефа — произошли и в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской орогенной области. Фронт молассового осадконакопления сместился на запад и юго-запад Центрального Казахстана и, таким образом, в процесс погружения были вовлечены крупные, часто линейно вытянутые блоки бывших поднятий с последующим образованием на них впадин и грабенов второй (среднедевонской) генерации. Это зафиксировано краевыми несогласиями, косым и реже поперечным наложением возникших структур на древние образования (Шагырлинский, Тамдинский, Тенгиз-Куржункольский и др., см. рис. 44).

Молассы среднего девона — франского яруса накапливались непрерывно во впадинах раннедевонского заложения, хотя и они претерпели существенные изменения во внутреннем строении. Во впадинах возникла сложная блоковая структура в результате дифференцированного проседания блоков субстрата, что обусловило большие градиенты мощностей и резкую фациальную изменчивость не только у бортов, но и во внутренних частях.

Образование среднедевонско-франских моласс сопровождалось двумя импульсами активизации впадин и смежных поднятий. С ними коррелируют пачки красноцветных конгломератов и толщи базальтоидов нижней и верхней частей разреза ассоциации на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Чу-Илийских горах (Кызылсокий грабен) и на отдельных участках северо-востока Центрального Казахстана. В промежутках между этими импульсами во впадинах и грабенах накапливался псаммитовый материал озерного, лагунного и меньше морского происхождения. Массовые извержения базальтоидов были сосредоточены в вулкано-тектонических грабенах среднедевонского заложения, до образования которых формировались терригенные молассы (Жаманконская впадина). Одноактное проявление базитового вулканизма на уровне формации — общая тенденция в развитии орогенных впадин и прогибов каледонид Урало-Монгольского складчатого пояса, на что указывают вертикальные формационные ряды этих структур (см. рис. 62). В этом заключается одна из основных закономерностей пространственного размещения разновозрастного вулканизма деструктивных зон орогенных областей.

Большинство впадин и грабенов раннедевонского заложения при-

надлежит в каледонидах Казахстана к типу возрожденных структур, и лишь отдельные орогенные впадины Западного Прибалхашья и юго-востока Чу-Илийских гор имеют унаследованный характер развития. Возрожденные отличаются тем, что орогенная моласса нижнего девона отделена от инверсионных отложений позднего ордовика — раннего силура стратиграфическим несогласием (лудловский век), а унаследованные — непрерывным разрезом и, следовательно, постоянно прогибались в предорогенный и орогенный периоды.

Межгорные впадины среднедевонского заложения развиты главным образом в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской, меньше — в Чингиз-Тарбагатайской орогенных областях и на некоторых поднятиях поздних каледонид (Атасу-Тектурмасское). Наиболее крупные структуры — Тесбулакская, Кокпансорская, Сырдарьинская и Теке-Тамдинская (Тургайский прогиб) — наложены несогласно на нижнепалеозойский комплекс и докембрийские выступы основания, хотя в общих чертах они наследуют структурный план ранних каледонид (см. рис. 44). Некоторые впадины располагаются поперек или под углом к простиранию раннекаледонских дислокаций и контролируются новообразованными поперечными разломами (Шагырлинская, Тамдинская, Кызылтузская впадины). Структуры относительно устойчивых поднятий представлены мелкими мульдами и приразломными впадинами, реже вулканотектоническими грабенами. Эти структуры свойственны Кокчетавскому, Кендыктас-Заилийскому, Южно-Джунгарскому и Северо-Киргизскому поднятиям.

Среднедевонские впадины выполнены красноцветными делювиально-пролювиальными и пестроцветными (озерными) терригенными отложениями с линзами и прослоями базальтоидов, туфов липаритов, известняков, мергелей, углистых и медистых алевролитов. Характерные признаки вулканогенно-молассового комплекса: трансгрессивное, линзослоистое строение, фациальная изменчивость и большие градиенты (от 100 до 2500 м) мощностей. Магматические образования представлены базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами, мелкими субвулканическими телами основного состава и трахилипаритами. Базальтоиды локализуются в нижней части молассового комплекса (Улутауский район) и реже присутствуют на разных уровнях (Кендыктас, Киргизский хребет) разреза. Излияния основных лав коррелируют импульсам активизации во впадинах, но далеко не всегда совпадают во времени с горообразованием или изменениями рельефа смежных поднятий.

Среднедевонские впадины Казахстана относятся к орогенным структурам наложенного развития. Они в отличие от возрожденных и унаследованных впадин ранней генерации развивались на жестком складчатом основании. В перестройку и горообразование вовлекается в среднем девоне вся раннекаледонская геосинклинальная область независимо от индивидуальных особенностей развития ее отдельных зон и срединных массивов. Смещение фронта межгорных впадин на запад и юго-запад Центрального Казахстана связано с общим воздыманием орогенных структур (кроме Шидертинской и Селетинской впадин) позднекаледонской области и дифференцированными вертикальными движениями на территории Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского поднятия.

Вулканотектонические грабены и приразломные впадины. Для этих орогенных структур характерно широкое развитие вулканогенных образований базальтового и андезитового состава. Обычно они тесно связаны с типичными молассовыми впадинами или прогибами и сравнительно редко развивались как автономные приразломные структуры проседания зон растяжения с базальтоидным вулканизмом. Вулканотектонические грабены раннедевонского заложения позднее, в среднем девоне, трансформировались в компенсированные прогибы с терригенным осадкона-

коплением. Таковы Шидертинская, Жалаир-Найманская, Кузнецкая, Центрально-Тувинская и другие менее крупные структуры. Грабены среднедевонской генерации были как бы вложены в уже сформированные межгорные впадины, выполненные континентальной молассой, или представляли собой новообразованные структуры, наложенные на консолидированный фундамент.

Приразломные впадины и вулкано-тектонические грабены принадлежат к типу рифтоподобных деструктивных структур. Они образуются в орогенный период в результате процессов тектоно-магматической активизации, нарушающих естественное развитие орогенной области. Разломы, ограничивающие впадины и грабены, пересекают континентальную кору; в верхней мантии, по-видимому, возникают зоны разуплотнения и образовавшаяся магма быстро поднимается на поверхность. Среди орогенных структур выделяются приразломные впадины с проявлениями кислого вулканизма. Это, как правило, мелкие изометричные или слегка удлинённые необращённые впадины мульдового типа, заполненные красноцветными полимиктовыми отложениями с переменным количеством кислых вулканитов лавовой и субвулканической фаций. Структуры этой разновидности типичны для поднятий Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Северо-Монгольской (Ойгурингольская, Урэгнурская, Сагсайская и др.) орогенных областей.

Сравнительный историко-геологический и формационный анализ показывает, что орогенные впадины Казахстана имеют свои аналоги в Алтае-Саянской и Северо-Монгольской областях. Это было описано В. Г. Тихомировым [123, 124], О. А. Мазаровичем [81], А. А. Моссаковским [96] на примере впадин Сарысу-Тениз-Улутауского района, Предсаянья и Тувы. Структуры остальной части Казахстана выпали из сопоставительного обзора этих исследователей. Для решения вопроса, являются ли девонские орогенные впадины индивидуальной особенностью каледонид Казахстана или это конкретное выражение общей закономерности орогенного развития, необходим более широкий сравнительный анализ.

Сопоставление формационных рядов орогенных структур каледонид Урало-Монгольского складчатого пояса показывает на почти полное сходство большинства из них. Они имеют одинаковое строение, формационный состав, общие фациальные особенности осадочных отложений и продуктов вулканизма независимо от того, на каком фундаменте они формировались и какой по длительности перерыв отделяет базальные горизонты их от подстилающего субстрата. Несогласие в основании впадин имеет большое значение при структурном и историко-геологическом анализе, но практически не влияет на формационный состав отложений.

Орогенные структуры Алтае-Саянской области и Северной Монголии подразделяются по типу развития на наложенные, возрожденные и унаследованные [45, 96]. К первым относятся Рыбинская, Минусинские, Усинская, Годжинская, Убсунур-Тасхемская и другие мелкие впадины. К унаследованным Н. С. Зайцев причисляет крупные линейно вытянутые в северо-западном направлении Кузнецкий, Уйменско-Лебедской, Анюйско-Чуйский и поперечный к ним Тувинский прогибы. Все они являются грабенами, ограниченными глубинными разломами. Отмеченные впадины располагаются на раннекаледонском фундаменте и отделены от складчатого основания длительным перерывом (см. рис. 65), прогибы «вложены» в позднекаледонские структуры, наследуют прежний структурный план и глубинные разломы. Прогибы и некоторые наложенные впадины располагаются в зонах сочленения ранне- и позднекаледонских блоков и выступов каледонского основания. Наложённые впадины начали формироваться с раннего девона, унаследованные прогибы в это вре-

мя преобразовались в орогенные структуры, одни из которых сохранили геосинклинальную тенденцию в развитии, а другие трансформировались под влиянием деструктивных процессов в рифтоподобные вулканотектонические грабены (Кузнецкий, осевая зона Тувинского прогиба). Этим, по-видимому, объясняются главные различия в вулканизме Алтае-Саянской области.

Орогенные структуры, завершающие геосинклинальное развитие каледонид, характеризуются липаритовым (или андезито-липаритовым) и гранитоидным магматизмом, а грабены и приразломные впадины зон деструкции и вторичного растяжения — базальтовым вулканизмом. Симптоматично, что этот вулканизм развивается независимо от фундамента и типа орогенной структуры (наложенные или унаследованные), т. е. имеет наложенный и автономный характер, не связанный с предшествующим развитием. Такой эффузивный магматизм присущ Рыбинской, Минусинским впадинам, Кузнецкому и осевой зоне Тувинского прогиба. Различия в составе вулканитов этих структур выражены главным образом в щелочности, несколько повышенной в наложенных и нормальной в унаследованных структурах. Щелочная, калиево-натриевая тенденция наложенных впадин, однако, не всегда выдерживается [71, 96].

Сравнив историю развития, формационный состав и структурные особенности впадин и прогибов Алтае-Саянской области и каледонид Казахстана, нетрудно заметить, что это одни и те же типы орогенных структур. Принципиальное отличие между разнотипными структурами каледонид Урало-Монгольского пояса заключается в основном в магматизме: эффузивном мантийном в одних зонах (ареалах), коровом вулканоплутоническом во вторых и интрузивном плутоническом в третьих. Главные закономерности в развитии и тектонические связи орогенного магматизма целесообразно рассматривать после характеристики следующего типа орогенных структур.

Вулканические пояса Центрального Казахстана. С тех пор, как был выделен девонский вулканический пояс [20, 21], не прекращаются дискуссии о тектонической природе, значении и роли его в палеозоидах Казахстана, а также об особенностях развития этой своеобразной структуры. Вулканическим поясам посвящены исследования А. А. Богданова [20, 21], Н. Г. Марковой [85, 86, 87], Е. К. Устиева [130] и Е. Д. Шлыгина и А. Е. Шлыгина [144] и др. Взгляды геологов далеко не всегда совпадают, однако наиболее спорной является проблема генезиса вулканических поясов и формаций, а также характер их связи с геосинклинальным развитием складчатых областей.

А. А. Богданов и его последователи считают девонский пояс краевой тектоно-магматической структурой, наложенной на каледонский массив, формирование которой обусловлено развитием герцинской геосинклинали. Н. Г. Маркова рассматривает пояс в качестве структурного элемента заключительной стадии эволюции поздних каледонид, образующегося в результате «саморазвития» складчатой области. В. А. Голубовский указывает, что пояс принадлежит к ранним герцинидам и к их крупным структурным элементам, расположен согласно, магматизм его субсеквентный. Аргументация разных точек зрения не приводит к однозначному решению проблемы вулканических поясов в Казахстане. Не менее противоречивы представления и о других подобных поясах Евразии. Одни исследователи при типизации предпочитают отдавать тектонической позиции поясов и по этому критерию выделяют внутриматериковые, окраинно-материковые, периокеанические островные дуги и внутриокеанические пояса. Другие подразделяют вулканические пояса по типу связи с геосинклинальным развитием: унаследованные (раннегеосинклинальные), наложенные (посторогенные негеосинклинальные) и унасле-

дованно-наложенные (геосинклинально-посторогенные) [135]. Многие исследователи относят к вулканическим поясам совершенно различные тектоно-магматические структуры: собственно геосинклинального, переходного и орогенного этапов развития складчатых областей. А. А. Москаковский на материалах по палеозоидам Евразии также выделяет вулканические пояса разных стадий эволюции геосинклиналей (переходной и континентальной). Н. Г. Маркова считает, что вулканические пояса Казахстана и Восточной Азии (Чукотско-Катазиатский пояс) формируются в орогенный и посторогенный этапы геосинклинально-складчатых областей.

Автор отстаивает следующие положения:

1. К вулканическим поясам относятся тектоно-магматические структуры орогенной стадии развития геосинклинальных областей или (и) их отдельных зон. Пояс — это вулканическая зона, отдельные массивы и структуры которой, сливаясь воедино, образуют протяженную полосу развития орогенных, преимущественно липаритовых формаций. В палеозоидах Казахстана обособляются два девонских и позднепалеозойский пояса. Ранне-среднедевонский пояс — орогенная зона поздних каледонид, средне-позднекаменноугольный — герцинид. Между этими основными поясами в периферической части Джунгаро-Балхашской области располагаются франкий пояс Успенско-Аксоранского прогиба и сравнительно небольшие зоны на крыльях Нуринского, Жаман-Сарысуйского и Бороталинского синклиниориев.

2. Вулканические пояса наложены на гетерогенные структуры основания — прогибы, внутренние поднятия, срединные массивы, грабенные и межгорные впадины, но всегда располагаются в пределах определенной геосинклинальной области или зоны, повторяя в общих чертах их конфигурацию. В структурном отношении это система вулканических нагорий и поднятий, осложненная внутренними депрессиями, кальдерами и другими вулканическими элементами и ограниченная разломами глубокого заложения. Пояса объединяют признаки, свойственные орогенным впадинам (проседание субстрата, накопление вулканогенного материала и др.) и сводовым поднятиями (интрузии гранитов, расчлененный рельеф, воздымание и интенсивная денудация), т. е. признаки пульсационного развития, при котором этапы относительного растяжения и проседания фундамента сменяются этапами его сжатия и воздымания. Так возникают, по-видимому, вулканоплутонические пояса, представленные формациями нормальных и субщелочных (редко щелочных) дацитов — липаритов и гранитов — лейкогранитов. Образование их связано с процессами, происходящими в зрелом гранитно-метаморфическом слое земной коры соответствующей орогенной области. Фундамент некоторых вулканических зон неравномерно погружался в течение длительного времени, причем настолько интенсивно в отдельных структурах Алтая, Северо-Западной Монголии и Казахстана, что происходили трансгрессии в орогенные области. Образование вулканогенных продуктов, главным образом липаритового и андезито-липаритового состава, осуществлялось в подводных условиях, и только вершины вулканов в виде изолированных островов и архипелагов возвышались над уровнем моря [92]. В такой обстановке сформировались узкие протяженные зоны развития андезито-липаритовых и других орогенных формаций среднего — позднего девона в Анюйско-Чуйском, Уйменско-Лебедском, Белоубинско-Южно-Алтайском и Рудно-Алтайских прогибах. Режим продолжительного погружения субстрата этих зон в девоне — раннем карбоне препятствовал гранитообразованию и становлению гранито-липаритовых ассоциаций. В результате возникли только вулканические серии орогенных формаций без плутонических комагматов (вулканические пояса).

3. Идентичность магмоформационных рядов ареалов орогенного вулканизма, вулканических и вулканоплутонических поясов подтверждает принадлежность тех и других к единому тектономагматическому типу структур. Разница между ними выражается в том, что частные вулканические структуры образуют изометричные в плане массивы или же сливаются в вытянутые пояса (зоны), повторяющие в общих чертах конфигурацию той геосинклинальной области, в которой они формируются. К поясам отнесены структуры с андезит-дацит-липаритовым и контрастным базальт-липаритовым вулканизмом, образующие зоны сплошного или прерывистого развития орогенных сиалических формаций в поздних каледонидах Горного, Рудного и Монгольского Алтая и Центральной Монголии.

4. Вулканоплутонические пояса Казахстана — это одна из частных форм проявления орогенного магматизма. Гранито-липаритовые ассоциации формируются при специфическом тектономагматическом режиме. В тех случаях, когда такой режим не устанавливается, в орогенных структурах образуются или плутоны гранитоидов, или только вулканические формации. Эффузивные формации базальтовой группы, размещающиеся на отдельных блоках поясов и ареалов, синхронны, предшествуют или сменяют во времени гранито-липаритовую ассоциацию, но в любом случае не связаны генетически с собственно орогенным магматизмом. Пространственная и временная сопряженность разнотипного магматизма обусловлена, вероятно, совмещением конструктивных и деструктивных процессов в одних или чередованием их во времени в других орогенных зонах. Иначе говоря, связь андезито-базальтового и гранито-липаритового магматизма предопределена тем, что площади континентальных поясов — девонского, позднепалеозойского, мезозойского (Охотско-Чукотский) — вовлекаются в переработку (активизацию) и «переживают» крупнейшие эпохи тектогенеза в развитии Земли.

5. Вулканические пояса и менее крупные зоны орогенного вулканизма имеют необращенный характер строения, т. е. всегда образуют после складчатых деформаций синклинальные структуры, аналогичные пликативным структурам межгорных впадин и прогибов. В строении вулканических поясов и ареалов основное значение имеют липаритовые и гранитовые формации, в которых развиты породы нормальной и повышенной щелочности.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЗМА ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Под орогенным магматизмом понимается сиалический эффузивный и интрузивный магматизм, вызванный эндогенными процессами в зрелом гранитно-метаморфическом слое земной коры. Для него характерны дацито-липаритовый вулканизм и гранодиорит-гранитовый плутонизм, что общепризнано в геотектонике. Принадлежность к этому магматизму магматитов андезит-диоритового ряда до сих пор не доказана и нередко оспаривается [74, 77, 148].

По магматизму орогенных областей Казахстана накоплен обширный фактический материал, интерпретация которого у разных исследователей неодинакова. Континентальный вулканизм рассматривается как субсеквентный [59], орогенный, завершающий геосинклинальное развитие [85, 87, 96], постгеосинклинальный [124], магматизм зон или эпох активизации [81], краевых вулканических поясов [21, 44]. Кроме того, по-разному понимаются формационная принадлежность и происхождение девонских вулканогенных ассоциаций и вследствие этого высказываются различные мнения об эволюции вулканизма, направленности и стадийно-

сти в его развитии [44, 47, 74, 79, 124]. В связи с этим при обобщении материалов по вулканизму необходимы тщательный анализ и осторожность.

Исследуя орогенный вулканизм, автор придерживается установленных закономерностей в развитии геосинклинального магматизма [74, 77]. Напомним главные из них:

1. Орогенный магматизм независимо от формы (вулканической, плутонической), времени и места проявления связан с развитием определенной геосинклинальной области. Магмогенерирующие энергетические источники его внутренние и функционируют в связи с «саморазвитием» этой области или их отдельных зон.

2. Орогенный магматизм это — сиалический магматизм с явно выраженной кремнекислородной (калиевой) тенденцией. Ранние производные имеют натриевый, средние — калиево-натриевый, поздние — калиевый тип щелочности.

3. К орогенным магматическим образованиям относятся производные гранито-липаритовой магмы независимо от того, какими по продолжительности перерывами и структурными преобразованиями они отделены от собственно геосинклинального субстрата.

4. Гомодромное развитие орогенного магматизма нарушается симатическим (мантийным) вулканизмом, который проявлялся до, после и непосредственно в орогенный период в результате наложения более глубоких импульсивных процессов активизации на поступательный и направленный ход развития геосинклинального магматизма.

Для орогенного магматизма палеозоид Казахстана и сопредельных областей характерны следующие основные признаки:

1) пространственная зональность в размещении орогенных магматических образований, выражающаяся в том, что в одних зонах доминирует гранодиорит — гранитный плутонизм, во вторых — вулканизм, в третьих совмещено то и другое;

2) синхронное проявление на огромной (5,5 млн. км²) территории каледонид Урало-Монгольского пояса базальтового, андезито-липаритового, липаритового и субщелочного вулканизма;

3) несопоставимая масштабность и интенсивность проявления эффузивной деятельности в разных орогенных зонах — обширные по площади и протяженности пояса или ареалы в одних и мелкие локальные участки в других.

А. А. Богданов и его последователи [21, 45] связывают активную вулканическую деятельность в девоне с возникновением и развитием краевого вулканического пояса. А. А. Моссаковский [96], Л. П. Зоненшайн [51] объясняют зональность, формационный состав и интенсивность вулканизма пространственным положением и структурной позицией той или иной складчатой области относительно соседней эвгеосинклинальной зоны. В основе этих концепций лежит предположение об активном воздействии герцинских геосинклиналей на край стабилизированного каледонского массива или орогенной области. Близка по своей сути этим представлениям гипотеза активизации, так как активизация считается наведенной и связывается с тектоническими процессами в смежных геосинклиналях.

По мнению автора, с фактическими данными более всего согласуются представления о геосинклинальной природе конструктивного орогенного гранито-липаритового магматизма и о рифтогенном происхождении базальтоидного вулканизма при условии, что превращение геосинклинальных прогибов в орогенные области — процесс закономерный и приводит в конечном счете к становлению зрелого гранитного слоя земной коры.

Пространственное размещение вулканогенных образований и историко-геологический анализ формационных рядов палеозойских показывают, что вулканизм в орогенный период интенсивно развивался в зонах без предшествующего (островодужного) вулканизма и в амагматических зонах без «соскладчатых» гранитоидных интрузий. Базальтоидный вулканизм локализовался главным образом в унаследованных и возрожденных орогенных структурах (кузнецкий, шидертинский тип), реже и меньше — в грабенах наложенного развития (минусинский, сугандинский тип). Тенденция в изменении вещественного состава орогенных магматических продуктов, которая выявляется при формационном анализе, заключается в следующем:

1. Магматическим образованиям девона Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Саяно-Северо-Монгольской областей свойственны повышенная щелочность и глиноземистость (вплоть до щелочного и плюмазитового типов) независимо от их формационной принадлежности [96, 124].

2. Магматизм Центрально-Казахстанской и Алтайско-Монгольской областей характеризуется сочетанием ассоциаций известково-щелочных умеренно глиноземистых и субщелочных высокоглиноземистых петрохимических серий в собственно орогенных и синорогенных (андезито-базальтовых) комплексах.

3. Эволюция состава магматических образований во времени заключается в относительном увеличении щелочности и глиноземистости, причем кремнекислотность в гранито-липаритовых ассоциациях возрастает, а в андезито-базальтовых уменьшается и соответственно изменяются фемичность и известковистость.

Ниже рассматриваются пространственно-временные закономерности в размещении орогенных магматических образований, типы, характер проявления магматизма и эволюция девонского вулканизма.

Гранито-липаритовый магматизм

Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская, Чингиз-Тарбагатайская и Саяно-Северо-Монгольская области. Орогенный магматизм здесь выразился в образовании крупных плутонов гранитоидов и локальном проявлении липаритового вулканизма (рис. 67). В Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Чингиз-Тарбагатайской областях становление плутонов гранодиорит-тоналит-плагиогранитной формации, нормальных и субщелочных гранитов происходило прерывисто с позднего ордовика — силура до позднего девона (440—360 млн. лет). Тоналит-плагиогранитные интрузии представлены крупными батолитами зерендинского, кыркудукского, курдайского, заилийского комплексов в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской орогенной области, гранодиорит-гранитовые — четским и сарыкольским на Чингизском и акжалымском на Актау-Моинтинском поднятиях [35, 36, 37, 79]. Отличительная особенность этих наиболее ранних орогенных комплексов — повышенная натриевость при общей умеренной щелочности и основности [79]. Девонские интрузии образуют плутоны нормальных гранитов примерно с равным содержанием натрия и калия (боровской комплекс), существенно калиевых гранитов (орлиногорский, балкашинский, улутауский комплексы) с натриево-калиевым отношением 0,6—0,8 и субщелочных гранитов. Наиболее поздние из девонских гранитоидов представлены лейкократовыми (чингизский комплекс), калишпатовыми и щелочными гранитами (талгарский комплекс).

Взаимоотношения девонских гранитоидов с вулканогенными образованиями известны только в Чингиз-Тарбагатайской орогенной области (чингизский массив), а также на Улутауском поднятии, где установлены активные контакты с липаритовой формацией нижнего — среднего дево-

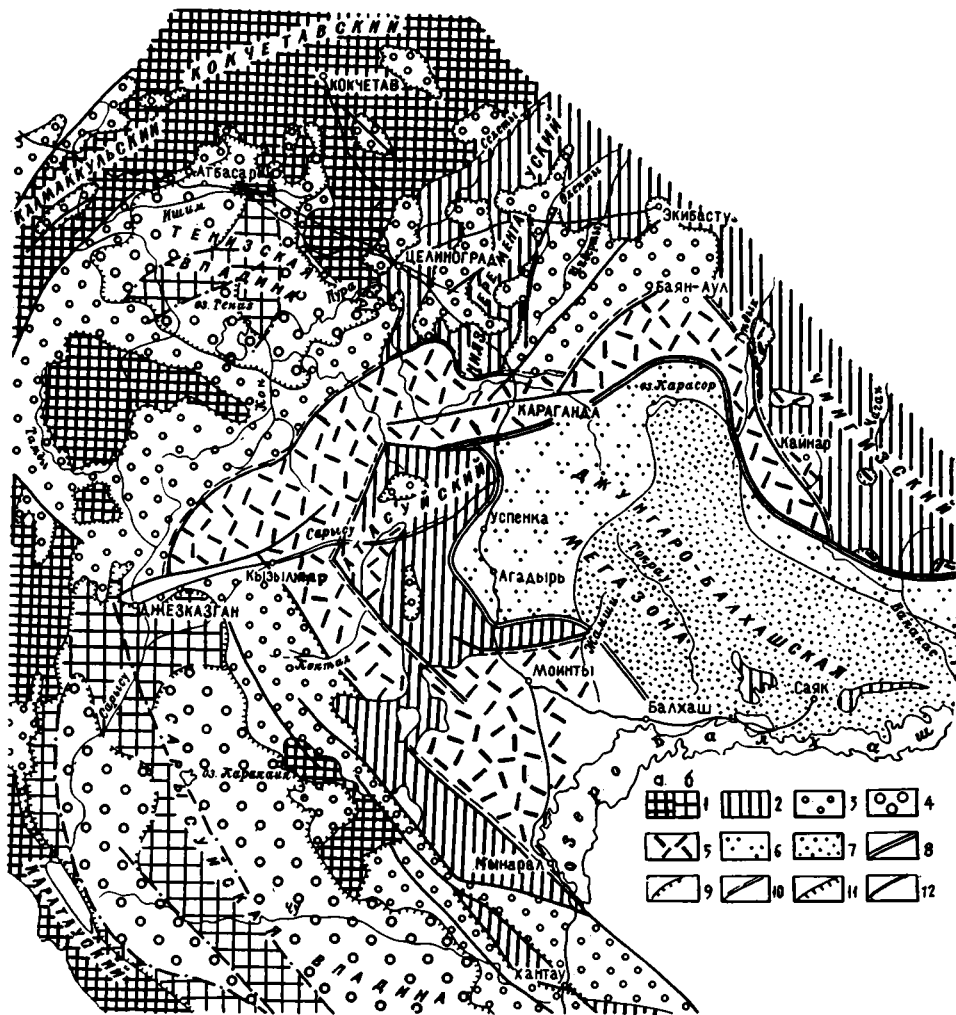


Рис. 67. Схема размещения зон и ареалов липаритового вулканизма

Комплексы основания и обрамления: 1 — раннекаледонские приподнятые (а), погруженные (б); 2 — позднекаледонские; 3 — межгорные впадины с локальными проявлениями вулканизма и аллохтонным пирокластическим материалом; 4 — то же, перекрытые позднепалеозойскими формациями; 5, 6 — зоны вулканизма: 5 — ранне-среднедевонского континентального, 6 — средне-позднедевонского прибрежного; 7 — амагматичная морская область туфо-терригенного осадконакопления; 8—11 — границы: 8 — Джунгаро-Балхашской области, 9 — межгорных впадин, 10 — зоны гранито-липаритового магматизма (вулканоплутонический пояс), 11 — позднепалеозойских впадин; 12 — разломы

на. Формированием среднедевонских гранитов, по-видимому, завершается орогенный магматизм Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Чингиз-Тарбагатайской областей.

Липаритовый вулканизм в этих областях ограничен деятельностью небольших вулканов центрального типа на Чингизском (горы Машан [101]; Дос, Достар [102]), Кокчетавском (реки Арчалы, Жолболды и др.), Улутауском (оз. Сарыколь, горы Идыге, Улутау), Чуйском (г. Курманчиге), Заилийском и Южно-Джунгарском поднятиях. Он проявился главным образом в эффузивно-экструзивной (субвулканиче-

ской) форме, поэтому среди его продуктов резко преобладают лавы и субвулканические породы.

Характерная особенность вулканитов — афировое или микропорфировое строение основной массы, отсутствие крупных интрателлурических вкрапленников. Туфы развиты спорадически и среди них больше всего резургентных литокластических разностей. По химизму продукты этого вулканизма тождественны субщелочной ветви липаритовой формации вулcano-плутонического пояса, однако в субвулканической фации присутствуют щелочные породы (горы Машан, Дос, Курманчите).

В Саяно-Северо-Монгольской орогенной области, особенно на поднятиях Восточной Тувы, Восточных Саян, Кузнецкого Алатау, на Западно-Саянском своде и в Северной Монголии [34, 51, 96] гранитоидный магматизм представлен крупными батолитами микроклиновых и щелочных гранитов, граносиенитов, гранодиоритов гранит-лейкогранитовой формации. На всех сводовых поднятиях, где широко развиты гранитоиды, резко сокращен вулканизм — липаритовый на позднекаледонском и трахилипаритовый на раннекаледонском основании [96]. Вулканогенные формации включают мелкие субвулканические трещинные интрузивные тела сиенитов, граносиенитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров.

Формирование гранитных плутонов девона, по-видимому, не имеет никакого отношения к вулканизму в Саяно-Северо-Монгольской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской орогенных областях и подчинено иным закономерностям в размещении. Петрохимическое сходство гранитоидов и вулканитов обусловлено, очевидно, не их родством, а общей кремнекислощелочной тенденцией в эволюции орогенного магматизма.

Центрально-Казахстанская и Алтайско-Монгольская орогенные области. Гранито-липаритовый магматизм был сосредоточен в основном в девонском вулcano-плутоническом поясе Центрального Казахстана, меньше в Алтайско-Монгольской зоне. Вулканизм здесь предшествовал гранитообразованию, контакты гранитов с липаритовой формацией всегда интрузивные.

Липаритовый вулканизм охарактеризован в многочисленных работах [44, 59, 65, 102, 124, 131, 132 и др.], а также автором [33, 79, 103, 146, 148], поэтому остановимся лишь на его тектонических и хронологических закономерностях, особенностях проявления и некоторых формационных (петрографо-петрохимических) признаках.

Доорогенные проявления липаритового вулканизма на уровне формации известны в нижнем силуре Западно-Балхашского синклиория. Они были приурочены к небольшим вулканическим островам и прибрежной мелководной зоне, где накапливались мощные пачки лав и туфов. Состав вулканитов изменяется по вертикали от дацитового до липаритового с нормальным содержанием щелочей, но с несколько повышенной натриевостью. По петрохимическим признакам они близки эйфельским эффузивам Рудного Алтая и позднеордовикским гранитоидам (кыркудукский комплекс) Кокчетавского поднятия.

Типично орогенный липаритовый вулканизм начался в раннем девоне сначала в Западно-Прибалхашском и Баянаул-Семизбугинском сегментах (сводовых поднятиях), а затем распространился на всю территорию вулcano-плутонического пояса (ВПП); в эйфельском веке он развивался в структурах, прилегающих к Спасской зоне разломов; во франском — в Успенско-Аксоранской и Уралбайской зонах.

В Алтайско-Монгольской орогенной области извержения кислой магмы происходили также одновременно: на площадях салаирской и раннекаледонской консолидации (Северная Монголия, Саяны, Восточная Тува) — в раннем девоне, позднекаледонской (Горный и Монгольский Алтай) — в конце раннего девона — эйфельском веке, в зонах Руд-

ного Алтая — соответственно в эйфельском, живетском и франском веках. Намечается закономерная тенденция к омоложению вулканизма по направлению к герцинским геосинклинальным прогибам [65].

Площади, охваченные активным вулканизмом, огромны: в Казахстане — более 100 тыс. км², на Алтае — около 60 тыс. км², на юге Сибири и в Монголии — 250—270 тыс. км². Влияние липаритовых извержений на осадочную седиментацию и литогенез оценить трудно. Пирокластический материал при сильных пароксизмах распространялся на всю территорию Джунгаро-Балхашского прогиба, в межгорные впадины, обрамлявшие пояс, в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньскую область, где осаждался на больших пространствах в виде выдержанных по мощности пластов (от нескольких сантиметров до первых десятков метров), смешивался с терригенными отложениями или образовывал при разложении в водной среде кремнистые осадки. Не исключено, что основная масса кремнистых пород терригенно-кремнистой формации нижнего — среднего девона Северной Джунгарии и Южного Прибалхашья возникла за счет силикатизации кислого вулканического пепла. Большое влияние оказывал липаритовый вулканизм и на континентальное осадконакопление — в составе красноцветных моласс, кроме ювенильного, более половины обломочного материала представлено продуктами разрушения вулканических сооружений, а также перемытой и переотложенной вулканокластикой.

Липаритовый вулканизм был приурочен к положительным структурам Центрально-Казахстанской области, где проявлялся на относительно приподнятых блоках или протяженных зонах с горным вулканическим рельефом (см. рис. 67). Нагромождения огромных масс изверженного материала создавали вулканические нагорья, плато, вытянутые гряды и горные цепи. Прогибание субстрата не компенсировало роста вулканических сооружений, с которых непрерывно сносился изверженный материал в соседние впадины и прогибы. Режим относительного воздымания или во всяком случае стабильного положения субстрата сохранялся на протяжении всего периода развития липаритового вулканизма и только на стадии его затухания, очевидно, произошли общее сводовое поднятие территории пояса и внедрение больших масс гранитоидов среднего девона.

Вулканические зоны и ареалы Алтайско-Монгольской орогенной области развивались в иных геолого-тектонических условиях. Устойчивое прогибание днищ унаследованных, возрожденных и наложенных прогибов, начиная с раннего девона в Монгольско- и Горно-Алтайских зонах, с эйфельского века на Рудном Алтае, вызвало морские трансгрессии. Вулканизм проявлялся в прибрежных и мелководных частях морских бассейнов на вулканических островах и архипелагах. Активность эффузивной деятельности зависела от интенсивности прогибания: увеличение скорости проседания субстрата вызывало пароксизмальные извержения больших объемов кислого материала, а прекращение или отставание в погружении обуславливали ее затухание [60]. Кстати, этим объясняются и миграция вулканизма в Рудно-Алтайских зонах, и омоложение его возраста по латерали в юго-западном направлении [59].

В зонах липаритового вулканизма Рудного и Горного Алтая практически не происходило гранитообразования. Девонские плутоны гранитоидов приурочены, как правило, к соседним поднятиям, где они формировались при ином тектоническом режиме, чем вулканические образования. Длительное погружение зон активного вулканизма и воздымание смежных поднятий обусловили, очевидно, пространственную разобщенность и структурное положение кислых эффузивных и интрузивных комплексов.

Давно установлена приуроченность кислых магм к позднему этапу развития геосинклиналей, к постинверсионному, складчатому периоду или

сразу после него. Их появлению в ранге формаций предшествуют общая или частная инверсия и смена знака тектонических движений. Однако после инверсии орогенные области и их отдельные зоны могут развиваться в условиях общего поднятия или опускания, что, по-видимому, мало влияет на масштабность липаритовых извержений, но обуславливает специфику кислой магмы. Натриевая тенденция продуктов вулканизма погружавшихся зон свойственна позднему ордовики и силуру Казахстана, раннему — среднему девону Рудного и Горного Алтая, что подтверждает плагиигранит-плагиилипаритовый тип магмы [35, 59].

Для липаритового вулканизма пояса характерно резкое преобладание пирокластических фаций, главным образом разнообразных кристаллотуфов и игнимбритов. Они слагают на больших площадях мощные однородные толщи, выполняют крупные вулкано-тектонические структуры (кальдеры, депрессии) на сводовых поднятиях, реже узкие протяженные грабены (Спасский, Успенско-Аксоранский). Обилие в этих породах кристаллов (до 30—60%) кварца и полевых шпатов обусловлено интрателлурической кристаллизацией. Выделение вкрапленников происходило на небольшой глубине в магме, богатой газоданными компонентами и отвечающей по фазовому составу граниту. В случаях прорыва этой смеси кристаллов с газово-жидкой составляющей на поверхности отлагались мощные и протяженные пласты и толщи туфов, при застывании ее на глубине возникали тела гранитоидов. В этом выражается непосредственная связь вулканитов и гранитов.

На площадях развития липаритового вулканизма девонские плутоны гранитов разных формаций (от нормальных до щелочных) и возраста (раннедевонский карамендинский, 410 млн. лет, позднедевонский теректинский, 350—370 млн. лет комплексы) прорывают комагматичные эффузивы конца раннего — начала среднего девона и нигде не имеют активных контактов с более молодыми образованиями. Граниты, относимые к позднедевонскому комплексу, также сосредоточены в липаритовой формации и не обнаружены на площадях распространения средневерхнедевонских эффузивов. Среди последних развиты небольшие интрузии граносиенитов, сиенитов, монзонитов (коккудуктобинский комплекс) и многочисленные субвулканические тела калиевых трахилипаритов, прорывающие нижнюю (кислую) часть андезито-базальт-липаритовой ассоциации. Очень часто наблюдаются интрузивные контакты субвулканических липаритов, трахилипаритов и иногда полифировых пород, похожих на кристаллотуфы, с покровными фациями липаритовой формации. Вместе с тем известны единичные случаи прорывания среднедевонских гранитоидов субвулканическими дайками и телами (район гор Шунак-Аиртау, Семизбугу). Отмеченные пространственно-временные соотношения указывают на тесную взаимосвязь гранитообразования и орогенного вулканизма, которая воплощается в вулкано-плутонических ассоциациях. Зарождение гранитной магмы происходило, видимо, одновременно с вулканизмом, а окончательное становление плутонов обусловлено более поздним подъемом магмы из зоны зарождения и внедрениями в комагматичные вулканиты.

После становления гранитов ассоциации липаритовый вулканизм полностью прекратился в северо-восточных сегментах пояса и начал постепенно затухать в юго-западных. На северо-востоке Казахстана (район Баянаула, Юго-Западное Предчирчингизье) он сменился андезито-базальтовым, причем смена произошла резко, без признаков взаимосвязи между тем и другим. В Сарысу-Тениз-Атасуйском и Западно-Прибалхашском сегментах (район станций Моинты, Киик, горы Шунак) по мере ослабления липаритовых извержений усиливались андезито-базальтовые. Вещественное выражение в сфере их совместного развития — анде-

зито-базальт-липаритовая ассоциация. Она не результат дифференциации единой магмы, а сочетание двух генетически различных магм — коровой и мантийной [44, 59, 96, 148]. Продукты липаритовых извержений ассоциации мало чем отличаются от предшествующих (выше щелочность). Это преимущественно разнообразные туфы с несколькими горизонтами трахилипаритовых лав. Они вмещают крупные (до 50 км²) субсогласные вытянутые и штокообразные тела трахилипаритов, которыми заканчивается эффузивная деятельность ВПП.

Итак, орогенный магматизм на территории пояса развивался в такой последовательности: липаритовый вулканизм — гранитоидный плутонизм — трахилипаритовый вулканизм — внедрение позднедевонских граносиенитов, сиенитов, монзонитов.

Франский липаритовый вулканизм локализован в узкой зоне, облегающей Жаман-Сарысуйский синклиниорий. Она имеет дугообразную форму и прослеживается на 450 км вдоль Успенских и Акжал-Аксоранских разломов, занимая пограничное положение между каледонскими и герцинскими структурами. Орогенный магматизм здесь представлен только липаритовым вулканизмом; позднедевонские гранитоиды отсутствуют, хотя вулканические фации такие же, как и в вулканоплутоническом поясе. Продукты вулканизма — это главным образом полифировые кристаллотуфы, меньше игнимбриты, лавы и субвулканические образования. Состав вулканитов преимущественно липаритовый, редко дацитовый, щелочность иногда выше нормы (больше 8,5%) за счет окиси калия. Вулканизм континентальный, ареально-трещинного типа; местами, видимо, существовали небольшие стратовулканы.

Андезито-базальтовый и базальтовый вулканизм

Излияния основной магмы в орогенной системе Казахстана связаны с тремя фазами тектонической активности: начало раннего девона, конец эйфельского — начало живетского века, конец франского и фаменский век. Это время становления рифтоподобных (грабеновых) структур с симатическим вулканизмом в Урало-Монгольском складчатом поясе и за его пределами (рис. 68).

Структуры раннедевонского заложения с проявлениями базальтоидов широко развиты как в Казахстанском сегменте, так и в Алтае-Саянской области (Минусинские, Кузнецкая, Центрально-Тувинская), средне- и позднедевонского свойственны Казахстану, на юге Сибири и в Монголии они единичны. Примерно к этим же хронологическим уровням приурочены излияния базальтов в Зайсанском, Южно-Тянь-Шаньском и Джунгаро-Балхашском парагеосинклинальных прогибах, где они представлены небольшими эффузиями лав основного состава щелочноземельной и щелочной (Южный Тянь-Шань) серий. Континентальный вулканизм несопоставим с герцинским геосинклинальным, он более интенсивный и ареальный. Поэтому «воздействие» герцинских геосинклиналей на орогенные области, видимо, маловероятно, связь же основного вулканизма тех и других с эндогенными процессами, вызванными активизацией, представляется наиболее реальной.

Зоны и отдельные грабены с основным вулканизмом располагались над глубинными магмоэнергетическими источниками, активное функционирование которых начиналось или возобновлялось под воздействием тектонических процессов. Продолжительность активной деятельности этих источников была неодинакова: в раннем девоне — около 20 млн. лет (Шидертинский, Жалаир-Найманский, Минусинский, Кузнецкий, Центрально-Тувинский грабены), в среднем — порядка 10 млн. лет (Спасский, Жаксыконский, Сугандинский и другие грабены), в позднем — не боль-

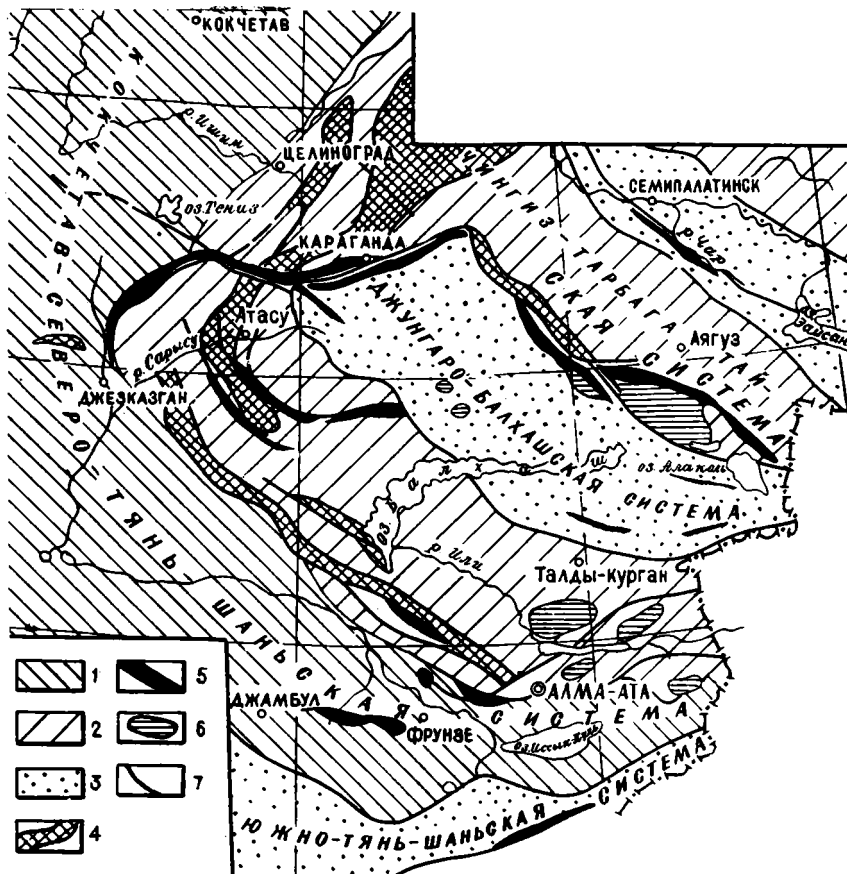


Рис. 68. Схема размещения зон андезито-базальтового вулканизма

Структурные комплексы обрамления: 1 — раннекаледонский, 2 — позднекаледонский, 3 — герцинский; 4—6 — зоны вулканизма: 4 — раннедевонского, 5 — живетского и живетско-франского, 6 — пермского; 7 — разломы

ше 3—5 млн. лет (Жайильминский грабен). Намечается явная тенденция к сокращению длительности, интенсивности и масштабности извержений во времени.

Пространственное расположение структур разновозрастного базальтового вулканизма имеет свои особенности и подчинено определенным тектоническим закономерностям.

Раннедевонский вулканизм проявился на площади 70—80 тыс. км² в Казахстане и более 100 тыс. км² в Алтае-Саянской области. Он локализован в орогенных структурах главным образом унаследованного и возрожденного развития (Шидертинский, Селетинский, Жалаир-Найманский, Центрально-Тувинский, Кузнецкий грабены), редко — в наложенных грабенах (Минусинские, Кашкенесорский) с жестким фундаментом. Неравномерное размещение вулканических проявлений в пространстве и приуроченность их к определенным орогенным зонам, видимо, обусловлены свойствами земной коры. Неконсолидированные блоки, а также зоны сочленения со стабилизированными блоками больше и легче реагировали на воздействие сил активизации, чем «жесткие» участки.

Раннедевонский базальтоидный вулканизм описан достаточно подробно [44, 79, 102, 104, 107, 108, 124]. Установлено, что он развивался в трех структурах вулканоплутонического пояса — Космурунской, Восточ-

но-Сарысу-Тенизской и Приатасуйской, а также в орогенных впадинах — Шидертинской, Селетинской, Жалаир-Найманской и Мынаральской. Все структуры представляли собой грабены, перекомпенсированные вулканическими продуктами. Активная деятельность выразилась в основном в излиянии лав. Выбросы туфов были спорадическими, кластический материал резургентный андезитового и дацитового состава.

Химический состав продуктов вулканической деятельности существенно изменяется во времени и в пространстве. В одних грабенах преобладают базальты и андезито-базальты, в других — андезиты, в остальных имеется полный ряд дифференциатов от базальта до липарита. Эволюция состава вулканитов в разрезе приводит обычно к гомодромной последовательности, хотя известны случаи антидромного развития вулканизма. В отдельных структурах ранние извержения представлены туфами липаритов (до 200—300 м), а более поздние — гомодромной серией (Космурунский грабен). Намечается некоторая тенденция и в изменении щелочности раннедевонского вулканизма. Общая щелочность всюду примерно одинакова, но тип щелочности разный: существенно калиевый на западе, натриевый на северо- и юго-востоке Центрального Казахстана (см. рис. 34). Петрографо-петрохимические характеристики эффузивов не зависят от особенностей строения орогенных структур, их фундамента или других провинциальных причин. Очевидно, они обусловлены химическим составом исходной андезито-базальтовой магмы (в общем лейкократовой, высокоглиноземистой, калиево-натриевого типа).

Средне-позднедевонский андезито-базальтовый вулканизм развивался в рифтоподобных грабенах, приразломных впадинах, иногда в узких приразломных зонах [87, 90, 148] (см. рис. 68). Грабены обычно двусторонние, с крутыми разломами по бортам. Протяженность их от первых десятков до 500—800 км. Ширина раздвиги на поверхности не превышала 5—10 км, глубина проседания дна достигала 2 км. Грабены раскали гетерогенные блоки, располагались внутри орогенной области, вдоль зоны ее сочленения с Джунгаро-Балхашским прогибом, иногда внутри последнего. Это типичные структуры среднедевонской активизации, и вулканизм их не зависит от предшествующего геологического развития структур обрамления и основания.

Вулканическая деятельность — это спокойные трещинные излияния лав и субвулканические инъекции вдоль разломов. Эффузии в одних грабенах были слабыми прерывистыми и кратковременными, в других протекали интенсивно и продолжительное время без перерывов (Дагандалинский, Спасский, Жаксыконский, Кызылсокий грабены). Независимо от характера проявления вулканизма и пространственного (структурно-тектонического) положения вулканических грабенов и впадин состав лав ограничивается непрерывным рядом: базальт — трахибазальт — андезит — трахиандезит, редко трахит. Изменения сводятся к количественному соотношению субщелочных и известково-щелочных пород в разных вулканических структурах или иногда по простираанию единого грабена.

Среди продуктов живетского вулканизма преобладают нормальные известково-щелочные андезито-базальты и базальты, андезитов и субщелочных разностей значительно меньше. По петрографическому составу это в основном пироксеновые, редко оливин-пироксеновые лавы и только в отдельных вулканических структурах (Сугандинская, Аральская) много оливиновых субщелочных эффузивов. Более поздние, франские, излияния характеризуются субщелочными оливиновыми и оливин-пироксеновыми андезито-базальтами и базальтами.

Сравнительный анализ показывает, что вулканизм раннего девона существенно отличается от средне-позднедевонского, хотя тот и другой связаны с андезито-базальтовой магмой. Продукты раннедевонского

вулканизма всегда последовательно дифференцированные, в целом более кислые и менее калиевые. Для него характерен ряд насыщенных и слабопересыщенных кремнекислотой пород от безоливинового лейкократового базальта до дацита и липарита. Субщелочная серия этого ряда калиево-натриевого типа, общая щелочность повышается в ней за счет обоих щелочных компонентов.

Эффузивы среднего — позднего девона отличаются большей основностью, калийностью, титановостью и известковистостью. Это недосыщенные и слабо насыщенные кремнекислотой породы от оливинового базальта до андезита; более кислые породы в этом ряду крайне редки. Щелочность в субщелочных породах увеличивается в основном за счет калия, при несколько повышенном, но устойчивом содержании натрия.

Изложенный и известный ранее материал показывает, что продукты симатического вулканизма являются производными двух типов андезито-базальтовой магмы. Первый — это известково-щелочная серия, близкая по петрографо-петрохимическим параметрам эффузивам переходного этапа развития геосинклиналей. Она характерна для орогенных структур унаследованного и возрожденного развития, т. е. для структур с неконсолидированным основанием. Вулканические образования этой серии наследуют петрохимические особенности вулканических комплексов предшествующего этапа развития геосинклинальной области.

Второй тип представлен субщелочной андезито-базальт-базальтовой серией более основной и щелочной и, видимо, «глубинной» (более высокотемпературной). Он свойствен структурам наложенного развития (Минусинские, Сугандинская, Аральская и др.) и иногда проявляется в унаследованных впадинах (Кызылсокская, Жаксыконская, Коктасская, Мийкайнарская и др.), в шовных пограничных зонах (Дагандалинский, Спасский грабены) и вдоль глубинных разломов. Этот тип объединяет недифференцированные субщелочные оливиновые базальты и андезито-базальты в одних и слабодифференцированные щелочноземельную и субщелочную ассоциации (базальт — андезит) в других структурах. Эффузивы этой серии не имеют петрохимического родства с нижележащими вулканическими формациями и породами субстрата, т. е. связи с орогенным и геосинклинальным основанием у них отсутствуют, так же как и отсутствуют структурные связи.

Обобщение материалов по вулканизму позволяет сделать следующие выводы:

1. В размещении проявлений вулканизма и плутонизма существует продольная и латеральная зональность, обусловленная физико-химическими условиями выплавки коровой и мантийной магм.

2. Липаритовый и андезито-базальтовый (или базальтовый) известково-щелочной и субщелочной — щелочной вулканизм и гранитоидный плутонизм развивались одновременно в смежных орогенных областях или сменяли друг друга во времени. В одних областях гранитообразование и складчатость предшествовали вулканизму, а в других следовали за ним.

3. Комбинированные щелочноземельная и субщелочная ассоциации Центрально-Казахстанской области замещаются в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской разновозрастными субщелочными — щелочными ассоциациями соответствующего состава.

4. Субщелочная — щелочная ассоциации формируются в конце орогенного магматизма, независимо от того, какие магматические образования (вулканические, плутонические, вулканоплутонические) предшествовали им.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенного исследования и обобщения известных ранее материалов и представлений по геологии девона Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии можно сделать следующие выводы:

1. Сложный полифациальный комплекс девонских отложений континентального и морского происхождения подчиняется определенной закономерности (зональности) в пространственном размещении; фациальные зоны центростремительно сменяют друг друга по латерали по направлению от Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской к центру Джунгаро-Балхашской области. В девонском периоде выделено четыре крупных седиментационных цикла — раннедевонский, эмско-эйфельский, живетско-франский и позднедевонский, соответствующие основным этапам свитобразования и прослеживающиеся во всех фациальных зонах девона субаэрального и субаквального осадконакопления. Выделенные свиты и серии разных зон коррелированы между собой, а также с региональными и общими стратиграфическими подразделениями девона.

2. Вулканогенные и осадочные отложения принадлежат базальтовому, андезито-базальтовому, андезито-липаритовому, липаритовому и молассовому типам формаций и их ассоциаций, а также субщелочному типу соответствующего состава.

3. Урало-Монгольский геосинклинальный пояс состоял в среднем палеозое из двух крупных орогенных систем (Казахстанско-Тянь-Шаньской и Алтайско-Монгольской) и редуцированных парагеосинклинальных прогибов (Джунгаро-Балхашского и Зайсанского). Возникновение и развитие орогенных систем имело решающее значение в геологической истории палеозойского этого пояса: резко сократились площади морского осадконакопления, возникли горные сооружения вулканогенного и тектонического происхождения и межгорные впадины, геосинклинальный вулканизм сменился орогенным магматизмом. Каждая из орогенных систем членилась на две области с разнотипными орогенными структурами и магматизмом. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская и Саяно-Северо-Монгольская области характеризуются орогенными впадинами наложенного развития, мощным ареальным гранодиорит-гранитным магматизмом, слабым локальным, субщелочным (иногда щелочным) вулканизмом. Центрально-Казахстанской и Алтайско-Монгольской областям свойственны межгорные впадины и прогибы унаследованного и возрожденного типа, вулканические и вулканоплутонические пояса, зоны и ареалы с преимущественно известково-щелочным вулканизмом и последующим гранитоидным плутонизмом. В областях со складчатым и консолидированным основанием образовывались наложенные впадины и прогибы, а с недеформированным субстратом — структуры унаследованного и возрожденного типа.

4. Структурно-формационные комплексы девона относятся в каледонидах Урало-Монгольского пояса к орогенному этапу развития геосинклиналей, к переходному — в остаточных (редуцированных) парагеосинклинальных прогибах. Тектоно-магматические процессы орогенного этапа обусловили и вызвали гранитообразование, вулканизм, складчатость, растянутую во времени от раннего девона до конца франского века позднего девона, и горообразование. Орогенный магматизм проявился

либо в форме гранитоидного плутонизма, либо липаритового вулканизма, либо, наконец, вулкано-плутонизма. Независимо от формы проявления этот магматизм генетически связан с «гранитным» слоем земной коры и отражает процесс направленного саморазвития определенной орогенной области, приведший к окончательному становлению континентальной коры.

Базальтоидный вулканизм в Казахстанско-Тянь-Шаньской орогенной системе и Алтае-Саянской области вызван тектоно-магматической активизацией и приурочен к рифтогенным структурам. Выделяются три фазы деструкции и рифтогенеза — раннедевонская, позднеэфельско (?) — живетская, позднефранская — фаменская, которым коррелируют эффузии базальтоидов, горообразование и молассонакопление соответствующего возраста.

Пространственное положение вулканических структур активизации предопределено свойствами субстрата и тектонической позицией их: унаследованные и возрожденные грабены и впадины тяготеют к нестабилизированным блокам или зонам и располагаются по границе областей разной консолидации; впадины наложенного типа приурочены к окраинным зонам стабилизированных блоков.

Базальтоидный вулканизм в структурах унаследованного и возрожденного развития обладает петрохимическим сходством с вулканизмом переходного этапа, а в наложенных впадинах и грабенах независим от химизма предшествующей магматической деятельности, а также от состава и строения субстрата.

Вулканические петрохимические ассоциации основного — среднего состава Казахстанско-Тянь-Шаньской орогенной системы отличаются от аналогичных образований Алтае-Саянской области более высоким уровнем кремнекислотности, общей щелочности и глиноземистости. Базитовые ассоциации Алтае-Саянской области имеют повышенную основность (фемичность), известковистость и натриевый тип щелочности как в известково-щелочной, так и в субщелочной сериях. Липаритовые ассоциации Казахстанско-Тянь-Шаньской системы обладают относительно высокой глиноземистостью и щелочностью, причем последняя увеличена за счет повышенного содержания калия. Натрий в липаритах Казахстана крайне дисперсен в отличие от липаритов Алтая, где повышенные содержания его относительно устойчивы.

Изменения состава вулканических продуктов в пространстве заключаются в том, что субщелочные и щелочные серии сосредоточены в основном на жестких блоках Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Саяно-Северо-Монгольской областей, а для остальных регионов характерно сочетание пород нормальной и повышенной щелочности, соотношения которых крайне изменчивы в разных вулканических структурах.

Субщелочные и щелочные серии пород основного и кислого состава располагаются в верхних частях вертикальных магмоформационных рядов, иначе говоря, формируются позже известково-щелочных калиево-натриевых серий, в конце магматической деятельности. Повышение щелочности магматических пород во времени — характерная особенность орогенного магматизма, свойственная всем среднепалеозойским орогенным областям Урало-Монгольского геосинклинального пояса.

Петрохимическим ассоциациям эффузивов средне-основного состава в отличие от гранитовых и липаритовых свойственно общее относительное снижение уровня кремнекислотности и повышение основности во времени. Эта особенность базитового вулканизма девона проявляется и в позднем палеозое, и в мезозое — кайнозое Казахстана и, следовательно, отражает общую тенденцию в изменении состава продуктов вулканизма орогенных этапов развития геосинклинально-складчатых систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 309 с.
2. Абдулин А. А. Основные представления о тектоническом районировании Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 8—17.
3. Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 66—80.
4. Аксаментова Н. В. Геохимические особенности и генезис девонских вулканических серий Северо-Востока Центрального Казахстана. — Сов. геол., 1970, № 3, с. 45—53.
5. Аксаментова Н. В., Глухенький В. Я. О возрасте и расчленении кайдаульской свиты в Баянаульском районе. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 2, с. 20—31.
6. Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., 1964. 124 с.
7. Анатольева А. И. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области. — Тр. лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1969, вып. 1, с. 167—177.
8. Антониук Р. М. и др. Структура и эволюция земной коры Казахстана. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
9. Антониук Р. М. и др. Деструктивные зоны палеозойского Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника территории СССР. М., 1979, с. 111—127.
10. Аполлонов М. К., Паталаха Е. И. История геологического развития палеозойского Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 27—42.
11. Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960, с. 272—294.
12. Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969. 155 с.
13. Бахтеев М. К. и др. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., 1971, с. 523—553.
14. Бахтеев М. К. и др. Об аналогах жаксыконской серии в Атасуйском районе: (Центральный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 16—24.
15. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 260 с.
16. Беляев О. Е., Зарднашвили Н. И., Федоров Т. О., Юрина А. Л. К вопросу о возрасте вулканогенных толщ в районе Семиз-Бугу. — Вестник МГУ. Сер. 4, геол., 1966, № 2, с. 29—35.
17. Беляев О. Е. и др. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., 1977, с. 242—259.
18. Беляев О. Е. и др. Геологическое строение и история развития окраин Карагандинского каменноугольного бассейна: (в свете новых данных). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, № 5, с. 18—30.
19. Беспалов В. Ф. Геологическое строение КазССР. Алма-Ата, 1971. 363 с.
20. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, с. 3—38.
21. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. I. Строение каледонского срединного массива. — Бюл. МОИП.

Отд. геол., 1965, т. 5, с. 40—68; II. Варисийские складчатые системы. — Там же, т. 6, с. 8—38.

22. Богданов А. А. и др. Стратиграфия и фации отложений девона окраины Карагандинского бассейна. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35 (6), с. 5—30.

23. Борсук Б. И. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960, с. 294—309.

24. Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой Северо-Востока Центрального Казахстана: (Сары-Арка). М., 1955. 407 с.

25. Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Тектоника и магматизм Казахстана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 72—77.

26. Бубличенко Н. Л. Девон Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2, с. 5—15.

27. Буш В. А. Среднегзлесзойские орогенные прогибы Казахстано-Тянь-Шаньских палеозонид. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 1, с. 27—36.

28. Буш В. А. Ранний этап развития континентальной коры в Центральном Казахстане. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 78—84.

29. Великовская Э. М., Журавлев Б. Я., Успенский Е. П. О структурно-фациальных зонах юго-западного склона Чингиза. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1966, с. 98—101.

30. Геология Чингизской геосинклинали южной зоны. Алма-Ата, 1962. 167 с.

31. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, 1967. Т. 1. 372 с.

32. Геология СССР. Южный Казахстан. М., 1971. Т. 50. 531 с.

33. Геология СССР. Центральный Казахстан. М., 1972. Т. 20, кн. 1, 2. 532 с., 380 с.

34. Геология Монгольской Народной Республики. М., 1973. Т. 1, 2. 582 с., 750 с.

35. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000, серия центральноказахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 322 с.

36. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000, серия южноказахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 248 с.

37. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000, серия восточноказахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 182 с.

38. Голубовский В. А. Вулканический пояс Центрального Казахстана: структурная и историческая позиция. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 99—100.

39. Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З., Борина А. Л. Строение краснопесчаных девонских отложений Эскулинского купола. — Бюл. МОИП, 1964, № 1, с. 57—75.

40. Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутауского района. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., 1971, т. 10, с. 303—315.

41. Голубовский В. А. и др. К стратиграфии нижнего девона запада Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 160—163.

42. Журавлев Б. Я. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория. — Вестник МГУ. Сер. 4, геол., 1966, № 3, с. 54—66.

43. Журавлев Б. Я. и др. Нижний отдел. Средний отдел. Эйфельский ярус. — В кн.: Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза. М., 1971, с. 32—55.

44. Журавлев Б. Я. и др. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., 1977, с. 167—183.

45. Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 62—68.

46. Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 99—115.

47. Зайцев Ю. А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., 1977, с. 19—46.

48. Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Тихомиров В. Г. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего — верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Улуту-Джезказганского района. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., 1971, т. 10, с. 264—279.

49. Звонцов В. С. О молассо-вулканогенной (андезитовой) формации северо-востока Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 1—11.

50. Звонцов В. С., Фрид Н. М. Раннепалеозойский (геосинклинальный) вулканизм и тектоника Центрального Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 65—76.

51. Зонешайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., 1972. 238 с.

52. Кабанов Ю. Ф. и др. Новые данные по стратиграфии девонских отложений Оленты-Шидертинского прогиба: Мат-лы по геол. Центрального Казахстана. М., 1980, т. 19, кн. 2, с. 69—85.

53. Каплун Л. И., Сенкевич М. А. Стратиграфическая схема девона Центрального

- и Южного Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2, с. 15—23.
54. Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 28—73.
55. Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья. Новосибирск, 1980. 397 с.
56. Козлов М. С. Петрохимические типы вулканитов девонской базальт-андезит-липаритовой серии Юго-Западного Алтая. — В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, 1981, с. 121—130.
57. Копытkevич Р. А. Некоторые черты орогенного этапа развития Северного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, № 6, с. 13—23.
58. Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Л., 1961, вып. 1(26), с. 5—38.
59. Кузбный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975. 341 с.
60. Кузбный В. С. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблемы их корреляции. — В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, 1981, с. 4—39.
61. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 386 с.
62. Кутюлин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 90—97.
63. Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Особенности переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 9—17.
64. Крыленко Л. И. Тувинский прогиб. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, 1969, с. 69—97.
65. Лапин Б. Н. Девонский вулканизм Горного Алтая. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 248—251. (Тр. I Всесоюз. вулканолог. совещания).
66. Левченко А. И. Девон Центральной и Южной Тувы. М., 1960. 156 с.
67. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., 1976. 185 с.
68. Леонов Ю. Г. Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза. — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., 1980, с. 33—71.
69. Леонов Ю. Г., Хаин В. Е. Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов. — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., 1980, с. 6—22.
70. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., 1960. 270 с.
71. Лучицкий И. В. Рыбинская впадина. Минусинский прогиб. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, 1966, с. 26—65.
72. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М., 1971. 382 с.
73. Лялин Ю. И. О скорости смещения зон магматизма в Центральном Казахстане. — Вестник АН КазССР, 1971, № 4, с. 38—41.
74. Ляпичев Г. Ф. Геологические закономерности развития вулканизма палеозойд Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 11—20.
75. Ляпичев Г. Ф. Эволюция земной коры и тектоническое районирование. — В кн.: Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозойд. Алма-Ата, 1977, с. 164—182.
76. Ляпичев Г. Ф. Закономерности развития вулканизма Казахстана. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 149—167.
77. Ляпичев Г. Ф. и др. Плутонизм и тектоника. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 101—139.
78. Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата, 1982. 166 с.
79. Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алма-Ата, 1982. 235 с.
80. Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 2, с. 29—44.
81. Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., 1976. 204 с.
82. Мазарович О. А. и др. К стратиграфии девонской системы Сарысу-Тенизского водораздела: (Центрального Казахстана). — Вестник МГУ. Сер. геол., 1966, № 1, с. 18—38.
83. Мазарович О. А. и др. К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., 1977, с. 116—132.
84. Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. М., 1961. 364 с.

85. Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 120—147.
86. Маркова Н. Г. Тектоническая природа и типы вулканических поясов. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 37—42.
87. Маркова Н. Г. Девонская кора. — В кн.: Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана). М., 1982, с. 83—95.
88. Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., 1969. 285 с.
89. Меркулов П. Л., Репкина А. Е. Геологическая карта западной части Арало-Иртышского водораздела. Алма-Ата, 1938. 103 с.
90. Металлогения Казахстана: Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозой. Алма-Ата, 1977. 190 с.
91. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. 277 с.
92. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития вулканизма Земли в фанерозое: (Проблемы пульсации и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 17—36.
93. Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., 1969. 246 с.
94. Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской складчатой области и проблема связи вулканизма с тектоникой. — В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963, с. 22—38.
95. Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 3—16.
96. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., 1975. 315 с.
97. Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегаэтапы развития земной коры. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 6—29.
98. Наливкин Д. В. Палеогеография девона Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 138—143.
99. Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 2. Алма-Ата, 1973. 210 с.
100. Никитина Л. Г. Геологическое строение вулканического аппарата в горах Машак на Чингизе. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1959, № 3, с. 27—40.
101. Никитина Л. Г. Стратиграфия и фацальные комплексы нижне-среднедевонских отложений Северо-Востока Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 17—37.
102. Никитина Л. Г., Аксаментова Н. В. Вулканогенные формации девона. — В кн.: Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1965, с. 209—248.
103. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Гранитово-липаритовая формация девона Центрального Казахстана. — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, 1969, с. 46—54.
104. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Строение и магматизм среднепалеозойских межгорных впадин Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 48—57.
105. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Стратиграфия и структурно-фацальные зоны континентального девона Центрального Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2, с. 23—35.
106. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Девон Северо-Западной Бетпак-Далы. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2, с. 48—53.
107. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Строение и магматизм среднепалеозойских межгорных впадин Бетпак-Далы. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 3, с. 15—25.
108. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Андезит-базальтовая и трахидацито-базальтовая формации. — В кн.: Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата, 1980, с. 210—221.
109. Нурлыбаев А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, 1973. 296 с.
110. Омаров О. У., Рацбаум Э. И. Стратиграфическое расчленение и состав вулканогенных отложений девона восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 55—63.
111. Параев В. В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба. Новосибирск, 1978. 160 с.
112. Пейве А. В. и др. Палеозой Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Советская геология, 1972, № 2, с. 3—18.
113. Пилипенко В. Н. Горный Алтай. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, 1966, с. 97—144.
114. Пославская И. А., Мигдисов С. А. Вулканогенно-осадочные образования

средне-верхнедевонского возраста района оз. Карасор. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., 1971, с. 336—346.

115. Садыков А. М. Иден рациональной стратиграфии. Алма-Ата, 1974. 182 с.

116. Севрюгин Н. А. Девон Баянаульского района, Чингиза и Тарбагатай. — В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., 1963, с. 95—116.

117. Сенкевич М. А. Описание флоры девона Казахстана. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. М., 1961, вып. 1(26), с. 115—213.

118. Сенкевич М. А. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных и осадочных образований Южного и Западного Прибалхашья. — В кн.: Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 148—162.

119. Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1948. 236 с.

120. Скрынник Л. И. и др. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений Южной Джунгарии. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 30—38.

121. Старостина З. М. Тектоника Уленты-Чидертинского района Северо-Восточного Казахстана. — В кн.: Тектоника СССР. М., 1948. Т. 1, с. 186—210.

122. Тихомиров В. Г. Черты унаследованности в развитии палеозойских структур Сарысу-Тенизского поднятия. — Советская геология, 1958, № 4, с. 18—32.

123. Тихомиров В. Г. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., 1971, с. 477—503.

124. Тихомиров В. Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М., 1975. 148 с.

125. Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского поднятия. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 6, с. 3—15.

126. Тихомиров В. Г. и др. О различиях в вулканизме крупных тектонических зон Центрального Казахстана на примере базальтонов жаксыконской серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 56—66.

127. Токмачева С. Г., Парещий И. И., Палец Л. М. Верхний силур и девон Западного и Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. — В кн.: Допаалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2, с. 45—48.

128. Урываева А. П., Четверикова Н. П. Основные черты строения девонской вулканической серии юго-западной ветви Казахстанского краевого вулканического пояса. — В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. М., 1980, с. 37—58.

129. Успенский Е. П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз: (Центральный Казахстан). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 3, с. 19—27.

130. Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Советская геология, 1959, № 3, с. 3—27.

131. Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—20.

132. Федоров Т. О. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. — ДАН СССР, 1965, т. 165, № 3, с. 657—659.

133. Федоров Т. О. Девонская вулкано-плутоническая формация кислой магмы северной части краевого вулканического пояса Казахстана. — В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966, с. 43—45.

134. Филиппова Н. Б., Щербаков М. Н. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 1, с. 18—26.

135. Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск, 1972. 471 с.

136. Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 510 с.

137. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., 1967. 401 с.

138. Хромых В. Ф., Гречушкин П. М. Новые данные о возрасте жарсорской свиты Баян-Аульского района. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 48—50.

139. Четверикова Н. П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1966, № 2, с. 24—48.

140. Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 6, с. 5—28.

141. Четверикова Н. П. и др. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., 1971, с. 316—335.

142. Шейнманн Ю. М. Очерк глубинной геологии: (О связи тектоники с возникновением магм). М., 1968. 231 с.

143. Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры Евразии. М., 1974.

144. Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы тектонического районирования Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 78—94.

145. **Шужанов В. М.** Игнимбриты девона Северо-Западного Прибалхашья. — В кн.: Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата, 1967, с. 68—78.
146. **Шужанов В. М.** Стратиграфия, формации и вулканизм девона. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, 1967. Т. 1. Геология Успенской зоны, с. 41—49, 63—100.
147. **Шужанов В. М.** О статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержании «переходного этапа» на примере Казахстана и Средней Азии». — Геотектоника, 1975, № 3, с. 111—117.
148. **Шужанов В. М.** Вулканизм и тектоника среднего палеозоя. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 76—90.
149. **Шужанов В. М., Давиденко В. В.** Особенности строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных структур Атасу-Успенского района и вопросы размещения оруденения Атасуйского типа. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, № 4, с. 13—23.
150. **Шужанов В. М., Никитина Л. Г., Сенкевич М. А.** Девонская система. — В кн.: Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского пояса. Алма-Ата, 1980, с. 110—132.
151. **Щербакова М. Н.** Нижнедевонские отложения на границе каледонад и ватрисид Казахстана. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., 1964, с. 95—108.
152. **Юрина А. Л.** Девонская флора Центрального Казахстана. М., 1969. 207 с.
153. **Яншин А. Л.** Принципы составления карты и ее условные обозначения. — В кн.: Тектоника Евразии. М., 1966, с. 13—32.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редколлегии . . .	5
От редактора . . .	7
Глава 1. Стратиграфия . . .	8
Алкамерген-Чингизская и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская зоны . . .	11
Алкамерген-Чингизская зона . . .	—
Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская зона . . .	15
Шидерты-Чу-Илийская зона . . .	19
Селеты-Шидертинская подзона . . .	—
Каракенгир-Жаксыконская подзона . . .	26
Жаланр-Найманская подзона . . .	32
Предчингиз-Западно-Прибалхашская зона . . .	41
Предчингизская, Семизбугинская и Карагандинская подзоны . . .	43
Сарысу-Тениз-Атасуйская подзона . . .	49
Шунакская и Западно-Прибалхашская подзоны . . .	54
Шунакская подзона . . .	55
Западно-Прибалхашская подзона . . .	57
Джунгаро-Балхашская группа фациальных зон . . .	60
Расчленение, корреляция и возраст стратиграфических подразделений . . .	73
Глава 2. Формации . . .	77
Дацит-андезито-базальтовая формация . . .	79
Континентальные молассовая формация и вулканогенно-молассовая ассоциация . . .	110
Вулканогенно-терригенная ассоциация . . .	—
Континентальные молассовые формации . . .	111
Вулканогенно-терригенная ассоциация . . .	113
Липарито-андезитовая формация . . .	117
Липаритовая формация . . .	120
Андезито-базальт-липаритовая ассоциация . . .	132
Андезито-базальт-терригенная ассоциация . . .	139
Сравнительная характеристика девонских вулканогенных формаций Казахстана и других регионов Урало-Монгольского складчатого пояса . . .	163
Базальтовая и андезито-базальтовая формации раннего девона . . .	164
Андезито-липаритовая формация раннего—среднего девона . . .	167
Контрастная андезито-базальт-липаритовая ассоциация раннего и среднего девона . . .	171
Глава 3. Тектоника и вулканизм . . .	178
Орогенный этап развития каледонской геосинклинали Казахстана . . .	—
Тектоническое районирование и основные типы орогенных структур . . .	183
Структурные элементы Казахстанско-Тянь-Шаньской орогенной системы . . .	195
Основные закономерности магматизма орогенного этапа развития каледонид Казахстана . . .	204
Гранито-липаритовый магматизм . . .	206
Андезито-базальтовый и базальтовый вулканизм . . .	211
Заключение . . .	215
Литература . . .	217

Василий Мухсинович Шужанов

ФОРМАЦИИ ДЕВОНА

Серия: Балхашский сегмент

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР*

Рецензенты: кандидаты геолого-минералогических наук
М. К. Аполлонов, Ю. И. Лялин, Л. И. Скрынник

Зав. редакцией *Н. А. Менжулина*
Редакторы *Т. Н. Кривобокова, Р. К. Даниленко*
Худ. редактор *А. Б. Мальцев*
Оформление художника *Е. С. Гилёва*
Техн. редактор *Е. М. Тахметова*
Корректоры *Т. В. Мягченкова, Д. С. Абдулсадыкова*

ИБ № 1496

Сдано в набор 16.03.84. Подписано в печать 19.07.84. УГ 14435.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 21. Уч.-изд. л. 20,9 (1 вклейка). Тираж 700. Заказ 104. Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР.
480100, г. Алма-Ата, Пушкина 111/113.
Т. ография издательства «Наука» Казахской ССР.
480021, г. Алма-Ата, Шевченко, 28.