АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЮГА СИБИРИ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

НОВОСИБИРСК
1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ
СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЮГА СИБИРИ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1966

2-9-2
«БЗ»-66

ОГЛАВЛЕНИЕ

Цели и задачи палеовулканологических исследований. *И. В. Лучицкий* . 3
Некоторые вопросы терминологии. *И. В. Лучицкий* 8
Общий обзор распространения вулканогенных образований. *И. В. Лучицкий* 13
Стратиграфическое положение и возраст вулканогенных образований. *А. И. Анатольева, И. В. Лучицкий* 17
Сравнительный анализ вулканогенных образований 25
Рыбинская впадина. *И. В. Лучицкий* 26
Минусинский прогиб. *И. В. Лучицкий* 31
Строение девонских разрезов 32
Состав продуктов девонской вулканической деятельности . 47
Позднедевонская и раннекаменноугольная вулканическая деятельность 63
Верхнепалеозойская вулканическая деятельность . . . 65
Тувинский прогиб. *Л. И. Крыленко* 69
Строение девонских разрезов 70
Состав продуктов девонской вулканической деятельности . 81
Горный Алтай. *В. Н. Пилипенко* 97
Строение девонских разрезов 99
Состав продуктов девонской вулканической деятельности 115
Кузнецкий прогиб и восточная часть Колывань-Томской складчатой системы. *Д. К. Балицкий, И. В. Лучицкий, Т. Н. Сакович* . . 144
Строение девонских разрезов 144
Состав продуктов девонской вулканической деятельности 151
Верхнепалеозойская вулканическая деятельность . . . 164
Рудный Алтай. *В. Н. Пилипенко* 167
Строение девонских разрезов 168
Состав продуктов девонской вулканической деятельности . 182
Нижнекаменноугольные вулканогенные образования . . 204
Верхнепалеозойские вулканогенные образования 211
Зайсанская горная система. *В. В. Кепежинскас* 217
Общие сопоставления. *И. В. Лучицкий* 238
Строение разрезов вулканогенных и осадочных толщ и проблема цикличности. *А. И. Анатольева* 251
Краткий очерк палеогеографии. *И. В. Лучицкий* 260
Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики. *И. В. Лучицкий* 263
Литература 282

Редактор **И. П. Зайцева.** Художественный редактор **В. Г. Бурыкин**
Обложка художника **Н. А. Савельевой.** Технические редакторы **М. Коротаева, А. М. Вялых**
Корректоры **М. П. Оськина, В. Г. Прохорова**

Сдано в набор 18 марта 1966 г. Подписано в печать 25 августа 1966 г. МН03581. Бумага 70×108¹/₁₆. 18,25 печ. л.,=25,5+8 вкл. усл. печ. л., 29,6 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 6194.
2-я типография изд-ва «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.
Цена 2 р. 27 к.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определяя цели и задачи исследований в области палеовулканологии, следует иметь в виду, что эта наука создается на наших глазах, поэтому пути ее дальнейшего развития сейчас могут оказаться не всегда достаточно ясными, соответственно вопрос о выделении палеовулканологии в самостоятельную отрасль геологических знаний пока еще нуждается в обсуждении.

О палеовулканологии как об учении о древних вулканах впервые в нашей стране заговорил, по-видимому, А. Н. Заварицкий в 1947 г. Во всяком случае, именно в этом году, рассматривая проблему возникновения русской вулканологии (Заварицкий, 1947_1), он отметил, что «изучение потухших вулканов в других областях вне Камчатки, которое вместе с Вильямсом можно скорее назвать вулканической геологией, чем вулканологией в тесном смысле слова, за это время (т. е. за время существования русской вулканологии.— *И. Л.*) не получило развития». В том же году в широко известной статье, посвященной игнимбритам Армении, А. Н. Заварицкий (1947_2) указал, что «основным методом в вулканической геологии или палеовулканологии (разрядка наша.— *И. Л.*) является объяснение особенностей вулканических образований на основании сведений, которые дают действующие вулканы».

Таким образом, уже А. Н. Заварицкий, во-первых, разграничил собственно вулканологию и изучение древних (потухших) вулканов; во-вторых, определил название такого направления в изучении как вулканической геологии или палеовулканологии; в-третьих, подчеркнул значение актуализма для палеовулканологии.

Позднее Л. Гланжо (Glangeaud, 1951) опубликовал письмо, в котором сообщил об организации Международной палеовулканологической комиссии при Международной вулканологической ассоциации. К письму был приложен циркуляр, объясняющий цели и задачи этой комиссии, в котором сообщалось о том, что создать ее было решено на конгрессе в Осло в 1948 г. Главное внимание в циркуляре было сосредоточено на проблеме эволюции вулканической деятельности, в связи с изучением которой предлагалось создать единую хронологию для вулканогенных образований всего земного шара.

Важность палеовулканологических исследований и необходимость их дальнейшего развития была подчеркнута, затем, в решениях Первого Всесоюзного вулканологического совещания, проходившего в 1959 г. в г. Ереване под председательством И. Г. Магакьяна. В представленном на это совещание докладе В. И. Влодавец, А. П. Лебедев и Г. М. Гапеева (1959) писали, в частности, что «перед палеовулканологией (разрядака наша.— *И. Л.*) стоит задача воссоздания вулканизма и установления закономерностей его развития на основе всестороннего изучения

строения, состава, минерагении и метаморфизма древних вулканических формаций...».

Не лишним будет также вспомнить, что в 1960 г. на 12-й ассамблее Международной вулканологической ассоциации в г. Хельсинки для обсуждения ряда важнейших вопросов была создана специальная секция палеовулканологии и плутонизма. Таким образом, палеовулканология, о которой А. Н. Заварицкий писал почти двадцать лет тому назад, получила сейчас признание не только в высказываниях отдельных ученых, но и в решениях всесоюзных и международных совещаний.

Тем не менее лишь в 1963 г. была, по-видимому, впервые предпринята попытка более или менее строго определить рамки палеовулканологии как самостоятельной отрасли геологических знаний (Лучицкий, 1963). В связи с этим было отмечено, что палеовулканологию следует рассматривать как учение о древних вулканах и вообще о вулканической деятельности геологического прошлого нашей планеты и что отличительную особенность палеовулканологии представляет предмет ее исследований — разнообразные геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности, т. е. вследствие извержения расплавленных или раскаленных масс, перемещенных к дневной поверхности из недр земли с глубин, пока недоступных прямым наблюдениям.

С такой точки зрения палеовулканология имеет непосредственное отношение к изучению древних памятников геологической истории, в различной степени сохранившихся и поэтому требующих для своей реконструкции огромных усилий и всесторонних знаний.

Именно предметом исследования палеовулканология прежде всего отличается от вулканологии, что весьма ясно охарактеризовал А. Н. Заварицкий (1947_2), когда писал, что «вулканология, предмет которой процессы (разрядка наша.— *И. Л.*), вызванные причинами, скрытыми в земной коре... тесно связана с геологией...». Перед вулканологией открыт широкий путь для изучения современных динамических процессов и явлений, сопровождающих и порождающих вулканическую деятельность, для палеовулканологии этот путь исключается; ее исследованиям доступны лишь геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности. Поэтому отправным моментом во всяком палеовулканологическом исследовании является изучение результатов вулканической деятельности, наблюдаемых в виде различных геологических тел, состоящих из горных пород, и только такое изучение позволяет реконструировать процессы, приведшие к образованию этих тел. В вулканологии же, рассматриваемой в том смысле, как о ней писал А. Н. Заварицкий (1947_1), наоборот, исследование непосредственно наблюдаемых процессов служит основой для познания строения вулканов и изучения продуктов их деятельности. Следовательно, палеовулканология существенно отличается от вулканологии не только по предмету, но и по основному методу исследования, а соответственно и по задачам, которые перед ней выдвигаются.

Все сказанное выше целиком относится к определению палеовулканологии как самостоятельной ветви геологических знаний и ни в коей мере не решает вопрос о целях и задачах вулканологии и возможных иных ее истолкованиях, более широких, чем изложенное А. Н. Заварицким в 1947 г.

Это определение можно дополнить, в частности, указанием на то, что в самом ближайшем будущем в палеовулканологию будут включены исследования древних вулканов не только нашей, но и других планет солнечной системы, для которых, как, например, для Луны, реконструкция древних вулканов, несомненно, представит одну из важнейших

задач общего их изучения. Решению поставленной задачи будет содействовать прежде всего опыт исследования земных объектов. Так разовьется в конечном итоге новое направление в общем изучении древних вулканов — палеовулканологии, охватывающее межпланетные сравнения.

Как и многие другие геологические науки, палеовулканология опирается на применение в самом широком плане методов сравнительного анализа. Поэтому актуалистический метод, предполагающий сравнение вулканической деятельности геологического прошлого с современными явлениями, естественно, представляет неотъемлемую часть методических основ палеовулканологии. Тем не менее в целях выяснения общей эволюции процессов вулканизма палеовулканология по необходимости должна привлекать сравнительный анализ вулканической деятельности минувших геологических эпох, без чего невозможно выявить основные черты и понять причины необратимого развития земли.

Так как предметом изучения в палеовулканологии являются геологические тела, ее успехи теснейшим образом связаны с применением и совершенствованием геологических и геофизических методов исследования. Для изучения вещественного состава пород, образующих эти тела, используется система хорошо разработанных методов кристаллооптического, петрохимического, электронно-физического, изотопного и др. исследований. Последовательность образования этих тел, их взаимоотношения и возраст изучаются с широким применением стратиграфических методов, методов абсолютной и относительной геохронологии и т. д., а изучение внутренней структуры и тектонического положения требует привлечения геологического картирования, структурного анализа, палеотектонического и других методов исследования (анализ фаций, мощностей и т. д.). Таким образом, палеовулканология опирается на прочный фундамент новейшей техники и современные методы геологического исследования. Весьма важное значение имеет развитие и применение к анализу палеовулканологических проблем геофизических методов исследования. Особый интерес в этом направлении представляют работы, связанные в первую очередь с определением мощностей вулканогенных накоплений, отысканием каналов, соединяющих вулканогенные образования, развитые на поверхности, с глубинными зонами, а также связанные с выяснением размеров и расположения глубинных камер, из которых в прошлом поступали из недр земли раскаленные или расплавленные массы.

Определенность предмета и методов исследования в палеовулканологии не оставляет сомнений в том, что эта отрасль геологических знаний в дальнейшем приобретет полную самостоятельность и будет успешно развиваться.

В работе, предлагаемой вниманию читателя, не представлялось возможным охватить все палеовулканологические проблемы, возникающие при изучении определенной эпохи на сравнительно ограниченной территории. Потребовался бы совместный труд достаточно большого числа исследователей различного профиля и весьма значительный срок для разработки этих проблем. Между тем исследование осуществлялось небольшим кругом сотрудников Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР в течение всего лишь 1960—1964 гг. Только руководитель работы И. В. Лучицкий и его сотрудники Л. И. Крыленко и В. Н. Пилипенко участвовали в работах практически все время; Т. Н. Сакович работала в период 1961—1963 гг., В. В. Кепежинскас — в 1962—1964 гг., а Д. К. Балицкий, ранее ознакомившийся с опорными стратиграфическими разрезами девонских отложений Кузнецкого прогиба, присоединился к работе лишь в заключительную стадию. В исследо-

ваниях принимала участие также А. И. Анатольева. Разнообразные материалы, в том числе каменные, собранные ею при изучении стратиграфии девонских отложений почти всей рассматриваемой здесь территории, были использованы при палеовулканологических исследованиях, а ее стратиграфические построения служили для них опорой. При окончательном оформлении результатов исследования существенную помощь оказали В. В. Кепежинскас, М. Д. Исаева, В. И. Алабужева и М. А. Чикова.

Разрабатывая тему по сравнительной палеовулканологии и имея в виду ограниченные возможности участников и сравнительно сжатые сроки, необходимо было направить усилия коллектива на решение более или менее строго очерченных задач. Прежде всего исследованию подверглись вулканогенные образования лишь определенного возраста — девонские, каменноугольные и пермские, причем наибольшее внимание было сосредоточено на изучении девонской вулканической деятельности. Таким образом, когда речь идет о средне- и верхнепалеозойской палеовулканологии, имеется в виду вулканическая деятельность только названных геологических эпох. Кроме возрастных, были установлены также и территориальные рамки. На юге Сибири рассмотрена палеовулканология среднего и верхнего палеозоя предгорий Восточного Саяна (Рыбинская впадина), Минусинского и Тувинского прогибов, Горного Алтая и Кузнецкого прогиба. Для территории Восточного Казахстана приведены палеовулканологические данные лишь по Рудному Алтаю и отчасти по Зайсанской горной системе. Далеко не все эти территории были изучены в процессе исследований с необходимой детальностью и, конечно, далеко не полностью были исчерпаны все имеющиеся материалы по палеовулканологии рассматриваемой обширной области. Это легко увидит читатель, и нет необходимости объяснять разнообразие причин, вызывающих известную неравномерность изложения сведений по палеовулканологии различных мест рассматриваемой территории. Неодинаковая обобщенность материалов по разным участкам изучаемой территории, различная степень их изученности и многие другие причины, конечно, существенно затрудняли исследование.

Выдвигая определенную цель перед конкретным палеовулканологическим исследованием, необходимо было не только ограничить его рамками времени и пространства, но и определить главнейшие задачи, которые с известной точностью можно решить исходя из современного состояния научных знаний. Существенно важно также установить последовательность решения этих задач и наметить пути дальнейшей работы.

Специальных палеовулканологических исследований еще очень мало, поэтому следует пояснить сказанное применительно к данному труду. Главная его цель — сравнить вулканогенные образования среднего и верхнего палеозоя обширной территории, охватывающей значительные площади на юге Сибири и в Восточном Казахстане. Необходимость работ, направленных на изучение черт сходства и различий между вулканогенными образованиями разных территорий, с практической точки зрения очевидна. Для того чтобы правильно ориентировать поиски полезных ископаемых в древних вулканических областях, необходимо знать, по крайней мере, наиболее характерные особенности свойственных им вулканогенных образований. Теоретическое значение подобных исследований может быть более или менее значительным в зависимости от путей их развития и выдвигаемых перед исследованием задач. Хотя нет возможности даже на конкретном примере разработать все палеовулканологические проблемы, всегда необходимо наметить основные линии в их

изучении применительно к рассматриваемой территории и к заданному отрезку геологического времени.

Важнейшую задачу всякого палеовулканологического исследования составляет выяснение стратиграфического положения и внутреннего строения вулканогенных толщ, развитых на изучаемой территории. Даже на сравнительно ограниченных площадях и, тем более, на более или менее обширных пространствах земной поверхности для различного рода сопоставлений совершенно необходима полная достоверность и надежность возрастных определений. Только тогда можно уверенно судить о фациальной изменчивости вулканогенных толщ, об изменениях состава продуктов вулканической деятельности во времени и, следовательно, об особенностях развития и общей эволюции вулканического процесса в целом. Исследование стратиграфического положения вулканогенных толщ требует тщательного определения и обоснования возраста отдельных пачек, прослеживаемых внутри этих толщ, в их кровле или подошве,— иначе говоря, весьма строгого анализа размещения изохрон в вулканогенном разрезе. Такие изохроны могут быть установлены либо палеонтологическими методами, либо методами абсолютной геохронологии. Никакие данные, полученные путем сравнения разрезов только по литологическим или иным подобным признакам, нельзя считать достаточно надежными для определения возраста вулканогенных образований. Значение стратиграфического исследования вулканогенных толщ подчеркивалось неоднократно (Лучицкий, 1950, 1960, 1963; Glangeaud, 1951, и др.), поэтому в настоящей работе вопросам стратиграфического исследования и внутреннего строения этих толщ уделено большое внимание.

Стратиграфические сопоставления разрезов служат опорой для дальнейшего анализа палеовулканологических проблем, включающего изучение корневых зон вулканических излияний, комагматичных с ними интрузий и т. д. Построенное таким образом исследование должно быть неразрывно связано с детальным изучением вещественного состава вулканогенных пород и их петрохимии, без чего невозможно никакое палеовулканологическое исследование. В целом данные по стратиграфии вулканогенных толщ и внутреннему их строению, сопровождающим вулканогенные образования корням, уходящим в глубь земной оболочки, и вещественному составу пород образуют основу для различного рода палеовулканологических реконструкций, фациального и формационного анализа палеовулканологических проблем, выяснения взаимосвязей вулканизма с тектоникой и разработки многих других важных вопросов, включая строение глубоких недр Земли и вулканогенную металлогению.

В плане такого исследования работа, предлагаемая вниманию читателя, охватывает главным образом вопросы, связанные с изучением строения разрезов вулканогенных образований и исследованием состава продуктов вулканической деятельности как основы для дальнейших обобщений. В целом она намечает лишь первые пути таких обобщений и представляет собой только начало большого исследования по палеовулканологии среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана.

Исследования выполнены в Красноярской комплексной лаборатории Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, хотя последний их этап, обобщающий и связанный с оформлением работы, по времени совпал с переходом Л. И. Крыленко и В. Н. Пилипенко в Сибирский научно-исследовательский институт минерального сырья, в состав которого в конце 1964 г. вошла названная лаборатория. В связи с этим завершение работы в 1965 г., ее окончательное редактирование и оформление выполнено сотрудниками Института геологии и геофизики.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

С развитием палеовулканологии все более отчетливо выявляется несовершенство современной терминологии, используемой при изучении продуктов вулканической деятельности геологического прошлого. Многие термины нуждаются в существенном уточнении, привычные стандарты требуют осторожного к ним отношения и более строгого и ограниченного применения, некоторые определения оказываются в ряде случаев спорными, а иногда и вовсе неприемлемыми. Не случайно поэтому в последнее время внимание многих исследователей приковано к вопросам терминологии, применяемой в палеовулканологии.

Во время заседаний Первого Всесоюзного вулканологического совещания в 1959 г. был проведен симпозиум по номенклатуре вулканогенных обломочных пород. Тогда же была создана Межведомственная комиссия по номенклатуре таких пород. Опубликован ряд статей по вопросам терминологии вулканогенных обломочных пород (Сперанская, 1952; Киркинская, 1958; Кваша, 1959; Влодавец, Петров, Малеев и др., 1962; Малеев, 1963, и др.) и высказаны общие соображения по вопросам двойственной терминологии излившихся пород (Устиев, 1959). Начатая работа по уточнению терминологии, несомненно, принесет огромную пользу и приведет к положительным результатам, но сложившаяся обстановка пока еще не отвечает уровню новых требований, возникающих в связи с развитием палеовулканологических исследований.

В данной работе не ставилась задача пересмотра применяемой сейчас терминологии, но поскольку работа создана, естественно, в ней принята определенная номенклатура и в современных условиях она нуждается в некоторых разъяснениях.

Прежде всего, авторами постоянно применяется название «вулканогенные породы», широко используемое сейчас многими исследователями (Блохина, и др., 1959; Быковская и др., 1959; Влодавец, Петров, Малеев, 1962, и др.). Оно весьма удобно для обозначения совокупности разнообразных пород, возникающих в связи с деятельностью вулканов, т. е. тех пород, которые действительно «рождены вулканами». В таком смысле вулканогенными являются все породы, возникающие в результате излияния и застывания лав (собственно излившиеся или эффузивные породы), при застывании силикатных расплавов (магм) в горловине и глубинных камерах вулкана или в ответвлениях таких камер, расположенных между пластами образовавшихся ранее пород и вдоль рассекающих эти пласты трещин, а также при извержении обломочного материала и отложении его в субаэральной или субаквальной обстановке на земной поверхности. В группу вулканогенных пород следует включить, кроме того, лахары и аналогичные им образования, возникающие в результате переотложения продуктов вулканической деятельности водами,

образующимися вследствие таяния снегов или иных причин, непосредственно связанных с извержениями вулканов.

Вообще процессы переотложения материала, выброшенного из вулканов при извержениях, необычайно активны, поэтому весьма трудно провести границу между первично отложенными и переотложенными продуктами вулканической деятельности. Почти весь пепловый и более грубый обломочный материал, оседающий на склонах вулканов во время извержений, немедленно после осаждения подвергается эоловой и водной переработке. Поэтому не так просто найти совершенно не переотложенный вулканический материал, а встретив такой материал в диагенетизированном состоянии в виде горной породы, далеко не просто распознать, переотлагался ли он или присутствует в породе в том виде, в каком первоначально оседал на земной поверхности.

В связи с широким развитием процессов переотложения вулканических выбросов и затруднениями, возникающими при распознавании не подвергшегося перемещению первичного вулканического материала, представляется недостаточно оправданным стремление выделить смешанные породы, состоящие из осадочного и обломочного материала, в качестве самостоятельного типа пород — туффитов. Искусственность такого термина, впервые введенного Мюгге в 1893 г., очевидна, поэтому вполне понятны расхождения во взглядах на то, какие породы подразумеваются под этим термином. У Ф. Ю. Левинсон-Лессинга туфы считаются наземными, а туффиты — отложенными в водной среде вулканическими обломочными породами. Такого же взгляда придерживается А. Ритман (1964), который считает, что к туффитам следует относить подводные отложения рыхлых вулканических продуктов, содержащих примесь осадочного материала. В то же время, по мнению многих исследователей, для определения принадлежности породы к туффитам достаточно установить в ней относительное содержание осадочного и вулканического обломочного материала.

Такой формальный подход к определению туффитов приводит к разноречиям. Так, Е. Т. Шаталов (1937) предлагал называть туффитами породы, содержащие 25—75% осадочного материала, а Л. Б. Рухин (1953, стр. 43) к туффитам относил породы с примесью вулканического материала в пределах 10—50%, а позднее (Рухин, 1961) — породы, содержащие менее 50% осадочного материала *. В. Н. Киркинская (1958) считает туффитами породы, в которых осадочного материала 10—70%, а Г. М. Фремд (1959) — 10—20%. Позднее Г. М. Фремд (1963) вообще отказался от применения названия «туффит», сославшись на несоизмеримые скорости накопления вулканического и осадочного материала. Хотя, по мнению Е. Ф. Малеева (1963) и Э. Х. Мадатова (1962), в последнее время большинство исследователей склоняется к тому, чтобы туффитами называть породы, содержащие не более 50% осадочного материала, в действительности по этому вопросу имеются значительные расхождения во взглядах различных исследователей (рис. 1). Более того, некоторые исследователи даже существенно меняют свои представления о том типе пород, который предлагается именовать туффитами.

В такой обстановке, естественно, возникает желание отказаться вообще от названия «туффит». Поскольку генетические типы таких осадочных пород, как песчаник, алевролит и аргиллит, так же определенны, как и соответствующий тип вулканогенных пород — туф, нет необходимости давать особое название смешанным породам, обладающим проме-

---

* Впрочем, и на стр. 45 предыдущего издания этой книги (Рухин, 1953) он указал такое же содержание осадочного материала в туффитах.

жуточным составом, тем более что речь идет о механической смеси двух компонентов различного происхождения. Известно, что для смешанных двухкомпонентных систем, таких как песчаник и известняк или песчаник и доломит и им подобных, в осадочной петрографии используют названия (Вишняков, 1933; Пустовалов и др., 1944 и т. д.) песчаник —

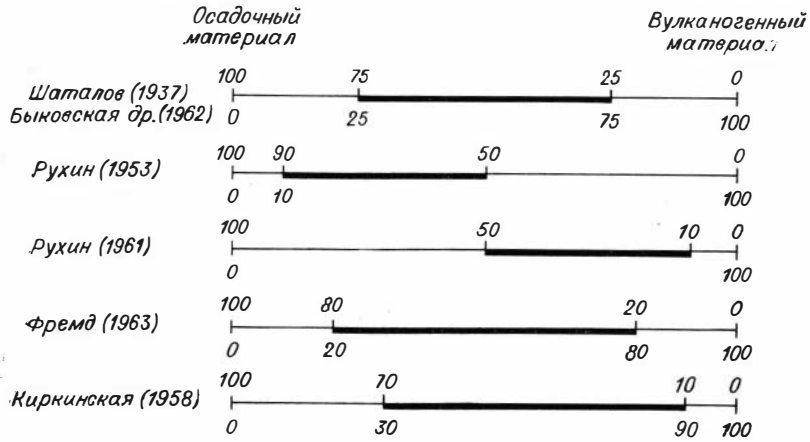


Рис. 1. Содержание осадочного и вулканогенного материала в туффитах, по Шаталову, Быковской и др., Рухину, Фремду, Киркинской (жирной линией показаны туффиты).

известковистый песчаник — известковый песчаник — песчаный известняк — песчанистый известняк — известняк и аналогичные подразделения для других пар. В этом случае номенклатура промежуточных пород зависит от того, какие градации приняты для тех или иных разновидностей пород. Но эти градации всегда могут быть унифицированы и, во всяком случае, легко могут быть указаны любым исследователем, которому потребуется обосновать правильность определений относительного содержания вулканического и осадочного материала в породе. Если считать, что эта задача разрешена, то, пользуясь принципами, которые давно уже были предложены в осадочной петрографии, удобнее всего промежуточного типа породы, состоящие из вулканического и осадочного материалов, называть, если они двухкомпонентны: туф — песчанистый туф — песчаный туф — туфовый песчаник — туфистый песчаник — песчаник и далее аналогично для алевролитов и аргиллитов. Соответствующая номенклатура приведена на рис. 2., где указаны возможные пары туф — песчаник, туф — алевролит, туф — аргиллит. Используя применяемые в осадочной петрографии принципы построения, можно представить также трехкомпонентные системы туф — песчаник — известняк для туфов, содержащих примеси не только песчаного терригенного, но

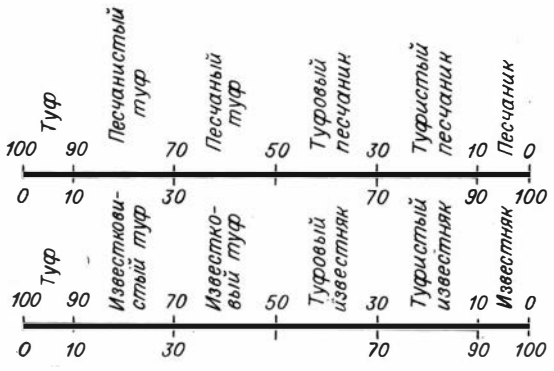


Рис. 2. Номенклатура пород смешанного двухкомпонентного состава из вулканогенного, карбонатного и терригенного материала. Песчаник может быть заменен алевролитом или аргиллитом.

и карбонатного материала, или туф — алевролит — известняк, туф — аргиллит — известняк для аналогичных пород с более тонкой примесью терригенного материала. Примеры такого рода диаграмм см. на рис. 3.

Применение такого рода двух- и трехкомпонентных диаграмм позволит также освободиться от весьма неопределенной терминологии, связанной с применением названия «туфогенный». Помимо того, что само

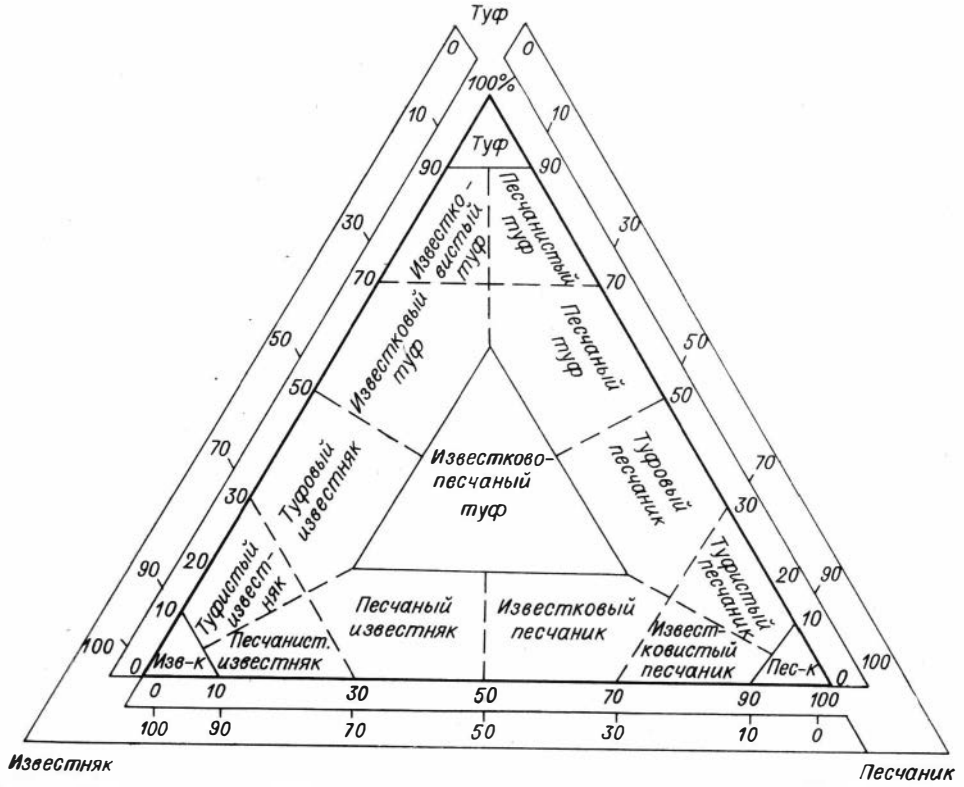


Рис. 3. Номенклатура пород смешанного трехкомпонентного состава из вулканогенного, карбонатного и терригенного материала. Песчаник может быть заменен алевролитом или аргиллитом.

название «туфогенный», т. е. «рожденный туфом», недостаточно строго, необходимо иметь в виду, что с применением этого термина связано такое же разнообразие ограничивающих рамок, как и с туффитами. В обоих случаях, и к «туффитам» и к «туфогенным породам» следует подходить с одинаковых принципиальных позиций. Все сказанное объясняет, почему в настоящей работе не применяются названия «туффит» и «туфогенная порода».

Следует иметь в виду, что для выяснения принадлежности пород к ряду промежуточному, содержащему вулканический и осадочный обломочный материал, необходимо проводить специальные исследования, опираясь на надежное определение признаков, позволяющих устанавливать происхождение обломков. Такие породы, в которых могут быть найдены соответствующие признаки, встречаются далеко не часто, поэтому не случайно предложенный Мюгге термин «туффит» не получил широкого применения в мировой литературе, как, впрочем, и термин «туфогенный». Во всяком случае, даже в детальных зарубежных

исследованиях, посвященных вулканогенным образованиям, они применяются сравнительно редко.

Обычно приходится сталкиваться с весьма примитивной оценкой принадлежности пород к «туфогенным», когда на том основании, что в них присутствуют обломки излившихся пород, по их содержанию выделяют «туффиты» и «туфогенные породы». Между тем такие обломки зачастую представляют продукт размыва ранее образовавшихся излившихся пород и, следовательно, не имеют непосредственного отношения к вулканическим извержениям, происходившим во время накопления тех осадков, из которых образовалась данная порода.

Возвращаясь к применяемому в работе термину «вулканогенные породы», следует подчеркнуть, что в известной мере он снимает затруднения, возникающие при изучении продуктов вулканической деятельности в связи с тем, что часто трудно, а иногда и невозможно, отличить так называемые эффузивные породы от интрузивных. Сейчас уже хорошо известно, что классическое деление Розенбуша всех пород на эффузивные и интрузивные по структурным особенностям совершенно не оправдано. Постоянно приходится сталкиваться с тождественным составом излияний и их корней или различного рода куполов и заполнений субвулканических камер, вследствие чего среди любого типа пород, принадлежащих к ряду эффузивных образований, можно встретить как продукты излияний на земную поверхность различных лав, так и разнообразные внедрения, т. е. интрузии. Не только базальты, андезиты, липариты и т. д. могут наблюдаться в форме интрузий, но и различного рода туфы, вулканические брекчии и подобные им породы. Поэтому, естественно, приходится различать базальты эффузивные и интрузивные, а также андезиты, липариты, дациты и другие породы, в том числе вулканические брекчии, уже не на основе систематических признаков, определяемых их структурными особенностями, а по данным об условиях их залегания.

Затруднения, возникающие в связи с применением классического деления изверженных пород на эффузивные и интрузивные, стали сейчас настолько наглядными, что многие исследователи начали называть «эффузивами» сложные серии пород, включающие не только излившиеся, но и интрузивные породы даек, пластовых залежей (силлов) и других тел, постоянно возникающих в процессе вулканической деятельности и сопровождающих вулканические извержения. Совершенно очевидно, что такие сложные серии пород, а они типичны для вулканических областей, правильнее называть вулканогенными. В представленной работе для пород, образовавшихся в результате излияний лав, предлагается название «излившиеся», а не «эффузивные» с тем, чтобы избежать неточности выражений, связанной с применением названия «эффузивы».

Многие исследователи название «эффузивы» сопровождают прилагательными «основные», «средние» или «кислые». Эти очень неточные определения в значительной мере устранены в настоящей работе. В случае использования литературных источников такие определения по возможности уточнялись. Указывалось, принадлежат ли породы ряду базальтов (базальтовых или диабазовых порфиритов), андезитов (андезитовых порфиритов) или липаритов (липаритовых порфиров). Также указывался и состав туфов (базальтовый, андезитовый, липаритовый и т. д.).

Двойная номенклатура вулканогенных пород, подвергшаяся критике со стороны Е. К. Устиева (1959$_1$), сохранена, но, конечно, не в целях обозначения «молодых» и «древних» пород, а для различия существенно измененных вторичными процессами и сравнительно свежих пород. Такие различия вполне уместно выражать соответствующей двойной номенклатурой, что правильно подчеркивал А. Н. Заварицкий (1955).

ОБЩИЙ ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Общее размещение средне- и верхнепалеозойских вулканогенных образований на юге Сибири и в Восточном Казахстане существенно зависит от особенностей геологического строения и тектоники этой территории (рис. 4). В пределах Сибирской платформы девонские вулканогенные породы достоверно известны пока лишь в Рыбинской впадине, где они сосредоточены, в общем, вдоль глубинного разлома, отделяющего платформу от Восточно-Саянского антиклинория. Каменноугольные и пермские вулканогенные породы на юге платформы точно не установлены, и их распространение здесь можно только предполагать. К каменноугольным и пермским отложениям на Сибирской платформе обычно относят только угленосные и другие терригенные осадочные толщи, а серию вулканогенных пород, объединяемую под названием трапповой формации, считают более молодой, триасовой, даже, точнее, нижнетриасовой. Между тем строение этой формации весьма сложное, и представление о том, что она образовалась в течение сравнительно короткого интервала времени, соответствующего одной геологической эпохе, разделяется далеко не всеми исследователями. Более того, палеонтологические материалы, характеризующие, по крайней мере, низы разреза трапповой формации, называемые туфовой толщей (в отличие от верхней — туфолавовой), свидетельствуют о вероятной возрастной неоднородности этой формации. Находки в туфовой толще верхнепермских (по М. И. Мандельштейну) остракод, нижнепермских (по И. А. Ефремову) амфибий, нижнекаменноугольной фауны, указываемой Д. В. Наливкиным для района р. Курейки, и другие аналогичные данные ясно показывают, что проблема возраста трапповой формации Сибирской платформы решается далеко не просто и что низы разреза данной формации, несомненно, гетерогенны по возрасту.

Д. В. Наливкин (1962) с полным основанием пишет: «В настоящее время большинство исследователей считает, что образование сибирских траппов представляет сложное явление, начавшееся в верхнем карбоне и закончившееся в триасе», и далее указывает, что намечается определенная последовательность событий, приведших к образованию трапповой формации. В течение верхнего карбона и перми, по Д. В. Наливкину (1962, стр. 262—264), происходило накопление туфогенной толщи, местами сопровождавшееся лавовыми излияниями. В конце перми образовалось большинство пластовых интрузий, и тогда же и в начале триаса излилась главная масса лавовых потоков. К началу пермской эпохи относит начало трапповой вулканической деятельности и М. Л. Лурье (1958). В последнее время В. Н. Садовников (1964) пришел к выводу, что имеющиеся сейчас палеонтологические материалы позволяют утверждать бесспорно пермский возраст туфовой толщи. Таким

образом, представлению о единовременном образовании трапповой формации в нижнетриасовое время (Спижарский, 1955) сейчас противостоит представление о длительном и сложном пути ее развития, начиная с верхнего карбона или нижней перми и до триаса. Но и такое ограничение вулканической деятельности на Сибирской платформе интервалом верхний карбон — нижний триас может не оправдаться, и,

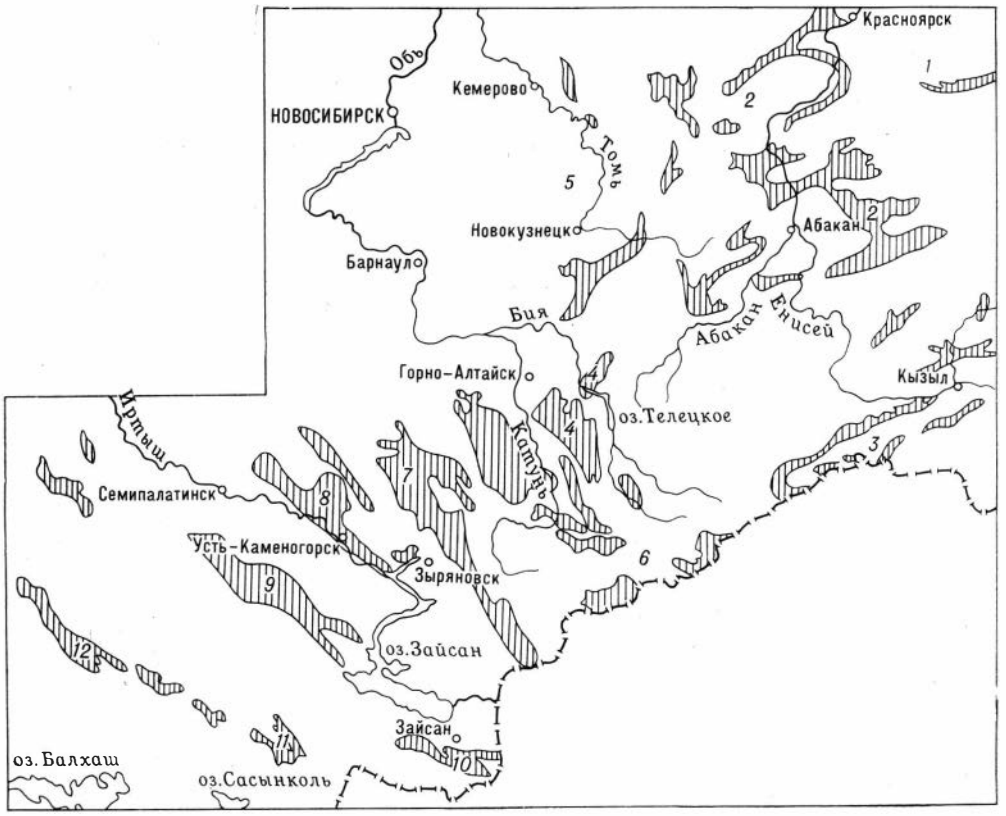


Рис. 4. Схема-обзор распространения средне- и верхнепалеозойских вулканогенных образований (заштрихованные участки) юга Сибири и Восточного Казахстана:

1 — Рыбинская впадина; *2* — Минусинский прогиб; *3* — Тувинский прогиб; *4* — Уймено-Лебедской прогиб; *5* — Кузнецкий прогиб; *6* — Ануйско-Чуйский прогиб; *7* — Белоубинский синклинорий; *8* — Быструшинский синклинорий; *9* — Калба, *10* — Саур; *11* — Тарбагатай; *12* — Чингиз.

вероятно, в дальнейшем удастся проследить последовательное развитие вулканической деятельности, начиная с девонской или более ранних эпох.

Сейчас, во всяком случае, на юге Сибирской платформы в Рыбинской впадине точно установлено распространение девонских вулканогенных образований, и вполне вероятно, что, по крайней мере частично, трапповые излияния и интрузии на территории платформы относятся к верхнему палеозою, точнее к верхнему карбону и перми.

За пределами Сибирской платформы вулканогенные образования девонского, каменноугольного и пермского возраста распределены весьма неравномерно. К юго-западу от нее девонские вулканогенные породы прослеживаются в системе впадин и прогибов, образующих сложную

мозаику герцинских структур, то наложенных, то унаследованных, расчленяющих каледонское складчатое основание обширной территории, включающей на западе Рудный Алтай и другие области Восточного Казахстана, а на востоке протягивающейся до Восточного Саяна включительно. Здесь девонские вулканогенные породы известны в системе впадин Минусинского прогиба, в Тувинском, Уймено-Лебедском, Ануйско-Чуйском, Коргонском, Белоубинском, Быструшинском и других прогибах, в Иртышской зоне смятия, на Калбе и на крыльях Чингизского антиклинория, а также в Тарбагатае. К юго-востоку от Сибирской платформы, на территории, включающей на западе Забайкалье и следующей далее на восток через верховья р. Амура вплоть до Охотского побережья, т. е. в пределах южной ветви Монголо-Охотского пояса, распространение девонских вулканогенных пород весьма ограничено. Они известны лишь на отдельных участках и существенной роли в строении девонских разрезов, по-видимому, не играют. Тем не менее в Монголии девонские вулканогенные породы достаточно широко распространены.

Весьма сходную картину представляет размещение каменноугольных вулканогенных пород за пределами Сибирской платформы. Хотя их распространение на юго-западе не столь широкое, как это характерно для девонских вулканогенных образований, все же они наблюдаются в большинстве отмеченных выше впадин и прогибов, а на крайнем западе их много. В ряде случаев они обладают весьма типичными чертами, существенно отличающими их от девонских пород. К юго-востоку от платформы каменноугольные вулканогенные образования сравнительно редки и практически почти совершенно не участвуют в строении разрезов. Исключением является опять-таки территория Монгольской Народной Республики.

Несколько иначе распространены пермские вулканогенные породы. Так же, как и на платформе, их далеко не просто отделить от триасовых. Тем не менее совершенно определенно вырисовывается картина значительного распространения пермских вулканогенных пород к юго-востоку от Сибирской платформы, в Западном Забайкалье, откуда они распространяются на смежную территорию Монгольской Народной Республики. Аналогичные по возрасту (но не по составу) образования имеются также в Минусинском и Кузнецком прогибах, а далее они известны в Рудном Алтае, в Калбе и в подковообразном Джунгаро-Алакульском верхнепалеозойском прогибе, где эти породы распространены, пожалуй, особенно широко и где изучение строения разрезов пермских отложений неразрывно связано с исследованием размещения в них вулканогенных пород.

Вполне вероятно, что при дальнейших исследованиях пермские вулканогенные породы будут встречены также в системе узких линейных впадин, расчленяющих область поднятий, тяготеющих к Яблоновому и Становому хребтам. Об этом можно судить пока лишь на том основании, что многие из этих впадин в какой-то мере продолжают поля распространения пермских вулканогенных пород Западного Забайкалья.

Такова, в общих чертах, картина размещения средне- и верхнепалеозойских вулканогенных пород на юге Сибири и в Восточном Казахстане для вулканогенных образований девонского, каменноугольного и пермского периода.

В этом обзоре не затронута проблема размещения тех интрузивных пород, связь которых с вулканогенными образованиями не устанавливается непосредственно и возраст которых во многих случаях определяется еще менее точно, чем для рассмотренных выше вулканогенных пород. Имеет все же определенный смысл представить хотя бы весьма

беглую и суммарную характеристику распространения этих интрузивных пород.

Для Сибирской платформы такой проблемы, в сущности, не возникает, потому что в серию вулканогенных пород трапповой формации обычно включают как эффузивные, так и интрузивные образования. Но для обширных территорий, обрамляющих платформу с юга, многое в этом отношении еще недостаточно ясно.

В областях, расположенных к юго-западу от Сибирской платформы, многие исследователи предполагают весьма широкое распространение девонских интрузий, решительно во всех горных сооружениях этой территории — в Восточном Саяне, как в его наиболее древней, протерозойской, так и в более молодой, каледонской (салаирской), части: в Западном Саяне и в нагорье Сангилен; в Кузнецком Алатау и в Горном Алтае; на Рудном Алтае и в хр. Чингиз, а также по окраинам крупных прогибов — Минусинского, Тувинского, Кузнецкого и др. Отмечается весьма различный состав девонских интрузий, охватывающих серию габброидных, сиенитовых и гранитных магматических образований и их щелочных дифференциатов. Далеко не всегда указания на широкое распространение девонских интрузий подтверждено соответствующими наблюдениями. Например, для территории Восточного Саяна и Минусинского прогиба ссылки на девонские гранитные интрузии по большей части недостоверны, а в ряде случаев неверны. Тем не менее общая картина размещения множества различного рода интрузий к юго-западу от Сибирской платформы, т. е. на тех площадях, где весьма активно проявлена девонская вулканическая деятельность, весьма типична. К юго-востоку от платформы девонские интрузии пока вообще не выделяются из состава палеозойских интрузий и, по-видимому, не играют здесь существенной роли. Предполагают обычно широкое распространение каменноугольных интрузий в Рудном Алтае и на Калбе, а также в районах, еще более удаленных от края Сибирской платформы на юго-запад. Несомненно, они имеются и в пределах южной ветви Монголо-Охотского пояса, где их не всегда легко отделить от более поздних, пермских, интрузий. Что касается пермских интрузивных образований, то они типичны, с одной стороны, для Рудного Алтая и Калбы, а также некоторых других районов Восточного Казахстана, с другой — по-видимому, для Забайкалья и верховий Амура. Однако в этих юго-восточных районах палеозойские интрузии практически не расчленены, и выделить пермские интрузии здесь весьма трудно.

Во всяком случае, на юго-западе, где возраст интрузий устанавливается более определенно, намечается общее соответствие между эпохами развития вулканической деятельности и активным проявлением интрузий. Девонской вулканической деятельности соответствуют девонские интрузии, каменноугольной, более ограниченной территориально,— также ограниченные в этом отношении каменноугольные интрузии, и, наконец, пермской эпохе вулканической активности соответствуют мощные интрузии Рудного Алтая, Калбы и других районов, в которых пермский возраст интрузий определен, в общем, достаточно строго.

Это, конечно, лишь самые общие черты закономерного размещения разновозрастных областей развития вулканогенных образований и интрузий; полное изучение особенностей такого размещения требует дальнейших исследований.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

На юге Сибири и в Восточном Казахстане вулканогенные образования среднего и верхнего палеозоя разнообразны по возрасту и в зависимости от размещения на этой обширной территории занимают соответственно различное положение в стратиграфическом разрезе.

Вулканогенные породы, известные на **юго-западе Сибирской платформы, в Рыбинской впадине,** залегают среди девонских отложений, и их место в разрезе выяснено сравнительно точно. Они расположены в средней части мощной (до 3000 *м*) терригенно-красноцветной серии (Анатольева, 1963), девонский возраст которой подтверждается многочисленными находками остатков панцирных рыб, изученных Д. В. Обручевым (1941) по сборам А. С. Хоментовского (1947), а также растительных остатков, неоднократно привлекавших внимание таких палеофитологов, как А. Р. Ананьев (1954), Г. П. Радченко (1962) и Е. Ф. Чиркова-Залесская (1959). Палеонтологические остатки подтверждают вполне определенно верхнедевонский возраст красноцветных отложений, залегающих стратиграфически выше вулканогенных образований, а возраст остальной части девонского разреза вызывает споры. Г. П. Радченко предполагает, что залегающие под верхнедевонскими отложениями мергели и терригенные красноцветные породы, среди которых расположены вулканогенные образования, относятся к среднему девону (живету и эйфелю), а А. Р. Ананьев и Е. Ф. Чиркова-Залесская считают, что в этом разрезе имеются, кроме того, и нижнедевонские отложения. В частности, А. Р. Ананьев весьма детально изучил флору окрестностей г. Красноярска близ с. Торгашино и пришел к выводу о ее нижнедевонском возрасте. Хотя стратиграфическое положение именно этих слоев с флорой мало соответствует такому выводу, тем не менее нельзя, конечно, исключать возможность нахождения нижнедевонских отложений в Рыбинской впадине.

Общие черты стратиграфического разреза девонских красноцветных отложений Рыбинской впадины первоначально были изучены А. В. Лесгафтом, весьма удачно расчленившим этот разрез на ряд свит, названия которых впоследствии неоднократно и совершенно неоправданно менялись. Вулканогенные породы, которые он наблюдал в разрезе девонских отложений, А. В. Лесгафт считал трапповыми интрузиями, хотя значительно раньше Ю. А. Кузнецов (1932), а также И. К. Баженов и М. П. Нагорский (1937) указывали, что в низах разреза девонских отложений Рыбинской впадины имеются девонские же вулканогенные породы, весьма разнообразные по составу. Распространение девонских вулканогенных пород среди осадочных толщ Рыбинской впадины отмечали также Н. С. Зайцев (1958), В. Т. Мордовский и В. И. Дитмар (1954) и другие исследователи. Но лишь сравнительно недавно удалось

более точно выяснить стратиграфическое положение вулканогенных пород в девонском разрезе (рис. 5) и показать, что существующие представления о широком распространении разнообразных по составу вулканогенных пород в девонском разрезе Рыбинской впадины недостаточно точны, так как они опираются на обобщение данных, характеризующих как те породы, которые подстилают девонские отложения, так и те, которые залегают среди них (Анатольева, 1962; Лучицкий, 1964). Первые действительно весьма разнообразны по составу, но их девонский возраст ничем не может быть сейчас подтвержден; вторые отличаются сравнительно однообразным составом при резком преобладании типичных базальтоидов, сопровождаемых туфами, что не оставляет сомнений в действительной их синхронности тем отложениям, среди которых они залегают. Девонские вулканогенные породы сосредоточены в той части разреза, которая отличается наибольшей полнотой и приурочена к узкой полосе, прилегающей непосредственно к краевому шву Сибирской платформы, следующему вдоль юго-западной ее границы (Косыгин, Лучицкий, 1961). В северо-восточном направлении, т. е. перпендикулярно этому шву, мощность разреза девонских отложений в пределах Рыбинской впадины резко сокращается, отдельные свиты выклиниваются или срезаются вследствие размыва, и уже в 60 *км* от шва верхнедевонские красноцветные отложения ложатся прямо на докембрийский фундамент платформы, представленный древними гранито-гнейсами и гранитами. Вулканогенные породы здесь полностью исчезают из разрезов.

Более молодые вулканогенные образования в Рыбинской впадине относятся, вероятно, к проявлениям верхнепалеозойского траппового вулканизма, которые ранее предполагались А. В. Лесгафтом и другими исследователями. Самые общие предположения об их существовании были высказаны в приведенном выше обзоре распространения вулканогенных пород на юге Сибирской платформы, но более строгие данные можно извлечь из работы А. В. Крюкова (1961). Он отметил среди девонских отложений Рыбинской впадины вулканические аппараты центрального типа (вулканические трубки), сложенные основными породами и содержащие ксенолиты среднедевонских карбонатных пород. А. В. Крюков справедливо указывает, что эти аппараты могут относиться к более юным, по крайней мере, верхнедевонским или даже последевонским образованиям. Вполне вероятна их принадлежность, в частности, к верхнему палеозою, но более точный их возраст пока неизвестен. К проявлениям сравнительно юной вулканической деятельности, скорее всего верхнепалеозойской, может быть, вероятно, отнесено и образование трахидолеритового штока на г. Черной близ г. Красноярска, описанного Ю. А. Кузнецовым (1932).

Возраст и стратиграфическое положение девонских вулканогенных образований **Минусинского прогиба** отличаются от отмеченных для Рыбинской впадины, но они залегают в мощном терригенно-красноцветном разрезе, во всяком случае ниже верхнедевонских отложений. Вулканогенные породы этого прогиба располагаются в основании девонского разреза, повсеместно отделенного резким угловым несогласием от подстилающих кембрийских или более древних толщ. Поверхность несогласия обычно сопровождается базальными конгломератами, но их присутствие не обязательно, и в ряде случаев вулканогенные породы ложатся прямо на древний складчатый фундамент.

В пачках красноцветных осадочных пород, подчиненных серии вулканогенных образований, присутствует разнообразная флора, изучением которой занимались те же палеофитологи, которые определяли возраст девонской флоры Рыбинской впадины, и выводы их столь же про-

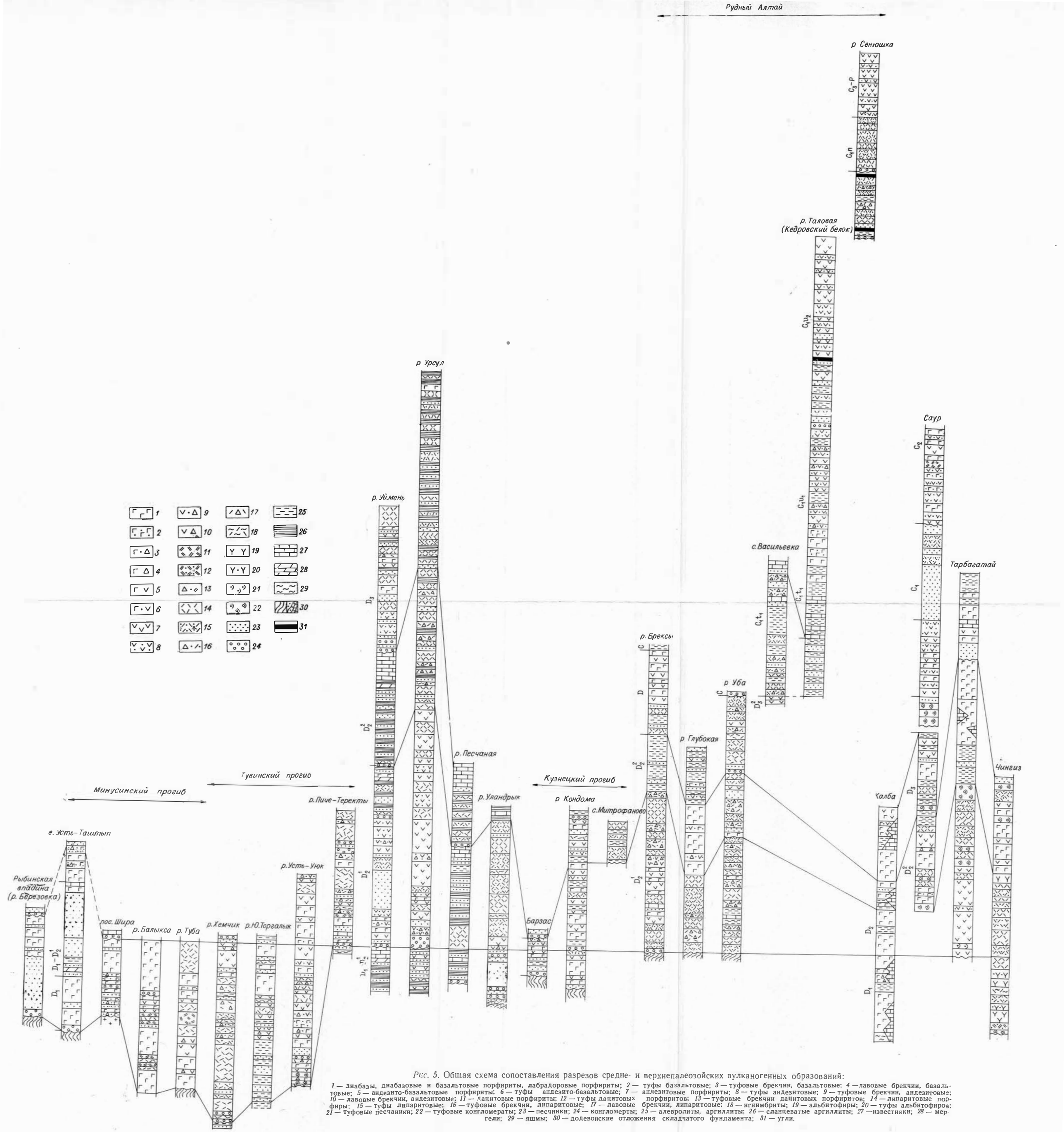


Рис. 5. Общая схема сопоставления разрезов средне- и верхнепалеозойских вулканогенных образований:

1 — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — туфы базальтовые; *3* — туфовые брекчии, базальтовые; *4* — лавовые брекчии, базальтовые; *5* — андезито-базальтовые порфириты; *6* — туфы андезито-базальтовые; *7* — андезитовые порфириты; *8* — туфы андезитовые; *9* — туфовые брекчии, андезитовые; *10* — лавовые брекчии, андезитовые; *11* — дацитовые порфириты; *12* — туфы дацитовых порфиритов; *13* — туфовые брекчии дацитовых порфиритов; *14* — липаритовые порфиры; *15* — туфы липаритовые; *16* — туфовые брекчии, липаритовые; *17* — лавовые брекчии, липаритовые; *18* — игнимбриты; *19* — альбитофиры; *20* — туфы альбитофиров; *21* — туфовые песчаники; *22* — туфовые конгломераты; *23* — песчники; *24* — конгломерты; *25* — алевролиты, аргиллиты; *26* — сланцеватые аргиллиты; *27* — известняки; *28* — мергели; *29* — яшмы; *30* — додевонские отложения складчатого фундамента; *31* — угли.

Зак. 6194

тиворечивы, как и в предыдущем случае. Так, в частности, А. Р. Ананьев (1954 и др.) и Е. Ф. Чиркова-Залесская (1959) считают флору нижнедевонской, а Г. П. Радченко (1962) эйфельской. Тем не менее очевидны следующие факты. В юго-западной части Минусинского прогиба главная масса вулканогенных пород залегает под слоями с эйфельской фауной, описанной по инициативе В. С. Мелещенко большим коллективом палеонтологов под руководством М. А. Ржонсницкой (1952) из так называемой таштыпской свиты. Вместе с тем в этой же части прогиба имеются вулканогенные породы, переслаивающиеся с осадочными пачками, содержащими эйфельскую фауну, а единичные пачки вулканогенных пород встречаются и выше слоев с фауной, но ниже палеонтологически охарактеризованных живетских отложений. Таким образом, главная масса вулканогенных пород, по этим данным, относится к доэйфельским, т. е. скорее всего нижнедевонским, образованиям, с чем согласны сейчас все исследователи, а в прошлом А. Н. Чураков (1932) и И. К. Баженов (1930) считали их даже силурийскими. Наряду с нижнедевонскими, несомненно, имеются и эйфельские вулканогенные породы, переслаивающиеся с известняками, содержащими эйфельскую фауну, но установленных живетских вулканогенных пород в юго-западной части Минусинского прогиба нет. Те вулканогенные образования, которые иногда относят к живету, представляют сравнительно небольшие пластообразные тела, залегающие среди красноцветных пород, подстилающих слои с типичной живетской (бейской) фауной, а сами эти красноцветные породы содержат такую фауну, которая сама по себе совершенно недостаточна для определения возраста с точностью до яруса. Залегание же вулканогенных пород ниже слоев с живетской фауной несомненно. Такова первая группа фактов, позволяющая утверждать, что возраст вулканогенных образований на юго-западе Минусинского прогиба лежит в рамках нижний девон — эйфель и соответственно является доживетским.

Другая группа фактов относится к вопросам корреляции разрезов и выяснению соответствий между вулканогенными породами юго-западной части Минусинского прогиба и остальной территории. Известно, что по этому вопросу существуют два резко отличных мнения. В. С. Мелещенко (1953) и др. считают, что вулканогенные породы, подстилающие на обширной территории прогиба живетские толщи, богатые морской фауной, также принадлежат живету, а не более древним образованиям, так как, по его мнению, они связаны постепенным переходом, и что вулканогенные породы на окраинах прогиба входят в состав фациального комплекса, замещающего живетские карбонатные толщи. Опираясь на исследования М. С. Майминой и Э. Н. Янова, В. С. Мелещенко даже выделил в предгорьях хр. Азыр-Тал так называемую «азыртальскую фацию», вулканогенную, принадлежащую, как он считал, живету. Такое представление приводило В. С. Мелещенко к выводу о том, что Минусинский прогиб заложился в начале девона на юге и что в течение девонской эпохи прогибание постепенно распространялось с юга на север.

Совершенно иной взгляд, разделяемый многими исследователями (Анатольева, 1956; Красильников, Моссаковский, 1955), наиболее полно развит в работе И. В. Лучицкого (1960), специально изучавшего проблему стратиграфического положения и возраста девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба. Проведенное им сопоставление разрезов вулканогенных толщ показало, что на всей территории Минусинского прогиба, за исключением его юго-западной части, карбонатные толщи с типичной живетской (бейской) фауной подстилаются пачкой красноцветных пород с базальными конгломератами в основании,

налегающими трансгрессивно на подстилающие их девонские вулканогенные породы. Вследствие такого залегания этих пород происходит трансгрессивное срезание верхних частей разреза вулканогенных толщ в краевых частях и на севере прогиба. Местами такое срезание приводит к полному выпадению из разреза девонских вулканогенных толщ, в результате живетские отложения налегают непосредственно на древний складчатый фундамент, что, между прочим, давно было показано А. Н. Чураковым (1932) на примере налегания живетских известняков на граниты в бассейне р. Сарала. Такие же взаимоотношения прослежены А. И. Анатольевой (1958), А. А. Моссаковским (1960) и многими другими. Детальное исследование взаимоотношений между живетскими отложениями и девонскими вулканогенными толщами выявило, кроме того, что в ряде случаев отмеченный выше трансгрессивный контакт сопровождается угловыми несогласиями, которые наблюдаются, в частности, близ курорта Шира и вдоль подножья того именно хр. Азыр-Тал, по направлению к которому В. С. Мелещенко, опиравшийся на данные М. С. Майминой и Э. Н. Янова, предполагал возможность фациального замещения живетских отложений азыртальской фацией вулканогенных образований. Отмеченное здесь И. В. Лучицким (1960) угловое несогласие наблюдалось затем всеми исследователями, проводившими детальное изучение контакта живетских отложений и вулканогенных пород. Некоторые исследователи, например А. А. Моссаковский (1960), придают этому контакту значение рубежа, разделяющего соответствующие структурные ярусы на всей территории прогиба.

Как видим, факты упорно свидетельствуют о том, что в пределах Минусинского прогиба живетские отложения не связаны постепенным переходом с подстилающими их вулканогенными толщами и что исключение в этом отношении представляет только юго-западная часть прогиба и, может быть, вообще его осевая зона, где в отличие от всей остальной территории Минусинского прогиба прослеживается непрерывный разрез девонских отложений. Следовательно, доживетский возраст девонских вулканогенных образований всего Минусинского прогиба устанавливается достаточно определенно, но одновременно выявляется соответствие низов девонского вулканогенного разреза юго-западной части прогиба и всей остальной его территории, а значит и соответствующий возраст вулканогенных образований, лежащий в пределах нижний девон — эйфель. Такой возраст вулканогенных пород хорошо подтверждается в северной части Минусинского прогиба палеофитологическими исследованиями А. Р. Ананьева (1954) и Е. Ф. Чирковой-Залесской (1959).

Вулканогенные образования в живетских и верхнедевонских отложениях Минусинского прогиба неизвестны, если не считать имеющихся указаний на то, что в осадочных породах соответствующего возраста встречается более или менее значительная примесь туфового материала. К сожалению, в большинстве случаев к такого рода примесям относятся кластические обломки излившихся пород, которые могут быть в равной степени заимствованы и переотложены из ранее сформированных эйфельских и нижнедевонских вулканогенных образований, а также из более древних вулканогенных толщ в результате их разрушения и размыва. Лишь в самое недавнее время Г. Н. Бровков более определенно установил, что в средне- и верхнедевонских песчаниках действительно в ряде случаев имеются примеси витрокластического пеплового материала. Более ясные признаки активной вулканической деятельности, развивавшейся на территориях, удаленных от Минусинского прогиба, но не оставившей следов в осадочных накоплениях, распространенных на его территории, устанавливаются для нижнекаменноугольных от-

ложений. Выявленное М. И. Грайзером (1963) и И. С. Боровской широкое распространение пепловых, преимущественно витрокластических, туфов сейчас достаточно хорошо известно. Основная проблема заключается, с одной стороны, в выяснении влияния пепловых накоплений на процессы седиментации, с другой — в определении источников питания Минусинского прогиба пепловым материалом. Вопросы эти очень важны и дальнейшее их изучение совершенно необходимо.

Верхнепалеозойская вулканическая деятельность в Минусинском прогибе достоверно неизвестна, но, во всяком случае, совершенно не исключена возможность того, что своеобразная серия базальтовых некков, рассекающих в северной части Минусинского прогиба каменноугольные и, возможно, нижнепермские отложения, принадлежит еще верхнему палеозою или, по крайней мере, относится к началу той эпохи вулканической деятельности, которая продолжалась вплоть до триаса включительно и была связана с образованием траппов Сибирской платформы.

В **Тувинском прогибе** стратиграфическое положение и возраст вулканогенных пород весьма близки к установленным для Минусинского прогиба. Здесь эти породы также приурочены к низам мощного (до 8—9 *км*) красноцветного разреза, охарактеризованного разнообразной девонской фауной.

В отличие от Минусы в Тувинском прогибе разрез девонских отложений в ряде районов, в частности на юге прогиба, связан постепенными переходами с подстилающими толщами и содержит не только средне- и верхнедевонскую, но и хорошо определяемую нижнедевонскую фауну, впервые найденную здесь А. И. Левенко (1960) и изученную Д. В. Обручевым. Поэтому нижнедевонский возраст вулканогенных пород определяется в Тувинском прогибе более надежно. Самые верхние горизонты вулканогенных образований по возрасту и стратиграфическому положению соответствуют эйфельскому ярусу, а живетские и, тем более, верхнедевонские вулканогенные породы здесь отсутствуют, хотя в этом отношении следует иметь в виду некоторые особенности геологического строения Тувинского прогиба. Дело в том, что на различных стратиграфических уровнях, частью среди живетских, частью среди верхнедевонских, а иногда и в нижнекаменноугольных отложениях, в Тувинском прогибе прослеживаются пластовые и дискордантные тела интрузивных пород. Среди них могут быть выделены, с одной стороны, породы, весьма близкие по петрографическим особенностям тем, которые образуют систему покровов среди девонских отложений, с другой — породы, существенно отличающиеся от них. Во всяком случае, наряду с собственно вулканогенными породами, связь которых с вулканическими извержениями не вызывает сомнений, в Тувинском прогибе имеются весьма разнообразные по составу преимущественно небольшие интрузивные тела, не имеющие прямого отношения к тем вулканическим извержениям, следы которых прослеживаются прямыми наблюдениями в разрезе девонских отложений Тувинского прогиба. Возраст собственно вулканогенных пород в этом прогибе соответствует нижнему девону — эйфелю, т. е. вполне совпадает с тем, что известно для Минусинского прогиба, тогда как возраст субвулканических образований определяется в рамках живет — карбон, а некоторые из них могут оказаться и более молодыми.

В Тувинском прогибе, как и в Минусе, широко распространены, кроме того, нижнекаменноугольные породы, представленные разнообразными пепловыми туфами.

Характерный облик нижнекаменноугольных отложений, заставлявший таких исследователей, как И. П. Рачковский и З. А. Лебедева

(1932), выделять, например, так называемую «звенящую формацию», целиком связан с обилием среди этих отложений пепловых туфов.

Более поздние верхнепалеозойские вулканогенные породы можно сейчас только предполагать среди отмеченного выше комплекса субвулканических образований, но сколько-нибудь строгих указаний в этом направлении пока нет.

В **Кузнецком прогибе** имеются вулканогенные образования девонские и пермские. Девонские вулканогенные породы развиты на восточной и южной окраинах прогиба и приурочены, так же как и в Минусинском и Тувинском прогибах, к низам девонского разреза. В пределах Кузнецкого прогиба происходит общее изменение строения разрезов девонских отложений, вследствие чего на востоке и на юге прогиба вулканогенные породы широко распространены и в ряде случаев подчинены мощным толщам красноцветных пород, тогда как на западе разрез девонских отложений представлен не менее мощными толщами карбонатных отложений, среди которых вулканогенные породы отсутствуют. Такая общая закономерная изменчивость строения разрезов девонских отложений хорошо известна по работам А. В. Тыжнова (1931), В. Д. Фомичева (1940) и подтверждена исследованиями М. А. Ржонсницкой (1959), В. С. Муромцева (1956) и других.

Девонские вулканогенные породы восточной и южной окраин Кузнецкого бассейна залегают несогласно на подстилающих кембрийских или более древних породах среди красноцветных отложений, в ряде случаев отделенных перерывом и сопровождающей этот перерыв пачкой конгломератов от расположенных выше верхнедевонских отложений с фаленовой фауной. Некоторые исследователи, например Г. Н. Карцева и В. Б. Цырлина (1956, 1959), предполагают, что красноцветные породы, расположенные стратиграфически выше вулканогенных образований, принадлежат, по крайней мере в нижней части разреза, еще живетскому ярусу. Во всяком случае, в Кузнецком прогибе, так же как и в Минусе и Туве, верхнедевонские вулканогенные породы неизвестны, а возраст более древних девонских вулканогенных пород определяется по флоре, наблюдавшейся в ряде пунктов среди пачек красноцветных пород, подчиненных вулканогенным толщам. Эта флора, по данным А. Р. Ананьева (1954), Г. П. Радченко (1962), датирует возраст в пределах нижний — средний девон. Но, опираясь на сопоставление разрезов, содержащих вулканогенные породы, с разрезами преимущественно карбонатных толщ, сосредоточенных на западе Кузнецкого прогиба, можно предполагать, как это делает сейчас большинство исследователей (Фомичев, 1940, Муромцев, 1956, и др.), что имеются как нижне-, так и среднедевонские (преимущественно эйфельские, но частично, может быть, и живетские) вулканогенные породы. Живетские вулканогенные породы, в частности, указывает А. Л. Матвеевская (1960) для северо-западной окраины Кузнецкого прогиба.

Верхнепалеозойские вулканогенные породы представлены в Кузнецком прогибе сравнительно широко. Распространение нижнекаменноугольных вулканогенных образований (пепловых туфов) в Кузнецком прогибе отмечено, в частности, Т. Н. Сарычевой, А. Н. Сокольской и Е. Д. Розоновой (1955). Что касается пермских вулканогенных образований, известных по описаниям Ф. Н. Шахова (1927) и других исследователей, то они сравнительно недавно были обстоятельно изучены В. А. Кутолиным (1963). По его данным, эти вулканогенные образования представлены здесь преимущественно породами трапповой формации, отчасти также кислыми туфами, залегающими среди пермских отложений. Трапповая формация, по мнению В. А. Кутолина, в главной своей

части относится к молодым триасовым проявлениям вулканической деятельности. Пермский возраст, по крайней мере части вулканогенных пород, определяется по остаткам флоры.

На **Салаире** вулканогенные породы указаны А. Л. Матвеевской (1960) по данным А. С. Кириллова и В. Ф. Сенцовой в южной части кряжа в пределах Чумышско-Ненинской впадины, в которой до известной степени условно выделена «эффузивно-осадочная свита» предположительно живетского возраста. В. Д. Фомичев и Л. Э. Алексеева (1961) считают, что на р. Каменке у с. Чемского и по р. Чему выше устья р. Бельчиха пачки порфиритов имеются в верхней части разреза эйфельской терригенно-карбонатной толщи. Они подчеркивают также, что живетские эффузивные породы развиты главным образом на кузбасской окраине Салаира и почти неизвестны в центральной его части. Диабазы и диабазовые порфириты они указывают по северо-западной его окраине.

В **Горном Алтае** вулканогенные породы сосредоточены преимущественно в пределах Уймено-Лебедского, Ануйско-Чуйского и Коргонского прогибов. Здесь они лишь местами встречаются среди нижнедевонских отложений, а главная их масса приурочена к среднему и верхнему (франский ярус) отделам девонской системы. Фаменские отложения не содержат вулканогенных пород, отложения каменноугольной системы вообще неизвестны на Горном Алтае, а пермские лишены вулканогенных образований.

В **Уймено-Лебедском** прогибе возраст и стратиграфическое положение вулканогенных образований изучались И. И. Белостоцким (1955) и В. М. Сенниковым (1960). Вулканогенные породы прогиба подчинены серии преимущественно пестроцветных терригенных и сероцветных карбонатных отложений, девонский возраст которых подтверждается находками остатков соответствующей фауны и флоры. Все вулканогенные породы здесь залегают выше слоев, содержащих фауну, по данным Р. Т. Грацианової, Б. С. Соколова и других исследователей, переходную от верхнего кобленца к нижнему эйфелю. Главная масса этих пород располагается в разрезе стратиграфически ниже живетской карбонатной толщи с чилиевой фауной, но они встречаются, по данным В. М. Сенникова (1960) и Б. Н. Лапина (1963), и выше чилиевых слоев. Таким образом, в Уймено-Лебедском прогибе развиты доживетские — эйфельские и отчасти послеживетские — верхнедевонские вулканогенные образования. Правда, верхнедевонская фауна в прогибе неизвестна. Высказанное И. И. Белостоцким (1955) мнение о принадлежности вулканогенных пород к верхам среднего девона опирается на его предположение о том, что чилиевая фауна прогиба относится к низам верхнего девона, а не к живету. Это предположение, по-видимому, основано на недоразумении: для чрезмерного омоложения возраста вулканогенных пород, подстилающих слои с чилиевой фауной, сейчас нет решительно никаких данных.

В **Ануйско-Чуйском** прогибе вулканогенные породы существенно более разнообразны по возрасту и стратиграфическому положению. Здесь имеются, во-первых, разрезы терригенных сероцветных толщ, содержащих изученную Р. Т. Грацианової (1956), Л. Л. Халфиным (1948) и другими исследователями нижнедевонскую фауну; этим разрезам местами, например в бассейне р. Песчаная, подчинены вулканогенные образования. Во-вторых, вулканогенные образования в прогибе частично распространены также среди красноцветных толщ, лишенных фауны, но содержащих скудные растительные остатки, и сопоставляемых с нижнедевонскими отложениями. Однако главная масса вулканогенных

образований принадлежит среднему отделу девонской системы и залегает преимущественно среди терригенных сероцветных толщ, которым подчинены более или менее мощные пачки известняков с эйфельской и живетской (в том числе и с чилиевой) фауной. Местами наблюдаются мощные разрезы, сложенные почти нацело вулканогенными породами.

Помимо вулканогенных среднедевонских пород, здесь развиты верхнедевонские, залегающие среди черносланцевых толщ и содержащие фауну, изученную В. П. Нехорошевым (1958), Р. Т. Грациановой (1953) и другими исследователями.

Совсем иные соотношения наблюдаются в **Коргонском прогибе**, где вулканогенные образования залегают под живетскими слоями, отделяясь от них перерывом, а в верхней части разреза содержат изученную Р. Т. Грациановой (1953) верхнеэйфельскую фауну, заключенную в линзах известняков, подчиненных верхней части разреза вулканогенной толщи.

Общая картина размещения разновозрастных вулканогенных образований на территории Горного Алтая, таким образом, весьма пестра и от прогиба к прогибу существенно меняется.

Вулканогенные породы, более молодые, чем девонские и нижнекаменноугольные, развиты в пределах Горного Алтая, по-видимому, только в виде интрузивных тел, связи которых с излияниями пока недостаточно изучены.

В **Рудном Алтае** вулканогенные образования сходны по возрасту и стратиграфическому положению с известными в Ануйско-Чуйском прогибе. В общем они весьма разнообразны по возрасту и включают не только девонские, но также нижнекаменноугольные и пермские вулканогенные породы.

На территории Рудного Алтая нижнедевонских вулканогенных пород, по-видимому, нет совершенно. Во всяком случае, нижнедевонская фауна здесь неизвестна. Главная масса вулканогенных пород, образующих в ряде случаев сплошные вулканогенные толщи, почти лишенные подчиненных им пачек осадочных пород, относится к эйфельскому ярусу, что подтверждается соответствующими находками фауны, описанной Н. Л. Бубличенко (1945), В. П. Нехорошевым (1946), Л. Л. Халфиным (1953) и другими исследователями.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сравнительный анализ вулканогенных образований юга Сибири и смежных частей Казахстана должен опираться на сопоставление наиболее типичных черт, характеризующих формации, развитые на разных участках данной территории: строение и возраст формаций, а также их состав и структурное положение. Именно по этим признакам проводится ниже сравнение разнородных вулканогенных образований, отличающихся, кроме того, особенностями свойственной им металлогении.

В целях удобства имеющиеся материалы изложены в такой последовательности. Сначала рассмотрена Рыбинская впадина, примыкающая непосредственно к Сибирской платформе, затем система впадин, расчленяющих древние каледониды Южной Сибири и входящих в состав обширного Минусинского прогиба, далее — примыкающие к этой области унаследованные, в общем, прогибы, сформировавшиеся на более молодом, каледонском же складчатом основании — Тувинский на юге, Кузнецкий и Горноалтайский прогибы на западе. В дальнейшем следует изложение данных, характеризующих прогибы Рудного Алтая. В заключение даны некоторые сведения о прогибах и впадинах Саура, Калбы, Чингиза и некоторых других областей развития средне- и верхнепалеозойского вулканизма.

В этом порядке размещения материала в известной мере отражена основная особенность рассматриваемой территории — общее постепенное омоложение расположенных в ее пределах тектонических структур по направлению с востока на запад, от древней докембрийской Сибирской платформы к герцинским горным сооружениям Рудного Алтая и далее к своеобразным верхнепалеозойским структурам Джунгаро-Балхашского прогиба.

По каждой группе впадин или прогибов приведены данные о строении, составе и структурном положении вулканогенных образований, причем порядок изложения материала по различным территориям не ограничен какими-либо строгими требованиями.

С формальной точки зрения в соответствии с последовательным анализом природных явлений следовало бы прежде всего сообщить все имеющиеся данные о составе пород, затем выяснить их последовательную смену в вертикальном и латеральном направлениях, после чего перейти к исследованию различных парагенетических ассоциаций в разнородных структурах рассматриваемой территории. Тем не менее, знакомя читателя с результатами исследования, не всегда удобно следовать такому порядку. Лучше, по-видимому, привести сначала отправные сведения о месте вулканогенных образований в разрезе и внутреннем строении вулканогенных толщ, а затем дать представление о размещении в разрезах разнородных вулканогенных пород и вообще об их

разнообразии, а также об условиях их залегания. Тогда станут ясными различия между теми или иными естественными ассоциациями вулканогенных формаций, что позволит перейти к анализу фациальных изменений формационных рядов и выяснению структурного положения отдельных формационных типов и их фациальных разновидностей.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

В Рыбинской впадине распространены главным образом девонские вулканогенные породы. Они сосредоточены преимущественно в юго-западной ее части, где в наиболее прогнутых участках образуют систему выклинивающихся по простиранию пластовых тел. Эти тела залегают в мощной толще девонских красноцветных пород, по подошве которых оконтуривается Рыбинская впадина. На юго-западе граница впадины следует в юго-восточном направлении, а затем круто поворачивает, почти под прямым углом, и прослеживается далее с северо-восточным простиранием. Соответствующий изгиб испытывает и полоса распространения девонских вулканогенных пород, сравнительно быстро выклинивающихся полностью в северо-восточном направлении. Скважина, расположенная в районе с. Рыбинского, почти в центральной части впадины, вскрывшая мощный разрез красноцветных пород вплоть до его основания, совершенно не обнаружила вулканогенных пород.

Девонские вулканогенные породы отделены от более древних отложений более или менее мощной красноцветной пачкой, ниже которой местами также встречаются вулканогенные породы. Хотя многие исследователи предполагают, что эти более древние вулканогенные породы следует тоже считать девонскими, тем не менее они, во-первых, весьма существенно отличаются от девонских вулканогенных пород по внешнему облику, по составу и по степени вторичных изменений (Лучицкий, Крыленко, 1964), а во-вторых, граничат с девонскими красноцветами либо по тектоническому контакту, либо отделены от них угловым несогласием или перерывом. В образованной этими более древними породами четко выраженной полосе, следующей от Рыбинской впадины на юго-восток вдоль крупного тектонического шва, разделяющего Протеросаян и древнекаледонский Восточный Саян, возможно, также имеются девонские вулканогенные породы. Их отмечает, например, К. А. Клитин (1960), но, к сожалению, особенности строения, возраст и условия залегания, а также состав вулканогенных пород, приуроченных к этой весьма интересной зоне, выяснены совершенно недостаточно, и использовать их в целях сравнительного анализа пока не представляется возможным.

Наиболее типичные разрезы девонских отложений, иллюстрирующие размещение в них вулканогенных пород, наблюдаются на реках Кан и Березовка (рис. 6). Разрезы относятся к двум наиболее прогнутым участкам Рыбинской впадины, расположенным у подножья Восточного Саяна и разделенным Асафьевско-Привольненским поперечным поднятием. В пределах названного поднятия наблюдается сокращенный разрез девонских отложений, в котором вулканогенные породы полностью отсутствуют (Анатольева, 1964).

В **разрезе по р. Березовка** (рис. 6, колонка слева) наблюдается такая последовательность залегания девонских красноцветных пород, вмещающих вулканогенные образования. Нижнюю часть разреза здесь представляет сравнительно мощная толща красноцветных песчаников с подчиненными им алевролитами. Толща начинается базальными конгломератами, налегающими резко несогласно на неровную поверхность под-

стилающих кембрийских карбонатных пород, что прекрасно видно близ д. Ерлыковки и в Яхонтовом логу. В этом районе базальные конгломераты образуют пачку около 100 *м* мощности с типичной правильной сортировкой материала, грубого и плохо окатанного внизу и более мелкообломочного и лучше окатанного вверху: обломки представлены главным образом подстилающими кембрийскими карбонатными породами. Вверх по разрезу конгломераты сменяются песчаниками, а затем в преимущественно песчаниковой толще появляются также прослои алевролитов и, реже, аргиллитов. Общая мощность толщи песчаников около 550 *м*. Вверх по разрезу она сменяется преимущественно тонкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами и, реже, мелкогалечными конгломератами; общая мощность такого чередования достигает 350 *м*. Именно над этими красноцветными породами расположена вулканогенная толща мощностью 650 *м*, представленная преимущественно базальтами и порфиритами, чередующимися с пачками красноцветных песчаников и алевролитов. Непосредственное налегание этой толщи на подстилающие породы здесь не видно, а вверх по разрезу она сменяется конгломератами, залегающими на размытой поверхности вулканогенных пород, переходящих вверх по разрезу в красноцветную толщу, в которой, помимо переслаивающихся песчаников, аргиллитов и алевролитов, развиты также пачки известняков. Мощность этой части разреза достигает 300 *м*, а согласно залегающие выше красноцветные породы, связанные с подстилающими постепенными переходами, отличаются лишь составом: преимущественно пестроокрашенные алевролиты с подчиненными им прослоями аргиллитов, мергелей, песчаников, известковистых брекчий и комковатых известняков. Мощность толщи пестроцветных пород, принадлежащих, судя по фауне панцирных рыб и флоре, верхнему отделу девонской системы, колеблется от 400 до 600 *м*. Ни в этой толще, ни в более молодых верхнедевонских отложениях, достигающих общей мощности около 700 *м*, вулканогенные породы неизвестны. Следовательно, вулканогенные породы в разрезе по р. Березовка занимают строго определенное место и ограничиваются сверху границей размыва. Их доверхнедевонский возраст определяется достаточно точно по стратиграфическому положению, а в переслаивающихся вместе с ними и в подстилающих красноцветных породах известна флора, которая позволяет датировать возраст отложений в рамках нижний — средний девон.

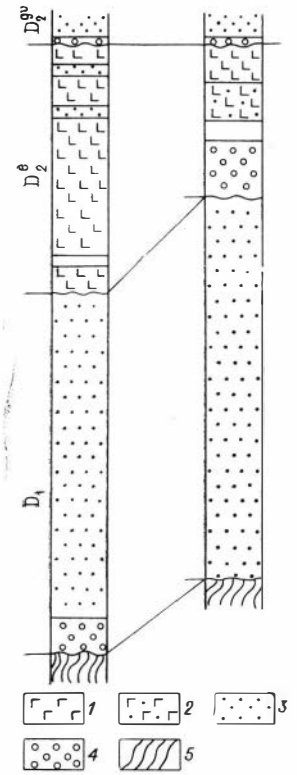


Рис. 6. Разрезы девонских вулканогенных образований Рыбинской впадины.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — туфы базальтовые; *3* — песчаники; *4* — конгломераты; *5* — додевонские отложения складчатого фундамента. Местоположение разрезов: колонка слева — р. Березовка, справа — р. Кан.

По **р. Кан** (рис. 6, колонка справа) наблюдается давно уже изученный А. В. Лесгафтом сходный разрез, в котором условия обнаженности не позволяют точно установить взаимоотношения с подстилающими

породами. Поэтому некоторые исследователи считают, что красноцветные толщи отделены здесь от более древних эффузивных пород тектоническим контактом. Отмеченные выше наблюдения в районе р. Березовка, тем не менее, показывают, что такая точка зрения маловероятна. Столь же маловероятными следует считать предположения о принадлежности нижней части красноцветного разреза в бассейне р. Кан (так называемой оклерской свиты) к кембрию. Разрезы, наблюдаемые в районе рек Кан и Березовка, хорошо параллелизуются друг с другом, а резко несогласное налегание основания красноцветных отложений на подстилающие карбонатные толщи кембрия близ дер. Ерлыковки прекрасно видно непосредственно в обнажении. Общая последовательность напластования в бассейне р. Кан такая же, что и на р. Березовка, но здесь лучше видно строение вулканогенной части разреза (хуторская свита А. И. Анатольевой, 1962). Нижняя часть вулканогенной толщи представлена стоящими почти на головах конгломератами, содержащими гальки и валуны кембрийских известняков, эффузивных пород, сравнительно свежих, и зеленокаменных, красных гранитов, кристаллических и других сланцев и лишь отчасти красноцветных песчаников. Такой состав обломочного материала не оставляет сомнений в том, что накоплению вулканогенных пород предшествовал сравнительно глубокий размыв более древних пород, вызванный общим поднятием горных сооружений В. Саяна над расположенной вдоль его подножий областью седиментации. Обломочный материал в конгломератах сравнительно хорошо окатан и обнаруживает в разрезе довольно правильную сортировку с сосредоточением более грубого материала в основании конгломератовой пачки, общая мощность которой около 150 *м*. От залегающей стратиграфически выше вулканогенной части разреза конгломераты отделены интервалом примерно 50 *м* по стратиграфической вертикали. Мощность вулканогенной части разреза, залегающей сравнительно спокойно, с наклоном около 15° на северо-восток, около 400 *м*. Низы ее на протяжении приблизительно 100 *м* представлены лиловыми литокластическими туфами, обладающими неоднородной такситовой текстурой, вверху пачки чередующимися с прослоями плотных тонкослоистых желтовато-бурых пепловых туфов. Пепловые туфы образуют пачку около 10 *м* мощности; выше нее залегают темно-серые и черные сравнительно свежие, мало затронутые вторичными изменениями базальты, образующие систему покровов, в которых нижняя часть сложена плотными породами, а верхняя — миндалекаменными. Кровля вулканогенной толщи здесь не видна, но в залегающих стратиграфически выше конгломератах содержится галька разнообразных пород, в том числе и вулканогенных, сходных с теми, которые образуют вулканогенную толщу.

В целом стратиграфическое положение вулканогенной толщи в разрезах Рыбинской впадины устанавливается достаточно строго. Толща подстилает красноцветные отложения; в последних известна верхнедевонская фауна панцирных рыб, а также остатки флоры, датирующей верхне- и среднедевонский возраст отложений.

Вулканогенные породы, в свою очередь, залегают на красноцветной толще, отделяясь от нее перерывом. В красноцветных породах, подстилающих вулканогенные образования, также имеется флора, датирующая возраст отложений в пределах средний — нижний девон. Следовательно, вулканогенная толща в Рыбинской впадине по возрасту относится к среднему девону, скорее всего к эйфелю.

Состав пород, наблюдаемых в разрезах Рыбинской впадины, сравнительно однообразен, базальты и диабазовые порфириты, а также их туфы.

Базальты обладают темно-серой или черной окраской и плотным сложением, имеют интерсертальную или гиалопилитовую, местами пойкилоофитовую структуру основной массы и содержат мелкие (1—2 *мм*) вкрапленники оливина, авгита и лабрадора, реже битовнита. В основной массе присутствуют те же минералы и мезостазис из полуразложившегося хлоритизированного вулканического стекла, а также зерна рудного минерала и иголочки апатита. Обычно оливин замещен иддингситом, реже серпентином или хлоритом.

Диабазовые порфириты отличаются от базальтов интенсивными вторичными изменениями, которые связаны с замещением темноцветных минералов главным образом хлоритом, а плагиоклаза — соссюритовыми агрегатами, серицитом и цеолитами. Такие измененные породы, относящиеся к ряду диабазовых порфиритов, в ряде случаев тяготеют к верхним частям отдельных покровов и содержат более или менее многочисленные миндалины, заполненные хлоритом, кальцитом, а также цеолитами.

Таблица 1

Химический состав вулканогенных пород Рыбинской впадины*

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	46,00	46,80	50,02	61,38
TiO_2	1,51	2,56	1,40	сл.
Al_2O_3	16,90	16,06	17,35	17,62
Fe_2O_3	7,57	5,22	3,39	6,15
FeO	4,06	6,86	7,55	—
MnO	—	—	0,28	0,02
MgO	6,60	4,60	4,56	0,20
CaO	9,14	9,50	6,96	1,04
Na_2O	2,52	3,25	3,63	7,92
K_2O	1,29	1,40	2,00	4,40
P_2O_5	0,58	0,73	0,54	сл.
H_2O	4,28	3,64	1,84	0,69
Σ	100,45	100,62	99,52	99,42

* Данные пересчета анализов по методу А. Н. Заварицкого для этой и последующих таблиц химического состава пород приведены в сводной табл. 9.

Примечание. 1 — базальт, р. Березовка. 2 — базальт, р. Березовка. 3 — трахидолерит, Черная Сопка, В. И. Земнухова. 4 — тингуаит, Черная Сопка, Ю. А. Кузнецов, 1932.

Туфы относятся преимущественно к ряду литокластических. Это обычно очень плотные породы светло-серой окраски, с тонкими прожилками кальцита, представляющие тонкополосчатое чередование кремнисто-карбонатного и глинистого материала, цементирующего угловатые, нередко остроугольные мелкие обломки базальтов и диабазовых порфиритов. В основной массе породы местами различимы тончайшие пепловые частицы.

Данные анализов (табл. 1, анализы 1, 2) химического состава девонских вулканогенных пород Рыбинской впадины указывают на принадлежность их к типичным базальтам (рис. 7).

В структурном плане девонские вулканогенные породы Рыбинской впадины занимают вполне определенное место. Они дугообразно окаймляют края впадины на юго-западе и юго-востоке и вместе с тем весьма строго сосредоточены близ крупного разлома, следующего в северо-западном направлении вдоль фронта каледонского Восточного Саяна, отделяя его от Сибирской платформы. В пределах этой зоны вулканогенные породы сосредоточены в погруженных частях отдельных впадин.

О более молодых вулканогенных породах Рыбинской впадины известно пока немногое. К ним, возможно, относятся, во-первых, трахидолериты Черной Сопки, отмеченные Ю. А. Кузнецовым (1932) в окрестностях г. Красноярска, во-вторых, пластовые интрузии и вулканические

трубки, которые указывает А. В. Крюков на водоразделе рек Ингиль — Кунгус и по рекам Тайбе, Телегашу и Кужо.

Трахидолериты Черной Сопки образуют центральную часть небольшого тела, имеющего удлиненную форму и размеры 0,6×0,06 *км*, залегающего среди девонских красноцветных пород и, по-видимому, их секущего. В краевых частях тела развиты тингуаиты.

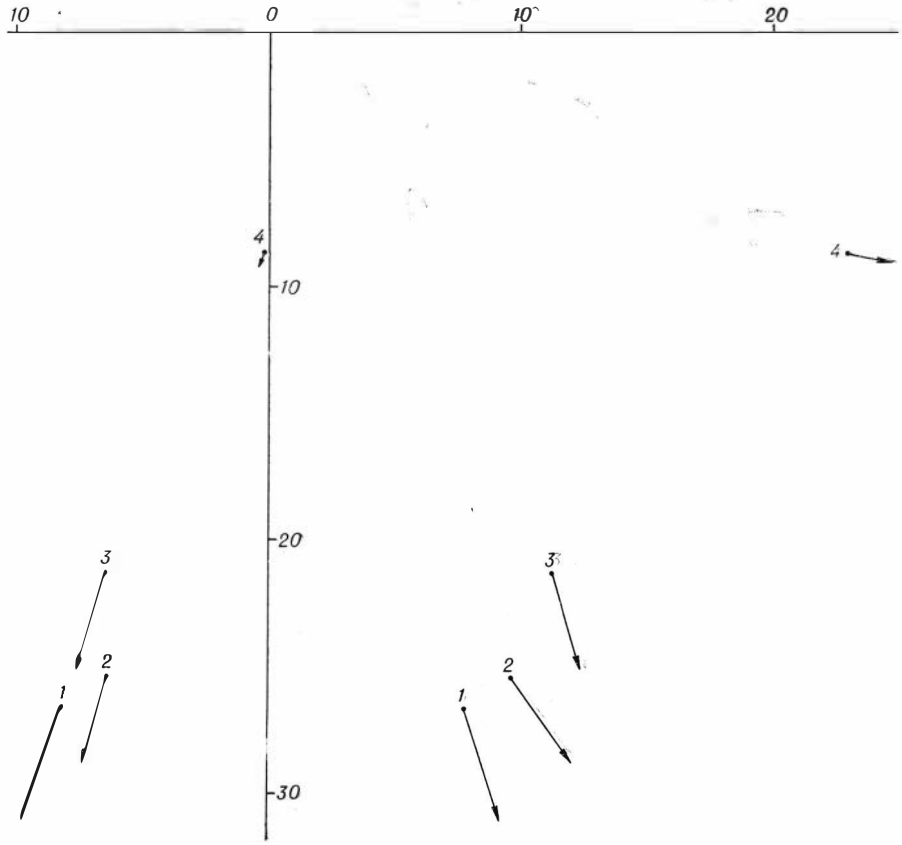


Рис. 7. Диаграмма химического состава девонских вулканогенных образований Рыбинской впадины.

Трахидолериты, по Ю. А. Кузнецову, состоят из лабрадора, тиган-авгита и оливина и имеют типичную долеритовую структуру; тингуаиты отличаются тонкозернистой флюидальной текстурой и состоят из анортоклаза, нефелина, арфведсонита и эгирина. Для тингуаитов В. И. Земнухова отметила красновато-бурую окраску и мелко- или микрозернистую структуру основной массы, среди которой обособляются таблитчатые порфировые выделения розового полевого шпата и изредка нефелина. Эти породы, по ее данным, состоят из калиевого полевого шпата (60%), альбита (10—15%), щелочных амфиболов (5—15%), эгирина (2—7%), нефелина (0—12%), анальцима (1—3%) и редких зерен апатита и титаномагнетита. Структура этих пород трахитоидная или микролитовая с участками бостонитовой. Среди щелочных амфиболов имеются рибекит, плеохроирующий в темно-синих и бурых тонах, и темно-зеленовато-бурый амфибол, почти не просвечивающий в шлифе.

Химический анализ трахидолерита по В. И. Земнуховой (табл. 1) указывает на близость его к кварцевым базальтам нормального щелоч-

но-земельного ряда (рис. 7). В той же таблице и на рис. 7 помещен химический анализ тингуаита по Ю. А. Кузнецову (1932). От среднего типа тингуаита по Дэли он отличается несколько пониженным содержанием щелочей.

Среди вулканических трубок наиболее полно охарактеризованы А. В. Крюковым (1961) две, расположенные в среднем течении р. Кужо. По его данным, оба тела размещаются среди девонских вулканогенных пород, образующих здесь толщу около 100 *м* мощности и залегающих почти горизонтально. Он привел описание только одной вулканической трубки, встреченной у пос. Усть-Кужо, округлой, несколько удлиненной в плане; длинная ось вытянута в северо-восточном направлении на 160 *м*. Эта трубка в центре заполнена весьма сильно разрушенной глинисто-щебенистой массой с включениями обломков порфиритов, известняков, песчаников, в том числе красноцветных, а также светло-серыми каолинизированными породами, а по периферии окружена вулканическими брекчиями. Основная масса пород сильно карбонатизирована. А. В. Крюков предполагает, что обломки известняков в вулканической трубке указывают на вероятный ее возраст — «по меньшей мере» верхнедевонский. По-видимому, для этих трубок, секущих девонские отложения, так же как и для трахидолеритов Черной Сопки, залегающих в аналогичных условиях, можно предполагать вполне вероятным возраст, соответствующий возрасту траппов Сибирской платформы, и считать, что они могут представлять верхнепалеозойский вулканизм в том смысле, о котором говорилось в общем обзоре распространения вулканогенных образований.

В целом в Рыбинской впадине вулканическая деятельность развивалась главным образом в девоне, но, по-видимому, также и в верхнем палеозое, причем в существенно отличных формах. Для девонской эпохи типичны преимущественно трещинные излияния, сопровождавшиеся, судя по ассоциации древних лавовых потоков с туфами, центрального типа извержениями, тогда как для более поздней верхнепалеозойской эпохи характерными были своеобразные извержения центрального типа, вызвавшие к жизни систему вулканических трубок.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Минусинский прогиб охватывает систему впадин, обладающих сходным геологическим строением на огромном протяжении, измеряемом в направлении с севера на юг, вероятно, более чем 350 *км*. В этой системе впадин известны девонские, нижнекаменноугольные и более молодые, возможно верхнепалеозойские, вулканогенные породы.

Девонские вулканогенные породы залегают резко несогласно на подстилающих толщах: либо непосредственно на кембрийском складчатом фундаменте, либо отделяются от него более или менее мощной толщей конгломератов или красноцветных пород. В наиболее глубоко погруженной части прогиба девонские вулканические породы, по-видимому, отсутствуют или, во всяком случае, их распространение в этих участках ограничено.

В тех районах, где в основании девонского вулканогенного разреза залегает конгломератовая или красноцветная толща, отделяющая разрез от более древних подстилающих пород, девонский возраст вулканогенных пород устанавливается достаточно определенно, и область их распространения выделяется сравнительно строго. Так же, в общем просто, решается вопрос там, где они налегают на карбонатные толщи.

Но чрезвычайно много затруднений возникает в тех случаях, когда девонские вулканогенные породы лежат на подстилающих кембрийских тоже вулканогенных породах, например, на юге прогиба, в предгорьях Западного Саяна, а также на востоке, на обширной территории Восточного Саяна. Стратиграфическое положение вулканогенно-красноцветной толщи Минусинского прогиба рассмотрено в предыдущей главе, поэтому мы ограничимся здесь некоторыми наиболее типичными примерами, иллюстрирующими строение этой толщи. Отметим только, что от залегающих выше красноцветных отложений вулканогенные породы отделены перерывом, который исчезает лишь в юго-западной части прогиба и, может быть, в его наиболее погруженной осевой зоне. Эти вышележащие красноцветные толщи разделены сравнительно мощной серией карбонатных пород с живетской (чилиевой) фауной на две части, причем в верхней части красноцветного разреза содержится уже верхнедевонская фауна.

СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РАЗРЕЗОВ

Наиболее полными являются **разрезы, расположенные в юго-западной части Минусинского прогиба** (рис. 8, 9). В них можно видеть резко несогласное налегание вулканогенно-красноцветной толщи с базальными конгломератами в основании на подстилающие кембрийские зеленокаменные породы. В районе дер. Перевозинской, по левому берегу р. Абакан (рис. 9, колонка 1), мощность конгломератов достигает 100—120 *м*. Вулканогенная часть разреза представлена здесь толщей лабрадоровых порфиритов, чередующихся с покровами диабазов, разделенной на две части пачкой красно-бурых песчаников мощностью около 150 *м*. Нижняя вулканогенная пачка имеет мощность 75 *м*, верхняя — 250 *м*. Этот разрез продолжается далее в долине р. Таштып, где надстраивается сравнительно мощной толщей лабрадоровых порфиритов (около 250 *м*), подстилающей песчаники, алевролиты и мергели с редкими остатками флоры, по которой большинство исследователей определяют эти породы нижнедевонскими. Во всяком случае, данные породы, образующие сравнительно мощную толщу (до 300 *м*), перекрыты почти километровым разрезом красноцветных пород, подстилающих известняки с эйфельской (таштыпской) фауной, детально изученной под руководством М. А. Ржонсницкой (1952).

Прослеживая по простиранию толщу эйфельских известняков, можно видеть, что на р. Абакан, близ устья р. Таштып, на тех же красноцветных породах, на которых западнее лежат эйфельские известняки, располагаются диабазовые порфириты и диабазы, образующие систему покровов мощностью 15—20 *м* каждый, чередующихся с вулканическими брекчиями и туфами. Мощность этой части вулканогенного разреза около 100 *м*. Над вулканогенными породами залегает толща зеленовато-серых и серых мергелей, чередующихся с прослоями известняков, среди которых имеются прослои, переполненные остатками разнообразной эйфельской (таштыпской) фауны. Мощность описываемой толщи около 40—50 *м*, а выше вновь продолжается вулканогенный разрез диабазовых порфиритов, чередующихся с пачками вулканических брекчий. Непосредственно наблюдаемая в этом разрезе мощность составляет около 210 *м*, но вулканогенные породы продолжаются также ниже устья р. Таштып, где их представляют весьма однообразные диабазы и диабазовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями. Мощность данной пачки вулканогенных пород не менее 400—450 *м*, а над ней согласно залегают пласты сероцветных песчани-

ков и алевролитов, принадлежащие уже живетскому ярусу. Стратиграфически выше в юго-западной части Минусинского прогиба следует разрез, охватывающий живетские преимущественно карбонатные или песчано-известковистые, а затем мощные верхнедевонские терригенно-красноцветные толщи, которые прослеживаются без перерыва вплоть до нижнего карбона.

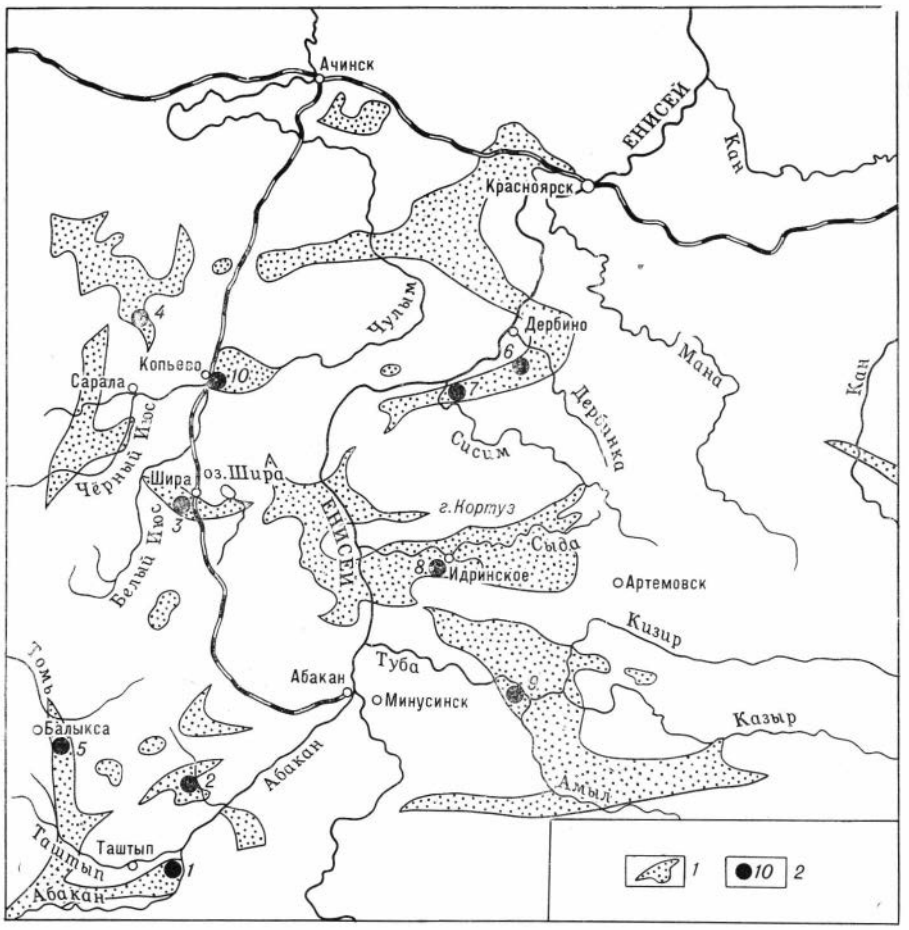
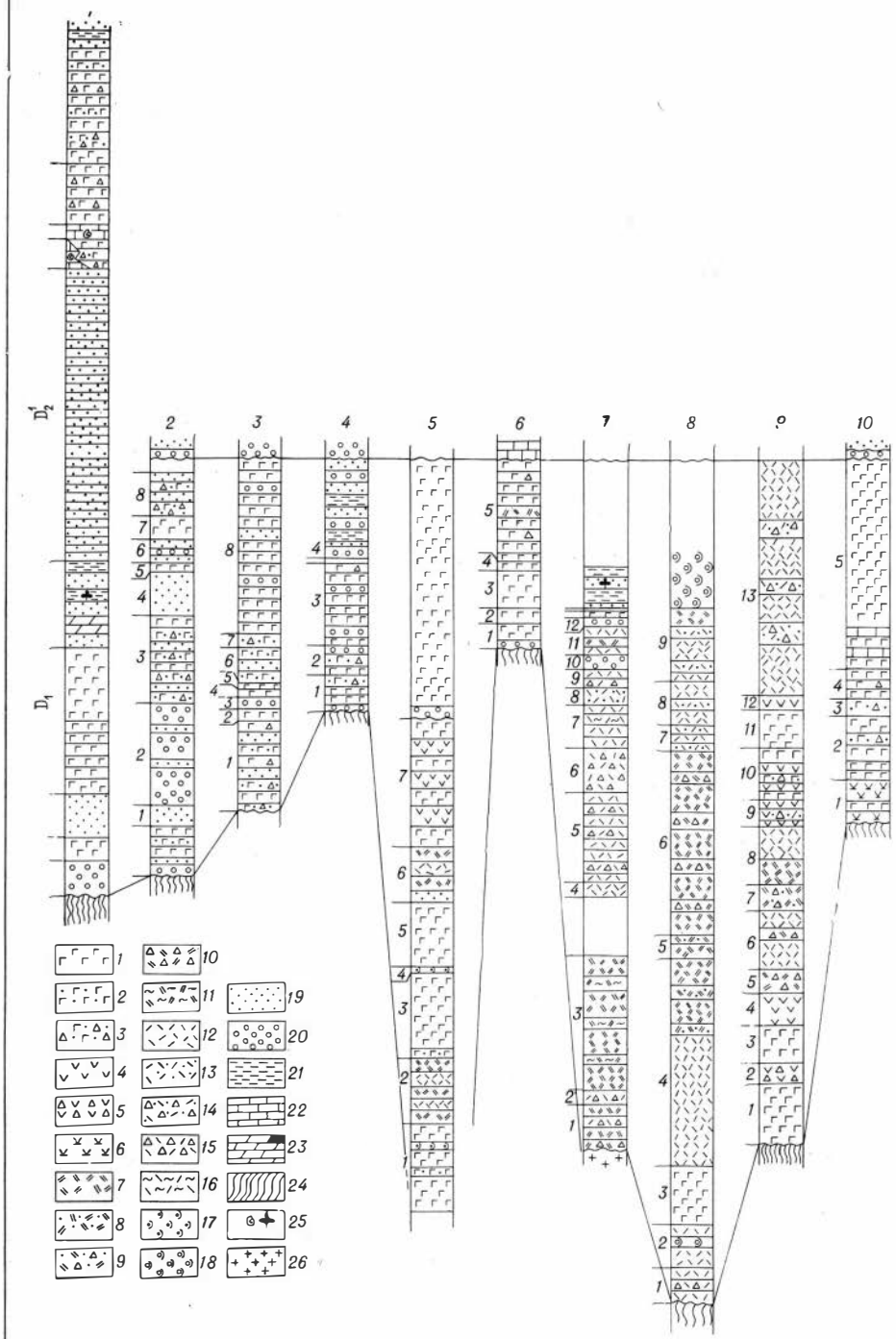


Рис. 8. Расположение изученных разрезов девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба:

1 — площади распространения вулканогенных пород; *2* — изученные разрезы.

В целом в юго-западной части прогиба устанавливается двучленное строение вулканогенного разреза, распадающегося на две части вследствие развития внутри него мощной толщи красноцветных пород, отделяющих нижнюю часть разреза от верхней. Эйфельский возраст верхней части датируется весьма точно разнообразной фауной (таштыпской), а возраст нижней, отделенной от эйфельских слоев мощной толщей красноцветных пород, все исследователи предполагают нижнедевонским, что отчасти подтверждается находками древней псилофитовой девонской флоры.

В слоях, охарактеризованных живетской фауной, вулканогенные породы неизвестны, хотя обычно их указывают, имея в виду немного-


D'2
D1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

численные пачки диабазовых порфиритов, залегающие среди мощной красноцветной толщи, подстилающей сероцветные породы живетского яруса. Возраст этой красноцветной толщи может быть и эйфельским.

Юго-западная часть Минусинского прогиба дает единственный достоверный пример залегания вулканогенных пород в непрерывном разрезе. Аналогичные соотношения возможны и в осевой части прогиба, но об этом можно только догадываться, так как прямые доказательства такому представлению пока не могут быть найдены.

В остальных районах кровля вулканогенных пород размыта, а иногда отделена не только перерывом, но и несогласием от залегающих выше красноцветных или карбонатных пород живетского, а может быть, и верхов эйфельского (красноцветные породы) яруса.

На **западной окраине Минусинского прогиба** имеется ряд прекрасных разрезов, вскрывающих строение вулканогенных толщ. (рис. 8, 9). Ближайшие к рассмотренным выше разрезам юго-западной части прогиба — разрезы на склонах Уйбатского и Азыр-Тальского поднятий, севернее — на Батеневском кряже у фермы Толчея, у с. Баград и близ пос. Шира, а еще далее на север — на склонах Саралинского поднятия (Лучицкий, 1960).

Эта группа разрезов интересна в том отношении, что в них постоянно наблюдается перерыв, отделяющий вулканогенные образования от залегающих выше красноцветных пород, вверх по разрезу переходящих в сероцветные песчано-алевролитовые и известковые толщи живетского яруса, достаточно полно охарактеризованные чилиевой фауной. Местами, как, например, вдоль подножий р. Азыр-Тал или на Батеневском кряже восточнее пос. Шира, перерыв сопровождается угловым несогласием. Наиболее глубокий размыв, наблюдаемый на отдельных участках Саралинского и Батеневского поднятий, приводит к полному срезанию вулканогенных толщ и налеганию красноцветных пород, непосредственно подстилающих живетские слои, или известняков с чилиевой фауной на граниты или осадочно-метаморфические толщи древнего складчатого фундамента.

Во всех разрезах здесь наблюдается резко несогласное налегание девонских осадочно-вулканогенных толщ на породы фундамента. Вулканогенные образования либо непосредственно налегают на складчатый фундамент, либо отделены от него пачкой конгломератов, мощность которой иногда достигает 60—80 *м*. Конгломераты в большинстве случаев отличаются весьма плохой сортировкой и грубообломочным сложением, вследствие чего местами они переполнены плохо окатанными гальками и валунами, иногда достигающими даже полутора метров в поперечнике. Конгломераты обычно состоят из подстилающих пород местного происхождения, поэтому в тех областях, где они налегают на граниты, в них содержится гранитная галька, а в районах распространения осадочно-метаморфических пород фундамента в конгломератах состав гальки соответственно меняется. Таким образом, с

Рис. 9. Разрезы девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — туфы базальтовые; *3* — туфовые брекчии, базальтовые; *4* — андезитовые порфириты; *5* — лавовые брекчии, андезитовые; *6* — трахиандезиты; *7* — дацитовые порфириты; *8* — туфы дацитовых порфиритов; *9* — туфовые брекчии, дацитовые; *10* — лавовые брекчии, дацитовые; *11* — игнимбриты дацитовые; *12* — липаритовые порфиры; *13* — туфы липаритовые; *14* — туфовые брекчии, липаритовые; *15* — лавовые брекчии, липаритовые; *16* — игнимбриты; *17* — туфовые песчаники; *18* — туфовые конгломераты; *19* — песчаники; *20* — конгломераты; *21* — алевролиты, аргиллиты; *22* — известняки; *23* — мергели; *24* — додевонские отложения складчатого фундамента; *25* — фауна, флора; *26* — гранитоиды. Местоположение разрезов: *1* — юго-западная окраина прогиба, р. Абакан, близ дер. Перевозинской; *2* — р. База; *3* — пос. Шира; *4* — пос. Черемшино; *5* — р. Балыкса; *6* — р. Черемушка; *7* — р. Сисим; *8* — р. Идра; *9* — р. Туба; *10* — Копьевское поднятие.

самого начала девонской седиментации обломочный материал поступал в области накопления осадков с территорий, примыкающих непосредственно к этим областям. Он явно не испытывал дальней транспортировки.

Помимо конгломератов, в нижней части разреза иногда наблюдаются сравнительно небольшой мощности пачки красноцветных пород — песчаников и алевролитов, переслаивающихся с конгломератами. Но во многих случаях вулканогенные породы непосредственно налегают на древний фундамент.

Внутреннее строение девонских вулканогенных толщ на западной окраине Минусинского прогиба весьма сложное в связи с их фациальной изменчивостью. Тем не менее местами, в частности, на северном склоне Батеневского кряжа, в районе озер Шунет и Матарак, может быть отмечено распадение вулканогенного разреза на две части вследствие появления разделяющей его пачки преимущественно красноцветных, отчасти сероцветных пород — песчаников, алевролитов, а иногда также известняков.

Наряду с такими взаимоотношениями является довольно обычной обстановка, связанная с быстрыми изменениями состава пород и мощностей отдельных вулканогенных или осадочных пачек по простиранию. Особенно характерна такая картина для вулканогенных пород Саралинского поднятия, где, например, мощная толща вулканогенных пород близ пос. Черемшино в южном направлении расчленяется пачками серых и зеленовато-серых песчаников, мощность которых резко возрастает в этом направлении, тогда как мощности пачек вулканогенных пород существенно сокращаются и многие из них выклиниваются.

Такая же картина наблюдается на северной окраине Батеневского поднятия и во многих других местах западной окраины Минусинского прогиба. Для иллюстрации особенностей строения вулканогенной серии этой окраины приведем следующие типичные разрезы: р. База (Уйбатское поднятие), пос. Шира (Батеневское поднятие) и пос. Черемшино (Саралинское поднятие).

На р. База (рис. 9, колонка 2) основание разреза представлено конгломератами (мощностью 45 *м*), несогласно налегающими на подстилающие их сильно перемятые карбонатные кембрийские породы. Выше конгломератов залегает небольшой мощности (12 *м*) пачка красноцветных песчаников с галькой карбонатных и кремнистых пород фундамента, над которой расположена система покровов (общей мощностью 110 *м*) диабазовых порфиритов и диабазов, переслаивающихся с вулканическими брекчиями и туфами диабазового состава. Далее вверх по разрезу следуют мощные пачки кластических красноцветных пород, чередующихся с вулканогенными в такой последовательности (снизу вверх):

1. Песчаники красно-бурые, косослоистые, среднезернистые. Мощность 75 *м*.

2. Конгломераты, состоящие из плохо окатанной мелкой гальки диабазов и диабазовых порфиритов, чередующиеся с прослоями зеленовато-серых песчаников и грубовалунных конгломератов, целиком образованных плохо окатанными обломками диабазовых порфиритов и диабазов. Мощность 350 *м*.

3. Вулканические брекчии, чередующиеся с пачками диабазовых порфиритов и песчаников. Мощность 300 *м*.

4. Песчаники красно-бурые, среднезернистые. Мощность 150 *м*.

5. Диабазовые порфириты, образующие покров мощностью около 25—30 *м*.

6. Песчаники серые, кверху сменяющиеся конгломератами, состоящими из галек и валунов диабазовых порфиритов и диабазов. Выше вновь появляются серые песчаники. Мощность с небольшими перерывами устанавливается в 75 *м*.

7. Лабрадоровые порфириты, образующие группу покровов общей мощностью 75 *м*.

8. Пачка (около 150 *м* мощности) песчаников серых и красно-бурых, чередующихся с пачками вулканических брекчий.

После перерыва в 50 *м* разрез вулканогенной толщи сменяется грубовалунными конгломератами, содержащими обильную сравнительно хорошо окатанную гальку диабазов, диабазовых и других порфиритов. Конгломераты залегают в основании красноцветной толщи, вверх по разрезу постепенно сменяющейся сероцветными породами живета.

В районе пос. Ширa (рис. 9, колонка 3) разрез начинается лиловыми вулканическими брекчиями, образующими пачку около 12 *м*, налегающую прямо на неровную и размытую поверхность биотитовых гранитов. Выше брекчий залегают (снизу вверх):

1. Мощная толща переслаивающихся зеленовато-серых и коричневато-серых мелкозернистых и среднезернистых туфов и песчаников, а также вулканических брекчий, в верхних горизонтах с частыми прослоями голубовато-зеленых туфов. Мощность толщи около 300 *м*, но она обнажена с перерывами до 50 *м* по стратиграфической вертикали.

2. Диабазовые порфириты и базальты, образующие группу покровов около 40 *м* мощности.

3. Конгломераты, состоящие из среднеокатанной гальки и валунов, достигающих 0,5 *м* в поперечнике и представленных диабазами, диабазовыми порфиритами, известняками, реже гранитами и сиенитами. Кверху грубообломочные конгломераты переходят в средне- и мелкогалечные. содержащие главным образом гальку эффузивных пород; общая мощность конгломератов 45 *м*.

4. Диабазовые порфириты, образующие два покрова, разделенные шлаковой корой, общей мощностью 15 *м*.

5. Лабрадоровые порфириты с хорошо выраженной шлаковой корой в верхней части образованного ими покрова, имеющего мощность около 15 *м*.

6. Песчаники и туфы лилово-серого, зеленовато-бурого и красновато-бурого цвета, часто переслаивающиеся между собой, местами содержащие подчиненные им прослои вулканических брекчий и редкие маломощные покровы диабазов. Общая мощность этой пачки 120 *м*.

7. Зеленовато-серая вулканическая брекчия мощностью 150 *м*.

8. Почти непрерывная серия покровов диабазовых порфиритов и базальтов с редкими прослоями конгломератов и средне- и мелкозернистых красновато-бурых песчаников; мощность наиболее крупного прослоя песчаников достигает 60 *м*, а общая мощность серии 600 *м*.

Эта верхняя часть вулканогенного разреза трансгрессивно срезается живетскими слоями, в основании которых наблюдается горизонт базальных конгломератов с галькой диабазовых порфиритов, гранитов и других пород.

В районе пос. Черемшино (рис. 9, колонка 4) базальные горизонты вулканогенного разреза наблюдаются на склонах г. Улу-Таг, где они представлены конгломератами с обильной галькой и валунами (до 0,5 *м* в поперечнике) гранитов, реже кристаллических известняков и кремнистых пород; мощность конгломератов превышает 20 *м*, но непосредственное налегание их на подстилающие породы здесь не видно. Над конгломератами залегают (снизу вверх):

1. Вулканические брекчии и диабазовые порфириты мощностью 75—100 *м*.

2. Вулканические брекчии, чередующиеся с покровами диабазов, диабазовых порфиритов и базальтов, реже с прослоями конгломератов. В верхней части этой пачки залегает пласт конгломератов около 10 *м* мощности, содержащий обильную гальку гранитов, преимущественно плохо окатанных, а также обломки известняков, диабазов, диабазовых порфиритов и базальтов. Мощность 100 *м*.

3. Диабазы, диабазовые порфириты и базальты, образующие систему покровов, разделенных шлаковыми корками и достигающих мощности 15—20 *м* каждый; покровы чередуются с весьма немногочисленными прослоями конгломератов, изобилующих преимущественно мелкой, реже крупной галькой гранитов, а также прослоями вулканических брекчий, сосредоточенных главным образом в верхней части пачки. Общая мощность пачки 280 *м*.

После сравнительно небольшого перерыва в обнажениях разрез продолжают (снизу вверх):

4. Конгломераты, почти целиком состоящие из гальки и валунов гранита и гранитной дресвы, то грубообломочные, то мелкогалечные, в верхней части пачки переслаивающиеся с красно-бурыми песчаниками и алевролитами. Мощность 45 *м*.

Выше следует довольно мощная толща кластических осадочных пород — алевролитов и песчаников, переслаивающихся с конгломератами. Общая мощность толщи — не менее 300 *м*. Она отделена трансгрессивным контактом от залегающих выше живетских слоев, в основании разреза которых также располагаются конгломераты с преимущественно гранитной галькой.

Более подробные сведения о приведенных выше, а также о других разрезах вулканогенных толщ Минусинского прогиба можно найти в опубликованных трудах, но то, что известно об этих разрезах, позволяет обратить внимание на следующие их особенности.

Девонские вулканогенные образования на всем протяжении западной окраины повсеместно разделены резким угловым несогласием от подстилающих кембрийских и протерозойских толщ, сопровождаются обильным кластическим материалом, местами расчленяются красноцветными и сероцветными породами на две части, нижнюю и верхнюю, отличающиеся также составом вулканогенных образований, причем в нижней преобладают лабрадоровые и отчасти андезитовые порфириты (Лучицкий, 1960). Наконец, они отделены перерывом от залегающих выше красноцветных пород, связанных постепенным переходом с живетскими отложениями, охарактеризованными фауной.

Существенно важно, что кластический материал вулканогенных толщ имеет двоякое происхождение. Значительная его часть есть результат накопления различного рода обломков, выброшенных при извержении вулканов в виде бомб, лапилли, песка и пепла. Не менее значительную роль играют продукты размыва и переотложения тех пород, которые в девонское время выступали на поверхность в ближайшем окружении Минусинского прогиба.

Такие особенности строения вулканогенных толщ вызваны существованием в это время на западной окраине прогиба сильно расчлененного горного рельефа. Лишь местами горы были покрыты лавовыми потоками, стекавшими по склонам вулканов, при извержении которых в значительных количествах выбрасывался пирокластический материал. Горловины этих, ныне размытых, вулканов или их побочных кратеров местами, по-видимому, сохранились в виде некков и трубок, пересека-

ющих вулканогенные толщи или вмещающие их породы. Такие некки и трубки неоднократно указывались на склонах Уйбатского, Азыртальского, Батеневского и других поднятий (Лучицкий, 1960; Погоня-Стефанович и Переломова, 1959, и др.).

В целом на территории Кузнецкого Алатау, примыкающей к Минусинскому прогибу с запада, к моменту формирования девонских вулканогенных образований уже был вскрыт древний складчатый фундамент, и денудации подверглись не только протерозойские и кембрийские осадочно-метаморфические толщи, но и прорывающие их граниты. Обильный и разнообразный, в том числе гранитный, обломочный материал конгломератов, переслаивающихся с вулканогенными породами, подтверждает это с полной очевидностью.

За время развития девонской вулканической деятельности обстановка существенно не изменилась, вследствие чего, например, осадочная живетская толща, перекрывающая на склонах Саралинского поднятия и в других местах вулканогенные толщи, начинается конгломератами, переполненными гранитной галькой и валунами.

Не было, следовательно, в истории развития Кузнецкого Алатау такой эпохи, когда бы весь он был перекрыт сплошным панцирем вулканогенных пород. Тем не менее отдельные вулканические постройки, несомненно, существовали на его территории, а вдоль зоны, охватывающей Саралинский и Балыксинский грабены и следующей почти параллельно простиранию складчатых структур Кузнецкого Алатау в северо-западном, почти меридиональном направлении, протягивалась цепь таких построек. Какого типа были постройки, мы пока точно не знаем и можем высказать лишь предположения, опираясь главным образом на данные изучения разрезов девонских вулканогенных толщ.

Разрезы Саралинского и Балыксинского грабенов изучены сравнительно слабо, что в значительной степени объясняется недостаточной обнаженностью внутренних частей Кузнецкого Алатау, к которым они тяготеют. Тем не менее в Саралинском грабене в основании вулканогенной толщи известны, по данным Н. Г. Еханина, базальные горизонты конгломератов, налегающие резко несогласно на протерозойские и кембрийские отложения. Известно также, что наряду с конгломератами в основании вулканогенного разреза обычно залегают красноцветные песчаники и алевролиты. Собственно вулканогенная часть разреза хорошо видна в долине р. Саралы, где наблюдается сравнительно спокойное моноклинальное залегание системы покровов излившихся пород, наклоненных на восток под углом около 200°. В этой системе покровов почти совершенно нет переслаивающихся с ними туфов или иных каких-либо обломочных вулканогенных или осадочных пород.

По-видимому, близкими к описанным особенностями строения характеризуется разрез Балыксинского грабена (рис. 9, колонка 5), где, по данным А. Г. Забияки, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Буровато-серые миндалекаменные андезитовые и диабазовые порфириты с прослоями туфовых песчаников и кристаллокластических туфов. Мощность 300 *м*.

2. Буровато- и розовато-серые плагиопорфиры и кварцевые ортофиры, а также кварцевые порфиры. Мощность 230 *м*.

3. Диабазовые порфириты, частью миндалекаменные, лилово-серые и зеленовато-серые, с прослоем кристаллических туфов в основании. Мощность 290 *м*.

4. Туфовые песчаники и конгломераты, не выдержанные по простиранию. Мощность 20 *м*.

5. Лилово-серые диабазовые порфириты. Мощность 220 *м*.

6. Розовые, розовато-серые и буровато-серые плагиопорфиры, кварцевые и бескварцевые, фельзит-порфиры и ленточные фельзиты, подстилаемые лилово-красными песчаниками и алевролитами. Мощность 190 *м*.

7. Лилово-серые и серые андезитовые и диабазовые порфириты, иногда миндалекаменные. Мощность 440 *м*.

Вся эта серия слоев весьма пестра по составу и характеризуется многочисленными маломощными и быстро выклинивающимися прослоями красноцветных пород и широким распространением миндалекаменных пород. В верховьях р. Балыксы в них отмечен прослой зеленовато-серых известняков.

Выше, по данным А. Г. Забияки, залегает сравнительно однообразная толща зеленовато- и лилово-серых диабазовых и лабрадоровых порфиритов, отделенная от подстилающих пород базальными конгломератами, образующими пачку мощностью от 5 до 40 *м*. Конгломераты содержат обильную гальку разнообразных пород подстилающей вулканогенной толщи, а также пород нижнепалеозойского фундамента. Общая мощность верхней вулканогенной толщи около 850 *м*. А. Г. Забияка предполагает, что нижняя вулканогенная толща относится, возможно, к силурийским образованиям и что с девонскими вулканогенными толщами следует сопоставлять только верхнюю часть разреза.

На восточной окраине Минусинского прогиба основание разреза вулканогенных толщ прослеживается достаточно хорошо только на севере, вдоль правого берега р. Енисея между его правыми притоками реками Дербиной и Сисимом. Южнее поля распространения девонских и более древних, кембрийских или протерозойских, вулканогенных пород в большинстве случаев приходится расчленять весьма условно, так как начало девонского вулканогенного разреза почти повсеместно оказывается чрезвычайно плохо выраженным. Во многих случаях ему соответствует смена одной группы вулканогенных пород другими, что существенно затрудняет разграничение разновозрастных толщ и делает его весьма малонадежным.

На р. Черемушке (рис. 9, колонка 6), расположенной в северной части прогиба и впадающей в р. Енисей справа около дер. Ермолаевой, разрез девонской вулканогенной толщи начинается конгломератами, залегающими резко несогласно на подстилающих зеленокаменных породах. Мощность пачки конгломератов, содержащих гальку и валуны зеленокаменных пород и вулканических брекчий, подвергшихся зеленокаменному изменению, а также прорывающих эти зеленокаменные породы гранитов, не превышает 25 *м*. На конгломератах согласно залегают (снизу вверх):

1. Диабазы, образующие не менее двух покровов, разделенных шлаковыми образованиями, общей мощностью около 60 *м*.

2. Лабрадоровые порфириты, образующие группу покровов мощностью около 50 *м*.

3. Диабазы, диабазовые порфириты, частично базальты; серия покровов мощностью 135 *м*.

4. Диабазовые порфириты мощностью 30 *м*.

5. Серия покровов диабазов, диабазовых порфиритов и базальтов, которым подчинены отдельные мощные пачки вулканических брекчий и пласты плагиопорфиров. Приблизительно в середине этой части разреза прослеживаются покровы лабрадоровых порфиритов, образу-

ющие пачку мощностью около 30 *м*; общая мощность серии достигает 350 *м*.

Поверхность вулканических пород покрыта корой выветривания (Лучицкий, 1960), отделяющей их от залегающих выше живетских известняков.

По направлению на юг описываемый разрез существенно меняется. Прежде всего из него выпадают конгломераты, и уже в долине, расположенной несколько южнее р. Шахабайка, В. В. Барков еще в 1949 г. установил непосредственное налегание вулканических брекчий на граниты, прорывающие зеленокаменную толщу, развитую на р. Черемушка. Далее по направлению на юг разрез вулканогенной толщи расчленяется на две части пачкой красноцветных песчаников и алевролитов, содержащих флору, принадлежащую, по определениям А. Р. Ананьева, нижнему девону (Шнейдер и Зубкус, 1962). Наконец, в разрезе, кроме диабазов и диабазовых порфиритов, появляются многочисленные пачки плагиопорфиров и отчасти андезитовых порфиритов.

По р. Сисим (рис. 9, колонка 7), впадающей в р. Енисей выше р. Шахабайки, Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус (1962) описана нижняя часть большого разреза вулканогенной серии, достигающая здесь мощности несколько больше 1500 *м*. В этом разрезе, который мы приводим с сокращениями, объединив в одну группу плагиопорфиры и альбитофиры, вулканогенные породы залегают прямо на размытой поверхности гранитов и сиенитов в такой последовательности (снизу вверх):

1. Плагиопорфиры, лавовые и туфовые брекчии кислых и щелочных эффузивных пород с обломками сиенитов, гранитов, кварцитов и мраморов. Мощность 160 *м*.

2. Лавовые брекчии с обломками фельзитов и кварцевых порфиров. Мощность 50 *м*.

3. Плагиопорфиры и их туфовые лавы, полосчатые. Мощность 460 *м*; затем интервал 200 *м*.

4. Кварцевые плагиопорфиры мощностью 50 *м*.

5. Порфиры, в том числе трахитовые, и их лавовые брекчии. Мощность 310 *м*.

6. Лавовые брекчии с обломками кислых пород. Мощность 150 *м*.

7. Ортофиры, кварцевые фельзит-порфиры и их туфовые лавы. Мощность 150 *м*.

8. Туфы кислых пород, витрокластические, полосчатые. Мощность 60 *м*.

9. Лавы и лавовые брекчии трахитовых и кварцевых порфиров. Мощность 65 *м*.

10. Конгломераты с галькой подстилающих эффузивов и туфов. Мощность 50 *м*.

11. Кварцевые порфиры и плагиопорфиры. Мощность 100 *м*.

12. Конгломераты с галькой трахитов и плагиопорфиров. Мощность 35 *м*.

Выше, после 8-метрового перерыва, залегает 20-метровая пачка порфиритов, над которой располагаются осадочные породы с нижнедевонской (по А. Р. Ананьеву) флорой, образующие толщу около 20 *м* мощности. Предполагается, что эта толща преимущественно красноцветных песчаников и алевролитов подстилает серию базальтов и диабазовых порфиритов, слагающих верхнюю часть Сисимского разреза девонских вулканогенных образований. В целом же разрез вулканогенных образований в бассейне р. Сисим, как и в других рассмотренных выше районах, трансгрессивно перекрывается живетскими отложениями.

В районе дер. Кортуз, расположенной южнее Беллыкского поднятия, общая мощность вулканогенного разреза не превышает 500 *м* вследствие срезания верхней его части трансгрессивным контактом с красноцветными породами, непосредственно подстилающими живетские слои с чилиевой фауной. В разрезе обнаружены главным образом диабазовые порфириты, трахиандезиты и плагиопорфиры, а ближе к долине р. Енисея также лабрадоровые порфириты. Основание разреза представлено вулканогенными породами, налегающими прямо на известняки, кварциты и зеленокаменные породы складчатого фундамента и прорывающие их граниты.

Базальные горизонты вулканогенной толщи в районе дер. Кортуз не наблюдаются, они появляются вновь южнее, в долине р. Сыды, где в 5—6 *км* выше пос. Идринский видно, как на карбонатные кембрийские толщи с резким угловым несогласием ложатся вулканические брекчии, переслаивающиеся с конгломератами, содержащими грубообломочный и плохо окатанный материал подстилающих пород. Вверх по разрезу конгломераты сменяются системой покровов диабазов и диабазовых порфиритов, которые прослеживаются далее также по правому берегу р. Сыды вплоть до окрестностей с. Идринского.

По р. Идра (рис. 9, колонка 8) в том же бассейне р. Сыды Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус (1962) указывают следующий разрез (с небольшими упрощениями и с объединением альбитофиров и плагиопорфиров в одну группу).

На размытой поверхности кембрийских известняков здесь залегают (снизу вверх):

1. Порфиры и лавовые брекчии — 125 *м*.
2. Порфиры, чередующиеся с туфовыми конгломератами — 150 *м*.
3. Базальты и порфириты — 200 *м*.
4. Кварцевые порфиры, кверху сменяющиеся плагиопорфирами с прослоями туфов и туфовых лав, — 720 *м*.
5. Плагиопорфиры и их туфы — 80 *м*.
6. Кератофиры, чередующиеся с лавовыми брекчиями — 635 *м*.
7. Туфовые образования, чередующиеся с кварцевыми порфирами, — 90 *м*.
8. Кварцевые порфиры и их туфы — 150 *м*.
9. Плагиопорфиры, кварцевые порфиры, трахиты, прослои туфов — 250 *м*.

Общая мощность вулканогенного разреза здесь, таким образом, весьма значительна — почти 2,5 *км*. Предполагается, что залегающие над этими вулканогенными породами туфовые конгломераты могут быть параллелизованы с той пачкой осадочных пород, которая в Сисимском разрезе охарактеризована нижнедевонской флорой. Эта пачка осадочных пород непостоянна по мощности, и для нее отмечены вариации состава, связанные, в частности, с замещением терригенных пород преимущественно пирокластическими.

Бассейн р. Сыды относится к территориям, на которых вулканогенные породы плохо обнажены, вследствие чего при составлении разрезов приходится опираться на общие данные геологического картирования. Именно этим можно объяснить необходимость выделения таких крупных, 600—700 *м*, пачек, какие выделены в приведенном выше разрезе.

Еще далее на юг, в низовьях рек Тубы и Амыла (рис. 9, колонка 9) разрез вулканогенных образований также устанавливается лишь в суммарном виде, только по результатам геологического картирования, так как непосредственное изучение вулканогенных пород в

естественных разрезах и выяснение последовательности их залегания прямыми наблюдениями затруднено плохой обнаженностью. Ограничимся указанием на разрез, описанный В. Д. Чеховичем и В. А. Верж-ховской по рекам Сап, Старковка и Каражуль, помещенный в работе А. А. Моссаковского (1963). В этом разрезе, который мы приводим с небольшими сокращениями, объединив плагиопорфиры и альбитофиры в одну группу, с резким угловым несогласием на кембрийских вулканогенных породах залегают (снизу вверх):

1. Лабрадоровые порфириты — 210 *м*.
2. Вулканические брекчии порфиритов — 60—70 *м*.
3. Лабрадоровые порфириты, чередующиеся с покровами диабазовых порфиритов, — 130 *м*.
4. Андезитовые порфириты — 110 *м*.
5. Вулканические брекчии плагиопорфиров и ортофиров — 80 *м*.
6. Фельзиты тонкополосчатые, с горизонтами лавовых брекчий плагиопорфиров — 200 *м*.
7. Вулканические брекчии плагиопорфиров — 90 *м*.
8. Фельзит-порфиры и плагиопорфиры — 200 *м*.
9. Андезитовые порфириты, чередующиеся с лавовыми и туфовыми брекчиями, — 90 *м*.
10. Диабазовые порфириты, чередующиеся с андезитовыми порфиритами и вулканическими брекчиями, — 180 *м*.
11. Диабазовые порфириты — 135 *м*.
12. Андезитовые порфириты — 50 *м*.
13. Фельзит-порфиры, кварцевые плагиопорфиры и вулканические брекчии — 800 *м*.

Предлагаемое Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус (1962) членение разреза вулканогенных образований Минусинского прогиба на две части — нижнюю, представленную преимущественно кислыми породами, и верхнюю — базальты и диабазовые порфириты — совершенно не подтверждается данными, приведенными А. А. Моссаковским, и, следовательно, не совпадает с материалами проведенного здесь геологического картирования. В разрезе наблюдается, по крайней мере, двукратное чередование крупных пачек базальтов и диабазовых порфиритов с кислыми породами, что, как и следовало ожидать, нисколько не соответствует идеализированной схеме деления девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба на нижние — кислые и верхние — основные.

Имеется ряд черт, сближающих рассмотренные разрезы с тем, что известно для западной окраины Минусинского прогиба. Во-первых, так же как и там, на восточной окраине прогиба местами в основании разреза наблюдаются отдельные пачки конгломератов, но лишь изредка. Они более маломощны и весьма не выдержаны по простиранию. Во-вторых, здесь в средней части разреза, так же как и там, прослеживаются более или менее выдержанные прослои красноцветных осадочных терригенных пород, содержащих довольно многочисленные остатки наземной девонской псилофитовой флоры.

Различия между разрезами западной и восточной окраин Минусинского прогиба более существенны. Прежде всего, на восточной окраине прогиба почти совершенно исчезают пачки конгломератов, подчиненные вулканогенным толщам, столь типичные для многих разрезов западной окраины. Если такие конгломератовые пачки и встречаются, то они состоят из эффузивных галек и не содержат гранитов, карбонатных и других пород древнего фундамента, подстилающего вулканогенные толщи. Далее, конгломератовые пачки практически совер-

менно отсутствуют среди вулканогенных толщ восточной окраины прогиба, а фациальные замещения вулканогенных толщ осадочными терригенными породами наблюдаются сравнительно редко и, в общем, не столь типичны, как для западной окраины. Наконец, вулканогенные толщи западной и восточной окраин прогиба весьма существенно отличаются составом. В то время как на западе прогиба развиты преимущественно основные породы — базальты, диабазовые порфириты, лабрадоровые порфириты и диабазы, в восточной его части господствуют, в общем, плагиопорфиры и фельзит-порфиры и их лавовые и туфовые брекчии. Роль основных излияний на востоке прогиба явно ограничена. Наоборот, кислые вулканогенные образования распространены исключительно широко.

Таким образом, намечается общая отчетливо выраженная асимметрия в строении Минусинского прогиба. Западная его окраина в период активного развития вулканической деятельности была резко приподнята, расчленена, и развитые в ее пределах зоны разломов проникали на большие глубины, вскрывая очаги базальтовой магмы. Восточная окраина, наоборот, была мало расчленена и представляла в целом обширный прогиб, включающий систему сравнительно слабо дифференцированных блоков, разделенных разломами, по которым внедрялись преимущественно кислые лавы. В частности, этим объясняются те затруднения, которые возникают при выделении комплекса девонских образований на востоке Минусинского прогиба.

Особо следует отметить, что если общее изменение состава вулканогенных толщ при прослеживании их в направлении с запада на восток несомненно, то пока нет решительно никаких надежных данных, подтверждающих предположения о возможных возрастных различиях этих толщ на западной и восточной окраинах прогиба. Вулканогенные толщи окраин Минусинского прогиба представляют не разновозрастные, а разнофациальные образования. В работе А. А. Моссаковского это показано совершенно правильно. Впрочем, он, по-видимому, переоценивает значение так называемой порфировой формации, предполагая, что она может быть выделена повсеместно на поднятиях Минусинского прогиба. Пространственное размещение плагиопорфиров и других кислых пород на территории Минусинского прогиба весьма наглядно обрисовывает резко асимметричное его строение с соответствующим размещением различных по составу вулканогенных образований. На восточной окраине прогиба имеются, возможно, не только девонские, но и сходные с ними по составу более древние, силурийские, вулканогенные породы, как это предполагается, в частности, А. Д. Шелковниковым (1962). Такое предположение, во всяком случае, может устранить возникающие сейчас противоречия в определении возраста сиенитовых и щелочно-гранитных интрузий восточной окраины прогиба, которые, как указывают многие исследователи, прорывают вулканогенные толщи, весьма сходные с девонскими, хотя породы, представляющие эти интрузии, присутствуют в базальных горизонтах девонской вулканогенной толщи, например на р. Черемушке.

В **центральной части прогиба** вулканогенные толщи вскрыты в немногих местах, и об особенностях их строения можно судить по рассмотренным выше разрезам юго-западной окраины прогиба, по данным бурения в районе г. Минусинска, а также по разрезам, наблюдаемым вдоль долины р. Енисея в районе пос. Краснотуранска, в Копьевском поднятии и на хр. Ашпан.

За исключением Копьевского поднятия, все перечисленные разрезы не достигают основания вулканогенных толщ.

В окрестностях Минусинска вулканогенные породы в виде единичных небольших пластов диабазовых порфиритов встречены буровыми скважинами на глубине приблизительно 2750 *м* в мощной (около 1500 *м*) толще красноцветных песчаников и аргиллитов, залегающих под живетскими слоями.

К северу от г. Минусинска, в районе пос. Биджа, под теми же слоями вскрыта сходная по составу однообразная толща красноцветных песчаников и алевролитов примерно такой же мощности, в которой вулканогенные породы в виде маломощных (до 10—15 *м*) пластов диабазовых порфиритов и вулканических брекчий стали появляться в скважинах лишь на нижних 150 *м*.

По направлению на запад от г. Минусинска отмеченная выше мощная красноцветная толща сменяется вулканогенными породами. Вследствие этого близ края Минусинской впадины на Карасукской структуре одна из скважин на глубине около 1100 *м* встретила под красноцветными породами, непосредственно подстилающими живетские слои, отделенную от них перерывом толщу диабазовых порфиритов и их туфов, по которой прошла около 300 *м*. В другой скважине на той же площади аналогичная толща вулканогенных пород мощностью более 850 *м* была вскрыта непосредственно под живетскими слоями. Таким образом, в разрезах, выявленных бурением в районе г. Минусинска, совершенно определенно устанавливается общая смена вулканогенных пород, развитых на периферии впадины, красноцветными породами, типичными для наиболее погруженных частей прогиба.

На Копьевском поднятии (рис. 9, колонка 10), расположенном вблизи осевой зоны Минусинского прогиба, в его северной части, большой разрез, частично вскрытый буровыми скважинами, представлен преимущественно вулканогенными породами, подстилающими либо непосредственно живетские слои с чилиевой фауной, либо красноцветные песчаники, алевролиты и конгломераты, залегающие под живетскими слоями.

В том и другом случае от залегающих выше осадочных толщ вулканогенные породы отделены перерывом, а местами и угловым несогласием.

В береговых разрезах р. Белый Июс и по впадающим в него справа балкам обнажаются вулканогенные толщи, налегающие резко несогласно на древний складчатый фундамент в такой последовательности (снизу вверх):

1. Трахиандезиты, чередующиеся с прослоями вулканических брекчий и диабазовых порфиритов. Наиболее мощный пласт вулканических брекчий (около 25 *м*) расположен в основании разреза. Общая мощность пачки 150 *м*.

2. Лабрадоровые порфириты с подчиненными маломощными покровами базальтов, диабазов и диабазовых порфиритов, а также прослоями вулканических брекчий и отчасти туфов. Мощность 220 *м*.

3. Вулканические брекчии, чередующиеся с прослоями пирокластических пород, представленных туфами и песчаниками. Мощность отдельных прослоев колеблется в пределах от сантиметров до 1,5—2,0 *м*; они фациально замещают друг друга по простиранию. Мощность 60 *м*.

4. Лабрадоровые порфириты с подчиненными пачками базальтов, диабазовых порфиритов и вулканических брекчий. Мощность 100 *м*.

5. Диабазовые порфириты и базальты, образующие весьма мощную однообразную по составу толщу. В нижней двухсотметровой части разреза этой толщи встречаются отдельные прослои известняков мощностью до 10—12 *м* каждый. Общая мощность толщи 720 *м*.

В буровой скважине, заложенной на левом берегу р. Чулым, в северной части Копьевского поднятия, под девонской вулканогенной толщей на глубине 750—800 *м* вскрыты кремнистые и зеленокаменные породы, а также метаморфизованные известняки, принадлежащие древнему складчатому фундаменту.

Отличительной чертой Копьевского разреза является, таким образом, мощное развитие излившихся вулканогенных пород, частично сопровождаемых вулканическими брекчиями и туфами.

Вулканогенные породы расположены на склонах крупного вулкана, жерло которого, закупоренное штоком плагиопорфиров г. Вознесенской, размещается в южной части Копьевского поднятия. Северные склоны вулкана, сравнительно крутые близ Центральной горловины (углы падения здесь достигают 30—35°) и побочных ее плагиопорфировых ответвлений, выполаживаются по направлению на север, а южные склоны осложнены системой сбросов и несогласно перекрываются терригенными или карбонатными породами, принадлежащими живетскому ярусу.

На крайнем севере Минусинского прогиба наилучшие разрезы вулканогенных толщ наблюдаются в районе хр. Ашпан — одном из отрогов Кузнецкого Алатау.

В этих разрезах ниже эйфельских отложений залегает мощная красноцветная толща песчаников и алевролитов, которой подчинены многочисленные и не выдержанные по простиранию более или менее мощные пачки вулканогенных пород, преимущественно базальтов, базальтовых и диабазовых порфиритов, отчасти их вулканических брекчий и туфов. Главное отличие описываемой части прогиба по сравнению с Копьевским поднятием — существенная роль красноцветных отложений в составе вулканогенной толщи. Нередко здесь можно наблюдать перерывы, разобщающие отдельные пачки вулканогенных пород, и появление в связи с этим соответствующего размыва вулканогенных пачек.

Южная окраина прогиба сравнительно слабо изучена, что связано, в частности, с развитием вдоль северного фаса Западного Саяна крупного разлома, скрывающего многие интересные соотношения между вулканогенными и осадочными толщами. Тем не менее здесь также можно установить общую смену вулканогенных пород красноцветными по направлению к осевой зоне прогиба. В частности, это можно видеть на примере разреза терригенных красноцветных толщ, подстилающих живетские слои в ядре крупной антиклинали (Утинской), далеко выдающейся в глубь прогиба и вскрывающей близкие к осевой зоне участки. В данной антиклинали среди красноцветных пород встречаются лишь немногочисленные маломощные пачки вулканогенных пород, преимущественно диабазовых порфиритов, тогда как в краевой зоне прогиба, вдоль фронта Западного Саяна, обычны сплошные разрезы доживетских вулканогенных пород.

Что касается **северной части прогиба,** то она скрыта под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности, и пока нет никаких данных для оценки роли вулканогенных образований в его строении.

В целом приведенный выше обзор показывает, что для осевой зоны Минусинского прогиба весьма характерно обилие красноцветных пород, хотя они развиты в ее пределах неповсеместно. Участки относительных поднятий, подобных Копьевскому, отличаются здесь преимущественным распространением вулканогенных пород. На таких участках размещаются более или менее крупные вулканические аппараты, сход-

ные с таковыми краевых частей Минусинского прогиба, располагающимися вдоль системы разломов, ограничивающих отдельные впадины и весь прогиб в целом.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

К девонским вулканогенным образованиям относится серия пород, весьма неоднородная по условиям залегания и составу. Наряду с пластовыми телами, представляющими слои туфов и вулканических брекчий или покровы излившихся пород, а в ряде случаев также пластовые залежи или силлы, наблюдаются секущие интрузии, имеющие вид даек или штоков.

Мощности отдельных пластов и покровов варьируют от 1—2 до 15—20 *м*, иногда достигают нескольких десятков метров. Особенно мощные пласты или покровы, в общем, редки. Отдельные пласты и покровы прослеживаются на довольно значительные (сотни метров) расстояния и поэтому вполне доступны для детального геологического картирования. Благодаря тому, что такие пластовые тела по простиранию обычно кулисообразно подменяют друг друга, проследить границы между ними и изобразить их на геологических картах вполне возможно и при среднемасштабных съемках, что, к сожалению, не всегда учитывается при проведении соответствующих работ.

Мощности даек колеблются в пределах первых метров и, во всяком случае, обычно не превышают первых двух десятков метров. Протяженность их варьирует от десятков до многих сотен метров. Состав даек нередко совершенно не отличается от состава пород, залегающих в виде покровов, и разделить их и выделить соответственно интрузивные и эффузивные вулканогенные породы возможно только путем непосредственного изучения пород в полевой обстановке, когда доступны для выяснения действительные условия их залегания. Поэтому вполне оправдано применение терминов «интрузивные базальты», «интрузивные андезиты» и т. п., известных в литературе уже давно (см., например, Williams, 1942) и существующих наряду с обычными терминами «базальт», «андезит» и т. д. Последние воспринимаются как имеющие отношение только к излившимся породам. Такие же взаимоотношения могут быть указаны и для пород, слагающих покровы и пластовые интрузии и силлы. Их сходство нередко столь значительно, что различить те и другие не только под микроскопом, но и в поле практически невозможно, если условия обнаженности не позволяют выяснить особенности строения кровли пластового тела.

Штоки весьма разнообразны по морфологии. Многие из них представляют более или менее типичные купола («domes»), часто ограниченные крутыми секущими контактами. В поперечнике размеры таких штоков и куполов варьируют от нескольких десятков до сотен метров. Большинство этих тел сложено плагиопорфирами или типичными щелочными породами горячитового ряда (Лучицкий, 1960), но встречаются и базальтоидные или габброидные штоки.

В целом разнообразные вулканогенные породы девонского возраста образуют сложно построенное геологическое тело, охватывающее не только систему преимущественно базальтовых лабрадор-порфиритовых и отчасти плагиопорфировых покровов, но также пластовые залежи, дайки и штоки более разнообразного, в том числе щелочного, состава и своими корнями уходящее в глубокие зоны земной оболочки.

Состав пород весьма разнообразен (см. табл. 2, рис. 10). По имеющимся данным (Лучицкий, 1960), среди них могут быть выделены следующие разновидности: долериты и диабазы, базальты и базальтовые (диабазовые) порфириты, андезиты и андезитовые порфириты, плагиопорфиры, тешениты, берешиты и другие щелочные породы, пирокластические и шлаковые образования и разнообразные гидротермалиты.

Долериты и диабазы отличаются офитовой, порфировидной или толеитовой структурой и различной степенью вторичных изменений, в долеритах почти незаметной, в диабазах более или менее интенсивной. В остальном те и другие сходны между собой и характеризуются постоянным присутствием основного плагиоклаза, моноклинного пироксена и более или менее значительным содержанием оливина. По особенностям состава среди них выделяются долериты и диабазы нормального ряда, трахитовые и эссекситовые долериты и диабазы, а также нефелиновые долериты.

Долериты и диабазы нормального ряда преобладают в рассматриваемой группе пород. В них содержатся (в варьирующих количествах) оливин и продукты его разрушения; постоянно присутствуют лабрадор, моноклинный пироксен (авгит), а также акцессорные минералы — апатит и титаномагнетит. Количество вторичных минералов колеблется от ничтожно малого до такого, при котором все темноцветные минералы замещаются продуктами их разрушения. Среди вторичных минералов преобладает хлорит, в меньших количествах обнаруживаются серпентин, иддингсит, карбонаты, тальк, гидроокиси железа, альбит, кварц. Размеры зерен главных минералов — от 1 до 3 *мм*. Оптические их свойства показаны ниже:

№ образца	$2V$	cNg	Ng	Np	$Ng - Np$	Состав
			Оливин			
576	—82		1,726		0,038	30—32 Fe_2SiO_4
545	—84				0,036	25—28 Fe_2SiO_4
298	—86		1,720		0,036	20—22 Fe_2SiO_4
			Пироксен			
498	+46	41		1,690		42En : 39Wo : 19Fs
566	+48	42	1,718			39En : 40Wo : 21Fs
576	+46	42	1,714			42En : 38Wo : 19Fs

Оливин обычно идиоморфен, бесцветен, часто замещен серпентиновыми или серпентин-хлоритовыми агрегатами, карбонатными и рудными зернами. Пироксен (авгит) ксеноморфен, нередко содержит пойкилитовые вростки лейст плагиоклаза, обладает буроватой окраской с лиловатым оттенком, без плеохроизма. Плагиоклаз, представленный обычно лабрадором, сравнительно редко обнаруживает неясные признаки зонарного строения, но по его периферии иногда прослеживается тонкая оторочка щелочного полевого шпата, местами замещающего и центральные части крупных лейст плагиоклаза. Обычны полисинтетические двойники.

В породах, обладающих порфировой структурой, среди основной массы породы, имеющей офитовую структуру, содержатся фенокристы оливина, пироксена и лабрадора, выделяющиеся более или менее резко своими размерами (3—5 *мм*). Фенокристы обычно немногочисленны и иногда группируются по нескольку кристаллов вместе. Плагиоклазы фенокрист имеют состав лабрадора-битовнита, оливин отличается константами, соответствующими содержанию 18—20% Fe_2SiO_4, а авгит сходен с развитым в основной массе породы. Встречаются разновидности, в которых в мезостазисе породы появляется бурое неполяризую-

щее стекло, изобилующее мельчайшими скелетными кристаллами магнетита, а нередко и апатита. Иногда эта бурая аморфная масса замещена тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита. Количество стекловатой массы в породах сильно варьирует, что обусловливает появление толеитовых долеритов и диабазов.

Трахидолериты и эссекситовые диабазы в отличие от пород нормального ряда содержат более или менее значительные количества щелочного полевого шпата, сосредоточенного в краевых зонах лейст основного плагиоклаза и в промежутках между лейстами. В ряде случаев в породе присутствуют анальцим, иногда скопления натролита, возможно, в форме продуктов разрушения нефелина (Рачковский, 1911).

Плагиоклаз этих пород принадлежит ряду лабрадора — битовнита, пироксен представлен типичным титан-авгитом. Вокруг кристаллов пироксена нередко развивается узкая кайма, окрашенная в зеленый цвет вследствие развития в составе пироксена этой зоны эгириновой молекулы. Изредка эгирин наблюдается и в виде самостоятельных зерен, имеющих вид узких иголочек.

В зависимости от интенсивности вторичных изменений породы содержат более или менее значительные количества вторичных минералов — хлорита, серпентина, иддингсита, талька, карбонатов, гидроокисей железа и кварца.

Химический состав пород можно видеть в табл. 2 и на рис. 10.

Нефелиновые долериты и диабазы отмечены лишь в северо-западной части Минусинского прогиба, где они образуют немногочисленные, но довольно крупные пластовые залежи среди базальтов и базальтовых порфиритов. Отличительной чертой этих пород является присутствие в них наряду с оливином, пироксеном и плагиоклазом кристаллов нефелина. Вместе с пироксеном и оливином он образует небольшие фенокристы, погруженные в основную массу породы, состоящую из лейст лабрадора и небольшого количества кристаллов эгирин-авгита. Изредка в породах содержатся немногочисленные листочки биотита. Химический состав пород указывает на еще более существенное отклонение к щелочному ряду, чем трахидолеритов и эссекситовых диабазов.

В целом рассмотренные породы, представляющие серию долеритов и диабазов, достаточно разнообразны по составу и по структурам и охватывают разновидности пород, принадлежащих как нормальному, так и типично щелочному ряду. Такие черты изменчивости состава характерны не только для долеритов и диабазов, но и для следующей группы пород, объединяющей различные разновидности базальтов и базальтовых порфиритов.

Для всех пород рассматриваемой группы характерны также вторичные изменения, захватывающие отдельные разновидности их иногда сравнительно сильно, а в некоторых случаях и весьма интенсивно, что приводит, в частности, к появлению альбитизированных диабазов. Такие породы наблюдались, например, в юго-западной части Минусинского прогиба.

Базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты распространены несравненно шире, чем предыдущая группа пород, и господствуют среди девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба. Эти породы встречаются преимущественно в виде покровов, а также в дайках и пластовых залежах.

Среди базальтов и базальтовых порфиритов, как и среди долеритов и диабазов, могут быть выделены разновидности, включающие

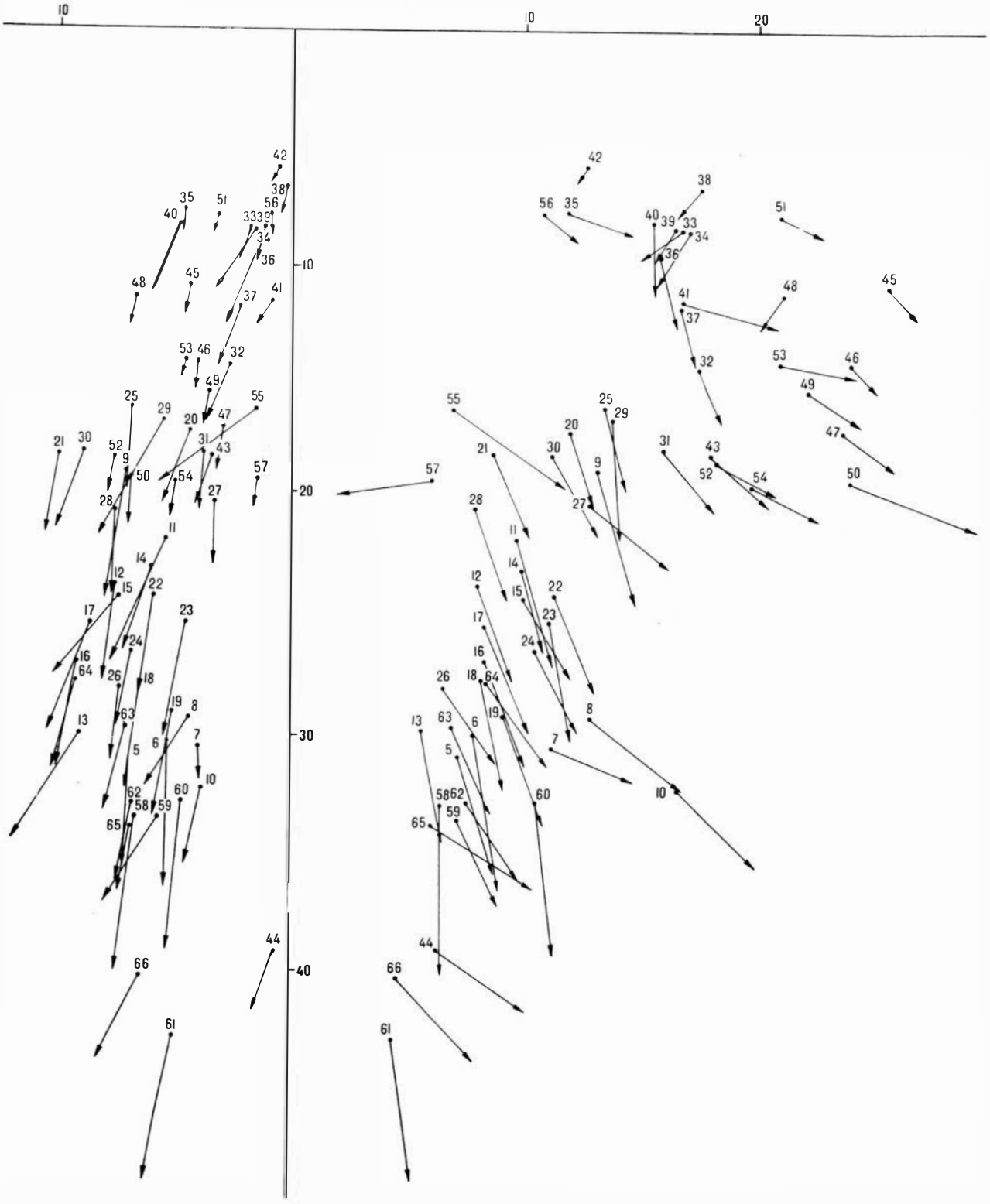


Рис. 10. Диаграмма химического состава девонских вулканогенных образований Минусинского прогиба.

Зак. 6194

Таблица 2

Химический состав вулканогенных пород Минусинского прогиба

Компонент	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	46,74	49,89	42,24	44,48	47,79	40,40	53,38	50,44	44,77	51,68
TiO_2	1,75	0,92	2,33	1,65	1,18	0,60	1,10	1,41	1,89	0,96
Al_2O_3	15,53	13,96	13,32	15,79	19,76	17,95	14,96	16,62	16,63	15,84
Fe_2O_3	3,48	2,34	13,29	5,02	0,93	5,06	3,34	5,24	7,03	4,49
FeO	7,62	5,41	3,01	4,64	4,96	6,99	6,10	6,45	6,69	6,15
MnO	0,27	0,32	0,12	0,23	0,28	0,17	0,14	0,09	0,59	0,31
MgO	9,15	11,66	2,47	5,20	5,93	6,23	5,90	5,42	7,71	5,61
CaO	9,51	6,84	11,15	12,42	7,57	11,40	6,28	8,51	9,05	7,21
Na_2O	3,08	3,62	4,86	3,52	5,01	6,12	3,21	3,17	1,61	2,98
K_2O	0,32	0,08	0,08	1,21	1,24	2,06	1,76	0,66	1,20	2,18
P_2O_5	0,33	0,21	0,96	—	1,44	0,11	0,36	0,40	0,19	0,20
H_2O^+	1,64	3,83	5,56	0,77	3,34	1,90	2,53	0,90	1,92	1,44
H_2O^-				3,98	0,35	1,50				
Σ	99,42	99,08	99,39	98,91	99,78	100,49	99,06	99,31	99,28	99,05

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	47,20	44,31	45,87	45,86	49,26	56,04	47,45	47,62	50,03	46,69
TiO_2	1,16	2,06	1,22	2,28	1,17	1,15	1,77	1,78	1,51	1,16
Al_2O_3	17,18	18,79	17,82	15,42	14,38	15,53	18,94	16,30	16,51	17,36
Fe_2O_3	8,16	6,88	5,09	7,25	7,84	3,00	1,68	3,48	9,34	3,32
FeO	3,68	4,15	3,81	5,78	3,58	7,38	7,02	6,82	2,74	6,91
MnO	0,18	0,20	0,25	0,28	0,22	0,18	0,14	0,12	0,09	0,10
MgO	4,37	6,50	6,68	7,65	7,88	3,28	3,19	5,50	7,30	6,70
CaO	9,44	10,57	10,24	7,40	8,76	4,79	8,96	7,82	3,60	9,00
Na_2O	2,30	2,94	2,60	3,34	3,51	4,04	3,30	4,30	4,31	3,85
K_2O	3,04	1,04	1,54	0,73	1,08	2,43	0,57	0,92	1,08	1,18
P_2O_5	0,28	0,35	0,53	0,30	0,31	0,32	—	0,50	0,60	—
H_2O^+	2,94	2,49	2,45	3,07	1,16	1,28	0,10	4,27	2,13	3,95
H_2O^-		0,85	1,12				2,77			
Σ	99,93	101,13	99,22	99,36	99,15	99,42	95,83	99,43	99,24	100,22

Компонент	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	50,48	47,66	51,62	51,16	53,12	47,42	50,42	55,32	62,03	63,60
TiO_2	1,23	2,34	1,88	1,27	1,11	1,48	1,65	1,80	0,72	0,68
Al_2O_3	18,73	15,27	13,92	15,86	17,74	19,51	16,54	16,66	15,88	16,16
Fe_2O_3	4,72	5,43	12,00	9,95	2,20	6,43	6,61	5,41	3,80	2,86
FeO	4,53	8,02	1,99	1,08	6,05	2,28	3,49	3,22	2,58	3,20
MnO	0,10	0,23	0,18	0,08	0,25	0,26	0,14	0,17	0,06	0,10
MgO	3,09	5,04	3,00	4,06	4,46	3,16	2,47	2,89	0,61	1,21
CaO	6,32	10,84	4,47	7,77	4,83	9,11	5,98	3,26	1,48	1,34
Na_2O	5,22	2,75	5,56	3,28	3,98	3,31	6,20	6,75	5,32	4,53
K_2O	0,61	0,30	0,14	0,12	2,96	2,00	1,11	1,50	3,22	5,02
P_2O_5	0,43	0,31	0,59	0,25	0,53	0,64	0,77	0,31	0,28	0,18
H_2O^+	3,86	1,35	3,79	4,68	1,91	1,51	5,14	1,91	3,95	0,74
H_2O^-						1,17				
Σ	99,32	99,54	99,14	99,56	99,14	98,28	100,52	99,20	99,93	99,62

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO_2	69,42	64,50	60,59	67,24	66,51	60,27	62,93	74,61	48,25	39,48
TiO_2	0,55	0,70	1,21	0,57	0,51	0,31	0,66	сл.	2,73	10,90
Al_2O_3	13,06	14,43	15,80	14,08	14,98	18,07	17,46	10,98	17,38	5,76
Fe_2O_3	2,72	2,23	5,70	4,16	4,17	4,90	4,16	3,92	4,54	8,42
FeO	2,66	4,26	3,42	2,08	3,26	1,20	2,00	2,16	5,31	7,55
MnO	0,12	0,08	0,14	0,07	0,06	0,20	0,27	0,03	0,30	0,27
MgO	0,47	1,73	1,75	0,47	0,77	1,43	0,72	0,21	2,13	5,98
CaO	3,94	2,01	2,33	0,16	0,99	3,88	0,66	0,54	6,03	12,72
Na_2O	5,09	5,07	5,35	6,76	6,17	4,71	4,46	3,38	5,81	2,08
K_2O	0,69	3,31	3,53	2,06	2,39	3,08	5,03	4,02	3,00	1,26
P_2O_5	0,10	0,19	0,32	0,10	0,07	0,16	—	—	0,65	1,53
H_2O^+	0,52	0,77	0,89	0,74	—	1,58	1,00	0,04	3,85	2,57
H_2O^-					—		0,80	0,22		0,42
Σ	99,34	99,28	101,03	98,49	99,88	99,79	100,15	100,11	99,98	98,94

Компонент	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO_2	47,25	45,79	45,36	47,40	47,37	42,02	56,77	42,43	48,10	45,50
TiO_2	0,56	0,56	0,52	0,55	0,62	0,70	0,28	0,81	0,50	1,33
Al_2O_3	23,60	22,19	20,52	23,75	20,00	17,14	20,67	21,77	20,57	22,06
Fe_2O_3	4,79	5,76	6,21	3,43	4,27	6,45	4,05	4,41	4,53	5,20
FeO	3,28	4,57	3,92	5,10	5,39	4,98	2,24	5,94	4,71	4,72
MnO	0,20	0,37	0,77	0,20	0,44	0,44	0,14	—	—	0,86
MgO	0,80	0,97	1,50	0,80	1,09	2,31	0,35	1,32	0,37	1,66
CaO	4,30	4,35	5,15	4,94	5,17	8,30	2,52	9,10	6,78	8,49
Na_2O	8,94	8,89	8,74	7,11	7,89	13,21	7,06	6,20	7,40	7,33
K_2O	2,60	1,95	1,89	2,17	2,15	0,41	3,21	1,50	2,08	1,88
P_2O_5	—	—	0,31	0,14	1,11	1,37	0,17	—	—	—
H_2O^+	3,63	4,16	3,28	3,34	3,09	1,08	1,48	5,21	3,98	0,95
H_2O^-	0,55	0,39	1,60	0,70	1,72	1,39	1,38			0,17
Σ	100,50	99,95	99,77	99,63	100,31	99,80	100,32	98,69	99,02	100,15

Компонент	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO_2	70,28	75,65	63,06	42,58	41,81	44,15	39,88	43,92	45,02	43,29
TiO_2	0,24	0,46	0,53	3,15	2,52	2,18	2,19	3,22	2,91	1,74
Al_2O_3	12,52	9,45	16,52	14,03	12,01	12,00	10,48	14,18	15,05	18,61
Fe_2O_3	1,03	2,53	1,62	6,66	8,30	4,29	5,18	7,21	7,65	8,03
FeO	2,73	2,43	1,57	5,23	7,10	9,82	8,04	6,84	6,65	3,31
MnO	0,03	0,10	0,33	0,08	0,07	0,10	0,37	0,25	0,21	—
MgO	3,34	0,43	1,15	12,24	6,46	7,81	15,72	6,24	6,25	5,46
CaO	1,34	1,44	1,15	5,91	8,65	8,96	6,90	11,04	9,41	12,40
Na_2O	1,30	4,77	2,48	2,39	1,97	4,44	1,64	2,56	2,42	2,90
K_2O	2,79	0,32	0,30	0,52	1,53	0,56	0,46	0,76	0,92	1,00
P_2O_5	0,03	0,06	0,10	0,34	0,44	0,76	0,78	0,36	0,31	—
H_2O^+	3,66	1,82	9,78	6,70	7,90	4,59	7,70	1,45	2,49	2,51
H_2O^-							—	1,18	1,50	
Σ	99,29	99,46	98,59	99,83	98,76	99,66	99,34	99,21	100,79	99,25

Таблица 2 (окончание)

Компонент	65	66
SiO_2	40,61	39,96
TiO_2	2,42	1,61
Al_2O_3	13,42	11,78
Fe_2O_3	4,33	5,86
FeO	6,28	6,76
MnO	0,19	0,18
MgO	4,94	8,38
CaO	16,11	15,68
Na_2O	2,20	1,45
K_2O	0,68	0,83
P_2O_5	0,36	0,26
H_2O^+	9,11	7,21
H_2O^-		
Σ	100,45	99,95

Примечание. 5 — долерит, р. База, близ пос. Базинского. 6—диабаз, р. Б. Бор, устьевая часть. 7—эссекситовый диабаз, р. Усть-Таштып. 8 — трахидолерит по Д. В. Никитину, 1949, р. Дудет. 9 — эссекситовый диабаз, И. П. Рачковский, 1911, р. Когунек. 10 — нефелиновый долерит, И. К. Баженов, 1945, р. Крайнее Печище. 11 — базальт, дер. Б. Бор. 12 — базальт, дер. Усть-Таштып. 13 — базальт, дер. Усть-Таштып. 14 — базальт, дер. База, с. Базинское. 15 — базальт, р. База, устьевая часть. 16 — базальт, Л. Г. Котельников, 1936, Саралинский район. 17 — базальт, Л. Г Котельников, 1936, Копьевский район. 18 — диабазовый порфирит, дер. Усть-Таштып. 19 — диабазовый порфирит, дер. Б. Бор. 20 — диабазовый плагиопорфирит, Волчий Лог, район с. Бородино. 21 — диабазовый порфирит, Д. В. Никитин, 1940_2. 22 — трахибазальт, хр. Ашпан. 23 — трахибазальт, дер. Копьево. 24 — трахибазальт, Д. В. Никитин, 1940_2, р. Урюп. 25 — лабрадоровый порфирит, хр. Ашпан. 26 — лабрадоровый порфирит, дер. Усть-Таштып. 27 — лабрадоровый порфирит, дер. Усть-Таштып. 28 — лабрадоровый порфирит, Волчий Лог, в районе с. Бородино. 29 — лабрадоровый порфирит, р. База. 30 — лабрадоровый порфирит (базальт), Л. Г. Котельников, Копьевский район. 31 — трахиандезит, Волчий Лог, район с. Бородино. 32 — эссекситовый порфирит, р. База. 33 — плагиопорфир, г. Вознесенская. 34 — плагиопорфир, с. Баград. 35—37 — плагиопорфир, Волчий Лог, район с. Бородино. 39 — кварцевый плагиопорфир, Волчий Лог, район с. Бородино. 40 — трахиандезит, И. П. Рачковский, 1911, кл. Еловый. 41 — натросиенитовый порфир, И. К. Баженов, р. Сухая Сабула. 42 — кварцевый порфирит, Д. В. Никитин, р Чебула. 43 — тешенит, И. П. Рачковский, 1911, Теляшкин улус. 44 — тешенито-пироксенит, И. П. Рачковский, 1911, Теляшкин улус. 45 — берешит, по Эрдманнсдёрферу, 1928, р. Береш. 46 — нефелиновый порфир, А. Н. Чураков, 1932, Андрюшкина речка. 47 — берешит, И. К. Баженов, 1945. 48 — берешит, Э. Е. Федоров, г. Клин. 49 — эссекситовый порфирит, И. К. Баженов, 1945. 50 — нефелинит, И. К. Баженов, 1945, р. Ничкурюп. 51 — фонолит, И. К. Баженов, 1945, кл. Простокишенский, 52 — горячит (тералито-сиенит) равномернозернистый (средний тип), г. Горячая. 53 — горячит (тералито-сиенит) порфировидный (средний тип), г. Горячая. 54 — тералит, А. Н. Чураков, 1932, р. Ничкурюп. 55 — туф диабазового порфирита, дер. Усть-Таштып. 56 — пепловый туф, дер. Усть-Таштып. 57 — пепловый туф, район озер Шунет и Матарак. 58 — базальт, оз. Учум. 59 — анальцимовый диабаз, ст. Копьево. 60 — трахидолерит, улус Бараджуль. 61 — базальт с включениями перидотита, дер. Кангарово. 62 — базальт Л. Г. Котельников, 1936, оз. Черное. 63 — базальт, Л. Г. Котельников, 1936, дер. Копьево. 64 — диабаз, Л. Г. Котельников, 1936, западная часть Чулымо-Енисейской впадины. 65—66 — долерит, левобережье р. Черного Июса, Н. А. Охапкин, В. Л. Чубугина, 1961.

не только породы нормального щелочно-земельного, но и щелочного ряда.

К базальтам и диабазовым (базальтовым) порфиритам относится подавляющее большинство пород, наблюдаемых в разрезах девонских вулканогенных образований западной окраины прогиба и его осевой зоны, но такие породы обычны и на востоке. Они содержат оливин, пироксен (авгит) и плагиоклаз, акцессорные минералы — апатит и магнетит и вторичные — серпентин, хлорит, тальк, карбонаты, альбит и кварц. В базальтах вторичных минералов немного, в порфиритах они нередко содержатся в изобилии.

Структурные особенности пород варьируют в зависимости от соотношений между порфировыми выделениями и основной массой, а также от присутствия более или менее обильного базиса, в диабазовых порфиритах подвергшегося перерождению вследствие развития по нему вторичных минералов. Структура пород обычно порфировая, реже афировая, основной массы — обычно интерсертальная, но чаще всего гиалопилитовая или, изредка, витрофировая.

Фенокристы образованы оливином и авгитом, реже плагиоклазом, в общем идиоморфными, но со следами коррозии и оплавления. Оптические свойства оливина и авгита приведены ниже:

№ обр.	2V	Ng	Np	Ng—Np	cNg	Состав
			Оливин			
379	—78	1,738		0,040		40 Fe_2SiO_4
381	—75			0,042		44 Fe_2SiO_4
477	—72	1,746		0,042		50 Fe_2SiO_4
			Пироксен			
452	+56	1,740	1,712		48	Титан-авгит
382	+48	1,715	1,690		42	36En : 40Wo : 24Fs
512	+50				45	22En : 36Wo : 42Fs

Оливин бесцветен, обычно серпентинизирован, авгит обладает буроватой или лилово-бурой (титан-авгит) окраской. Плагиоклаз фенокрист отличается составом 65—70% Ап более основным, чем плагиоклаз основной массы. Состав последнего варьирует в пределах от 45 до 65% Ап.

В верхней части отдельных покровов фенокристы оливина и пироксена в базальтах или базальтовых порфиритах исчезают, и в основной массе породы начинают преобладать плагиоклазы. Структура пород становится трахитоидной, и в целом облик их заставляет выделять такие породы под названием плагиобазальтов или диабазовых плагиопорфиритов.

Химический состав базальтов и базальтовых порфиритов представлен в табл. 2 и на рис. 10.

Трахибазальты и эссекситовые диабаз-порфириты представляют собой тип пород, сравнительно слабо распространенный. От базальтов и диабазовых порфиритов нормального ряда, с которыми они постоянно ассоциируют, эти породы отличаются существенным содержанием щелочного полевого шпата. Полевой шпат обволакивает даже мелкие лейсты плагиоклаза или располагается в промежутках между ними. В некоторых случаях наблюдаются редкие единичные зерна нефелина, обычно замещенного канкринитом, натролитом и гидрослюдами. В породах, наиболее резко отличающихся от щелочно-земельных базальтов, обычный для них авгит сменяется буро-лиловым титан-авгитом, обладающим сильной дисперсией оптических биссектрис. Трахибазальты почти не затронуты вторичными изменениями. Наоборот, в эссекситовых диабаз-порфиритах нередко сохраняются только полевые шпаты, в то время как все остальные минералы подвергаются замещению главным образом хлоритом, карбонатами, эпидотом, цоизитом и отчасти кварцем.

Химические анализы этих пород представлены на рис. 10 и в табл. 2.

Среди базальтов и диабазовых порфиритов, как и среди долеритов и диабазов, изредка наблюдаются разновидности, подвергшиеся весьма интенсивным вторичным изменениям, связанным с их альбитизацией. Такие породы, называемые обычно спилитами, наблюдались в юго-западной части Минусинского прогиба и в его центральной части, в районе Копьевского поднятия.

Андезиты и андезитовые порфириты в типичном виде в Минусинском прогибе практически отсутствуют или, во всяком случае, сравнительно редки. Главную роль здесь играют довольно оригинальные

породы, известные под названием лабрадоровых порфиритов. Наряду с ними здесь известны трахиандезиты и эссекситовые порфириты, встречающиеся несравненно реже. Все перечисленные породы лишены амфибола, и их состав, в общем, близок к составу рассмотренных выше групп пород.

Лабрадоровые порфириты представляют собой весьма характерную породу, постоянно содержащую сравнительно крупные порфировые выделения лабрадора, длина которых варьирует от 3—4 до 10 *мм*. Лейсты лабрадора при общих идиоморфных контурах постоянно оказываются оплавленными и подвергшимися резорбции. Часто они зональны, и их состав в центральной зоне соответствует содержанию 70—75% анортита, тогда как периферические зоны содержат не более 25—30% An. Среди вкрапленников обычно присутствует пироксен (авгит), а иногда и оливин. Оптические свойства этих минералов приведены ниже:

№ обр.	$2V$	Np	Ng	$Ng - Np$	cNg	Состав
			Оливин			
259	—68	—	1,782	0,042	—	62 Fe_2SiO_4
425	—72	—	1,776	0,038	—	56 Fe_2SiO_4
			Пироксен			
259	+46	1,712	—	0,026	42	40 En:38Wo:22 Fs
481	+42	—	—	0,024	38	50 En:36Wo:14 Fs
517	+42	—	—	—	40	47 En:37Wo:16 Fs

Основная масса пород мелкозернистая интерсертальная или микродолеритовая, нередко в присутствии аморфного базиса — гиалопилитовая. В составе основной массы плагиоклаз содержит 40—50% An и обычно сопровождается узкой оторочкой олигоклаза. Постоянно присутствуют акцессорные апатит и магнетит.

Обычны не только сравнительно свежие, но и существенно измененные породы, в которых разложению подверглись наряду с минералами основной массы также и вкрапленники. Продукты разрушения представлены хлоритом, серпентином, иддингситом, эпидотом, карбонатами, серицитом, альбитом и кварцем.

Химические анализы лабрадоровых порфиритов представлены в табл. 2 и на рис. 10.

Трахиандезиты и эссекситовые порфириты сравнительно слабо распространены на территории прогиба. Они встречаются в различных его частях в виде даек, покровов и, реже, в виде пластовых залежей.

Для этих мелкозернистых пород обычна трахитоидная структура, хорошо выраженная благодаря линейному удлинению мелких лейст плагиоклаза. Среди переплетающихся между собой и в общем взаимно параллельно расположенных тончайших лейст андезина и олигоклаза рассеяны мелкие зернышки авгита и магнетита, а также продукты разрушения первичных минералов — хлорит, альбит, серицит и кварц. Постоянно присутствует более или менее обильный щелочной полевой шпат, заполняющий промежутки между тонкими лейстами плагиоклаза. Сравнительно редки вкрапленники андезина.

Сравнительно высокая щелочность пород этого ряда иллюстрируется химическими анализами (табл. 2, рис. 10). В целом же они весьма близки к рассмотренным выше базальтам и диабазовым (базальтовым) порфиритам.

Плагиопорфиры — весьма типичная для Минусинского прогиба группа пород. Обычно они образуют различной морфологии интрузивные тела, чаще всего отдельные штоки или купола, достигающие 300 *м* в поперечнике, в сечении имеющие почти правильную округлую форму, иногда осложненную ответвлениями в виде узких апофиз. Реже они встречаются в виде даек или пластовых залежей, но иногда развиваются в виде системы параллельных даек, секущих вмещающие их вулканогенные породы. Сравнительно редки покровы плагиопорфиров.

Среди разновидностей плагиопорфиров могут быть отмечены породы, лишенные или почти лишенные кварца, и кварцевые плагиопорфиры. Те и другие содержат вкрапленники плагиоклаза, реже альбита или андезина, в которые часто включены тонкие антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. Последний встречается, правда, сравнительно редко, и в виде самостоятельных фенокрист. Весьма редки фенокристы темноцветного минерала, постоянно нацело замещенные хлоритом и по очертаниям напоминающие в одних случаях амфибол, в других — биотит. Полевые шпаты сдвойникованы, обычно более или менее интенсивно разрушены и замещены кварц-серицитовыми или карбонат-серицитовыми агрегатами.

В бескварцевых плагиопорфирах в основной массе содержатся главным образом альбит, калиевый шпат и хлорит. Структура этих пород либо трахитовая, либо микрозернистая или фельзитовая. Основная масса содержит также незначительное количество кварца.

В кварцевых плагиопорфирах кварц является одним из существенных компонентов основной массы. В отдельных случаях его зерна достигают размера 1—1,5 *мм* и оставляют впечатление фенокрист, хотя в действительности они явно ксеноморфны по отношению к лейстам плагиоклаза. В периферической части таких зерен иногда наблюдается микропегматитовое срастание с калиевым полевым шпатом. Структура пород такая же, как и бескварцевых плагиопорфиров, но изредка встречается и микропегматитовая.

Некоторые разновидности плагиопорфиров отличаются почти полным отсутствием фенокрист. В целом же для всех них очень характерны обильные стяжения гидроокисей железа, буквально пропитывающих породу, что, собственно, и обусловливает типичную для плагиопорфиров кирпично-красную или розовую окраску.

Для ряда разновидностей пород весьма характерны флюидальные текстуры и тонкополосчатое, а иногда брекчиевидное строение. Такие полосчатые и брекчиевидные породы встречаются не только в покровах, но и в интрузивных телах.

Химический состав плагиопорфиров представлен в табл. 2 и на рис. 10.

Тешениты, берешиты и другие щелочные породы весьма характерны для Минусинского прогиба. Среди них могут быть выделены, по крайней мере, две существенно различные группы. Первую группу образуют тешениты, берешиты и другие близкие к ним типы щелочных пород, такие, например, как горячиты: эти породы теснейшим образом связаны с девонскими излияниями, хотя в отношении некоторых из них и высказываются предположения о возможном их более молодом возрасте. Вторая группа охватывает различные породы типа нефелиновых сиенитов, сайбаритов и других, связанных с гранитами или сиенитами. Непосредственная связь пород второй группы с девонской вулканической деятельностью весьма проблематична. Они, скорее, относятся к додевонским, чем к девонским, образованиям.

Т е ш е н и т ы, отмеченные впервые И. П. Рачковским (1911) в центральной части Минусинского прогиба среди девонских вулканогенных пород в виде небольшого штока, содержат удлиненные иглоподобные кристаллы баркевикитовой, частью синеватой щелочной роговой обманки, лейстовидные кристаллы лабрадора и весьма неправильной конфигурации скопления цеолитов и анальцима, расположенные между прочими минералами породы. В состав тешенитов входит также титан-авгит, весьма близкий по оптическим свойствам к отмеченному в долеритах и диабазах. В периферических зонах титан-авгит местами переходит в эгирин-авгит и приобретает в связи с этим зеленую окраску. В породах содержатся, кроме того, щелочной полевой шпат и нефелин, а из акцессорных — апатит и магнетит.

В пределах описанного И. П. Рачковским интрузивного тела тешениты переходят в тешенито-пироксениты, в которых изобилует титан-авгит, местами окаймленный баркевикитом, и пересекаются тонкими жилками уртита, содержащего зерна нефелина и эгирина с примесью альбита, роговой обманки, апатита и анальцима. Вокруг кристаллов эгирина местами наблюдаются каемки эгирин-авгита. Анальцим заполняет промежутки между другими минералами.

Судя по химическому составу пород (табл. 2, рис. 10), типичный тешенит, в общем, близок к эссекситовым долеритам и диабазам, хотя и отличается от них повышенной щелочностью.

Б е р е ш и т ы также имеют много сходных черт с долеритами и, особенно, с базальтами. Эти породы образуют систему пластовых залежей и секущие дайки в системе покровов базальтов и диабазовых порфиритов северо-западной части прогиба (бассейн рек Береш и Урюп). Для них характерны резко идиоморфные порфировые выделения нефелина размером от 2—3 до 3—4 *см*. Количество последних хотя и значительно варьирует, все-таки достаточно высокое, что заставило в свое время И. П. Рачковского назвать их ийолит-порфирами. Порфировые выделения постоянно частично или полностью замещены канкринитом, цеолитами и гидрослюдами.

Помимо нефелина, среди фенокрист присутствует авгит, а в основной массе наряду с авгитом и эгирин-авгитом изредка оливин, а также рудные зерна и апатит. Интерсертальная структура пород весьма сходна с обычной для базальтов и подчеркивается не только сходным расположением минералов, но и следующими оптическими их свойствами. Оливин: $-2V=75°$, $Ng-Np=0{,}040$, $Ng=1{,}742$; пироксен: $+2V=52°$, $cNg=50°$, $Ng=1{,}736$; титан-авгит: $+2V=46°$, $cNg=40°$, $Ng=1{,}715$ (En : Wo : Fs = 45 : 37 : 18).

Состав плагиоклаза в берешитах варьирует от лабрадора до олигоклаза, причем в подавляющем большинстве случаев плагиоклаз основной и только в узкой краевой оторочке существенно раскисляется аналогично плагиоклазу в базальтах и долеритах.

Химический состав берешитов (табл. 2) весьма близок к составу наиболее богатых кремнеземом и обогащенных щелочами разновидностей базальтов и диабазовых порфиритов, т. е. эссекситовых порфиритов и трахиандезитов. Общее генетическое родство этих пород отмечалось неоднократно И. П. Рачковским, Б. М. Куплетским, И. К. Баженовым и другими исследователями.

Г о р я ч и т ы, известные также под названиями тералитов, тералито-сиенитов и даже нефелиновых сиенитов, развиты в северо-западной части Минусинского прогиба. Здесь они тесно пространственно связаны с берешитами так же, как любой тип абиссальных пород с их эффузивными аналогами. От берешитов горячиты отличаются главным образом

структурными особенностями — они полнокристалличны. Залегают горячиты в виде штоков, расположенных среди девонских излившихся пород и обладающих более или менее изометричными очертаниями. Для рассматриваемых пород весьма типично сочетание большого количества нефелина с основным плагиоклазом и авгитом, обычно титанистым или содержащим примесь эгириновой молекулы. Только в крайних щелочных дериватах данного типа пород появляется значительное количество щелочного полевого шпата и одновременно раскисляется состав плагиоклаза.

Среди горячитов выделяются разновидности равномернозернистые и порфировидные, отличающиеся по минералогическому составу и структуре. Равномернозернистые горячиты содержат нефелин, плагиоклаз и авгит, в ряде случаев переходящий в титан-авгит или эгирин-авгит, и в небольшом количестве щелочной полевой шпат, оливин и акцессорные — апатит и титаномагнетит. Спорадически в этих породах присутствуют эгирин, щелочные амфиболы, небольшие количества сульфидов меди, железа, свинца (в виде халькопирита, пирита и галенита) и флюорита. Постоянно наблюдаются продукты разрушения нефелина в виде канкринита, цеолитов и гидрослюд, а также серицит, хлорит, кальцит, эпидот и цоизит.

Порфировидные горячиты, называемые некоторыми исследователями полевошпатовыми уртитами, содержат главным образом щелочной полевой шпат взамен плагиоклаза, который присутствует в небольшом количестве и отличается более кислым составом. Нефелин в породах этой группы обычно образует довольно крупные (до 2—3 *см* и более) порфировидные выделения. Вследствие этого в них хорошо выражена порфировидная структура, тогда как для равномернозернистых пород характерна, в общем, гипидиоморфная структура с идиоморфными в ряде случаев кристаллами нефелина, ксеноморфным авгитом и его разновидностями, а также удлиненными лейстами плагиоклаза. Определения щелочного полевого шпата выявили принадлежность его к микроклинам, хотя И. К. Баженов (1945) указывает анортоклаз. Оптические свойства пироксена и оливина приведены ниже:

$2V$	cNg	cNp	$Ng - Np$	Nm	Состав
			Пироксен		
+48	52				
+48	52		0,026	1,720	Титан-авгит
+50	54	—	0,0	—	»
—52	—	5	0,052	—	Эгирин
+68	65	—	0,030	—	Эгирин-авгит
			Оливин		
—72	—	—	0,042	1,764	50 Fe_2SiO_4
—68	—	—	0,044	—	55—60 Fe_2SiO_4

Первичные минералы породы подверглись весьма интенсивному разложению с замещением нефелина агрегатом канкринита, гидрослюд и цеолитов, плагиоклаза — каолин-серицитовыми агрегатами, кали-натриевого полевого шпата — пелитовыми массами, авгита и его разновидностей — хлоритом и оливина — серпентином. Помимо перечисленных минералов, среди продуктов разложения нередко появляются кальцит, эпидот и цоизит, иногда образующие тонкие прожилки в породе.

Химический и минералогический состав горячитов — промежуточный между типичными тералитами и нефелиновыми сиенитами. От тералитов они отличаются в общем лейкократовым составом, от нефелиновых

сиенитов — присутствием среднего и основного плагиоклаза. Эти черты состава пород и несомненная их близость к берешитам (последние названы по месту их нахождения на р. Береш) позволяют считать возможным выделение пород рассмотренной группы под особым названием горячитов, соответствующим месту их нахождения на г. Горячей, где они впервые были отмечены А. Н. Чураковым (1932), а позднее И. К. Баженовым (1945).

На территории Минусинского прогиба имеется много других щелочных пород. В частности, известны нефелиниты, встреченные на р. Ничкурюп в виде пластовых залежей среди вулканогенных пород; фонолиты из того же района; сайбариты (полосчатые нефелиновые сиениты), обнаруженные Я. С. Эдельштейном (1929) среди сиенитов г. Сайбар на востоке Минусинского прогиба; нефелиновые сиениты междуречья Кара-Беллык — Уза (Буровский массив), на г. Высокой, близ оз. Буланкуль, неподалеку от ст. Сон (Тырдановский массив) и в других местах. Все эти щелочные породы весьма часто рассматривают как единую группу, возникшую в девонское или более позднее время в связи с герцинским горообразованием. Для большинства массивов, сложенных этими породами (за исключением пластовых залежей нефелинитов и фонолитов, а также тешенитов, берешитов и горячитов), девонский или, тем более, последевонский возраст точно не установлен, а в единстве их возраста нет никакой уверенности. Наоборот, известно, что в целом группа щелочных пород весьма гетерогенна и в ней можно выделить прежде всего разнообразную серию пород, генетически родственных и пространственно тесно связанных с девонскими излившимися породами — базальтами и диабазовыми порфиритами. К этой серии относятся берешиты, горячиты, тешениты, нефелиниты и фонолиты. Другую серию представляют нефелиновые сиениты и близкие к ним породы, обнаруживающие связь с сиенитами и гранитами, девонский возраст которых не установлен и, во всяком случае, может серьезно оспариваться (Лучицкий, 1960). Породы второй серии также неоднородны по возрасту. В ней, по-видимому, имеются, в частности, весьма древние, вероятно кембрийские, щелочные породы такого типа, как буланкульские и тырдановские.

За последние годы не появилось новых убедительных материалов, которые позволили бы принять иную точку зрения на возрастные и генетические связи щелочных пород. Тем не менее известны многочисленные высказывания о более молодом, вероятно мезозойском, возрасте серии щелочных пород, относимой нами к девону, и о девонском возрасте той серии, возраст которой, по нашему мнению, сомнителен и которая содержит, вероятно, и кембрийские породы. До сих пор еще не проведено достаточно глубоких исследований, опирающихся на детальное петрографическое изучение пород и на исследование их взаимоотношений, которые могли бы подтвердить эту точку зрения. Можно лишь предполагать, как это делает Ю. А. Кузнецов, что среди сиенитовых щелочных и субщелочных пород на окраинах Минусинского прогиба имеются такие, возраст которых следует считать девонским. Тем не менее для массивов Сайбара, г. Высокой и Ирбинского, на которые ссылается Ю. А. Кузнецов, точных данных, подтверждающих такие представления, нет, а для пород на р. Черемушке, впадающей в р. Енисей справа, весьма сходных с сиенитами и гранитами перечисленных массивов, установлено, что базальные горизонты девонской вулканогенной серии содержат гальку пород, слагающих эти массивы.

В целом же проблема связи девонских излияний с корнями требует дальнейшей разработки.

Пирокластические и шлаковые образования играют весьма существенную роль среди продуктов вулканической деятельности. Образовавшиеся в результате извержений, создавших сложный комплекс накоплений, выделяемых под названием девонской вулканогенной серии, данные породы по составу отвечают различным лавам, возникшим в связи с этими извержениями.

Шлаковые образования базальтового или диабаз-порфиритового состава, трахиандезитовые и лабрадор-порфиритовые, так же как и плагиопорфировые, широко распространены среди девонских вулканогенных пород. Значительно реже встречаются типичные пирокластические образования, состоящие из обломков пород или осколков минералов, сцементированных кластическим или иного типа цементом. По составу они тоже соответствуют обычным для девона излившимся породам. Весьма обычны, в частности, пирокластические породы базальтового состава, что подтверждает представления Зондера (Sonder, 1937) о существенной роли эксплозионных явлений при извержении основных лав. Особенно широко распространены пирокластические образования в разрезе девонской вулканогенной серии на юго-западе Минусинского прогиба, в Таштыпском районе и на крыльях Уйбатского поднятия.

Пирокластические образования представлены разнообразными туфовыми брекчиями и туфами. Туфовые брекчии наблюдаются в юго-западной части прогиба по левому берегу р. Абакан, на крыльях Саксырского поднятия по р. База и ее притокам, в пределах Копьевского поднятия и в других местах. Отличительная черта туфовых брекчий — обилие в них более или менее крупного обломочного материала, сильно варьирующего по размерам. В большинстве случаев обломки не превышают 10—12 *см* в поперечнике, сравнительно редки более крупные обломки. Обычны также туфовые брекчии, тоже состоящие из хорошо сортированного материала (размеры обломков варьируют в пределах 0,5—0,7 *см*). Обломки туфовых брекчий принадлежат различным излившимся породам, преимущественно базальтам. В цементе содержатся тонкочешуйчатые агрегаты хлорита или глинисто-серицитовые с рассеянными в них кластическими зернами различных минералов — кварца, полевых шпатов, темноцветных и рудных, а также горных пород и пемзы.

Туфы обычно наблюдаются в ассоциации с туфовыми брекчиями, но встречаются и независимо от них. Происхождение их, по-видимому, разнообразно. Среди них можно встретить как первичные наземные, так и вторичные, переотложенные туфы, а также туфы, возникшие в результате выпадения пеплового материала в водоемы и последующей седиментации его на дне озер или лагун. В строении и составе туфов способ их происхождения слабо отражен, поэтому для выяснения их генезиса важны их парагенетические отношения с осадочными породами, возникшими в разных условиях седиментации. Туфы отличаются следующим составом и строением. Зеленовато-серые туфы обычно тонкослоисты и содержат мелкие остроугольные обломки излившихся пород диабазового и порфиритового состава, а также обломки минералов. Иногда в них наблюдаются довольно многочисленные также весьма мелкие осколки вулканического стекла и пемзы. Помимо таких включений, главная роль в породе принадлежит тонкозернистому агрегату, состоящему из кварца, полевых шпатов и мельчайших чешуек хлорита.

Буровато-желтые или желто-бурые туфы отличаются обилием очень разнообразного состава угловатых обломков минерала и излившихся пород, в общем отвечающих составу диабазов и порфиритов. Оскольчатый характер обломков ясно указывает на принадлежность их к типичным

туфам, а размеры их значительно варьируют как в пределах одного образца, так и в смежных прослоях.

Весьма типичны белесые туфы, состоящие из тончайших стекловатых пепловых частиц, превращенных в тончайший агрегат кварцевых зерен и пелитовых агрегатов, иногда с примесью мельчайших чешуек хлорита, сцементированных тонкозернистым кремнистым материалом. Пепловые частицы обладают характерными очертаниями осколков вулканического стекла, разорванного газовыми пузырьками. Нередко породы подвергаются весьма интенсивным процессам окремнения и каолинизации или карбонатизации.

Столь же разнообразны по особенностям строения и состава шлаковые образования, среди которых можно выделить три характерных типа пород: 1) пузыристые и миндалекаменные шлаки, 2) лавовые брекчии и 3) эвтакситы.

Пузыристые и миндалекаменные шлаки — весьма пестрый комплекс пород, состав которых зависит от породы, образующей покров. Такого рода шлаки представлены чаще всего ноздреватыми породами, в которых размеры пор или пустот, овальных или почти правильно округлых, а иногда и весьма причудливых очертаний, варьируют от долей сантиметра до 2—3 *см*. Во многих случаях шлаки приобретают вид миндалекаменных пород, в которых пустоты заполнены кальцитом, халцедоном, кварцем, цеолитами, пренитом, хлоритом или эпидотом, а иногда самородной медью.

Как пористые, так и миндалекаменные шлаки нередко содержат угловатые, линейно-вытянутые или причудливых очертаний включения размером от 1—2 до 10—15 *см*, представленные обычно буроватой или темно-серой стекловатой массой, слабо раскристаллизованной или содержащей немногочисленные редко рассеянные вкрапления олигоклаза или андезина. Постоянно присутствуют также красновато-бурые включения, состоящие из тонкозернистой массы халцедона или тонкозернистого кварца, пропитанной гидроокислами железа, придающими породе красноватую окраску. Природа таких включений различна. Частично это раскристаллизованные стекла, о чем можно судить по сохранившимся вкрапленникам плагиоклазов. Другие включения являются либо обломками красноцветных пород, либо продуктами осадочной седиментации, развивающейся непосредственно вслед за формированием лавового потока с его сложно построенной кровлей. О таких образованиях писали, в частности, J. E. Richey (1937) и E. B. Bailey (1924), указавшие их в третичных лавах островов Мулл и Скай в Шотландии, К. В. Радугин (1937) — в девонских лавах окрестностей г. Красноярска. В последнее время значение их подчеркнул Г. Н. Бровков.

Так или иначе, совершенно несомненна строгая приуроченность всех этих разнородных красноцветных включений к верхней части отдельных покровов, где они сосредоточиваются в пределах зоны типичных шлаковых образований, содержащих разнообразные пустоты, либо свободные от вторичного заполнения, либо изобилующие кальцитом, хлоритом и другими минералами.

Лавовые брекчии развиты среди покровов очень неравномерно. Они то полностью отсутствуют, то встречаются небольшими участками, а иногда образуют почти нацело отдельные покровы. В отличие от туфовых брекчий, сцементированных кластическим детритусовым материалом, лавовые брекчии цементируются той изверженной породой, обломки которой в них содержатся. Размеры обломков варьируют от 0,5—1,0 до 5—6 *см* и более, их форма обычно остроугольная, многогранная. Обломки и цемент, как правило, отличаются либо по окраске, либо по

некоторым особенностям строения и состава. Контуры обломков чаще всего резкие, но нередки и неясные переходы, сближающие такие породы с брекчиями трения, хотя они и встречаются среди покровов. Такие брекчии развиты и в краевых зонах плагиопорфировых штоков, в частности на Копьевском поднятии.

Довольно близки к обычным лавовым брекчиям также эвтакситы. Они отличаются главным образом весьма причудливыми очертаниями обломков и весьма непостоянными отношениями между обломками и цементирующей основной массой. Границы, отделяющие отдельные обломки от цемента, то резки, то связаны совершенно постепенными переходами, а состав их в целом вполне соответствует составу пород, образующих покровы. Сопровождение такими такситовыми породами верхних частей покрова весьма обычно.

Среди разнообразных продуктов девонской вулканической деятельности Минусинского прогиба следует указать еще гидротермалиты, представленные кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и зонами, эпидозитами и карбонатными жилами и иными минеральными ассоциациями, ясно указывающими на то, что девонские вулканы сопровождались различными термами, а вероятно, также и фумаролами.

Заканчивая описание состава продуктов девонской вулканической деятельности, приведем некоторые сравнительные данные.

Общей типичной чертой Минусинского прогиба следует считать преимущественно базальтовый состав сосредоточенных в его пределах девонских лав. Кислые лавы здесь играют относительно небольшую роль, а лавы, пересыщенные кремнеземом, практически отсутствуют.

Представленная на рис. 10 петрохимическая диаграмма дает наглядное представление об этом и подтверждает сведения, изложенные в очерке типовых разрезов девонской вулканогенной серии Минусинского прогиба.

На этой диаграмме видна и другая характерная черта девонских лав, отмеченная при описании состава продуктов девонской вулканической деятельности, а именно тесная ассоциация основных лав с щелочными породами. Девонская вулканогенная формация Минусинского прогиба, таким образом, является не просто базальтовой, а скорее трахибазальтовой, если иметь в виду, что выделение только порфировой или порфировой и базальтовой формаций недостаточно и что необходимо давать более детальную классификацию вулканогенных формаций. В той классификации, которая предложена в этом плане для магматических формаций Ю. А. Кузнецовым (1964), девонская вулканогенная формация Минусинского прогиба отнесена к группе трахиандезитовых формаций.

Предпринятая А. А. Моссаковским (1963) попытка выделить на территории Минусинского прогиба еще и порфировую формацию, расположенную на окраинах прогиба, весьма интересна, но для ее подтверждения необходимо иметь более строгие данные о возрасте гранитных интрузий, относимых многими исследователями к девону, чем те, которыми можно располагать в настоящее время.

Нельзя не обратить внимание на то, что именно распространение гранитных интрузий на поднятиях, обрамляющих Минусинский прогиб, служит одним из главных оснований для выделения порфировой формации. Мы уже отмечали выше, что для излившихся пород, образующих девонскую вулканогенную серию, а также для сопровождающих эти породы пирокластических накоплений можно отметить, скорее, общую асимметрию строения прогиба, с которой связано распространение основных пород преимущественно на западе и северо-западе прогиба,

а более кислых — на востоке и юго-востоке. Но такая закономерность размещения вулканогенных пород не подтверждает общего принятого взгляда, согласно которому базальтовая формация сосредоточена в центральных частях прогиба, а порфировая — на его периферии. К тому же, говоря о «кислых породах» Минусинского прогиба, следует иметь в виду сделанные выше замечания о том, что породы, пересыщенные кремнеземом и содержащие его в свободном виде, практически отсутствуют в разрезах девонской вулканогенной серии прогиба. Тем не менее сама по себе поддерживаемая А. А. Моссаковским идея вероятной смены базальтоидных лав более кислыми на поднятиях, несомненно, заслуживает внимания и дальнейшего развития, так как соответствующие закономерности в распределении лав различного состава могут быть отмечены, хотя они не дают пока еще, как нам кажется, прочных оснований для выделения самостоятельной порфировой формации, расположенной на поднятиях Минусинского прогиба.

Взаимоотношения между различными типами девонских вулканогенных пород Минусинского прогиба и их последовательная смена в разрезе позволяют указать на то, что дифференциация базальтовой магмы в недрах прогиба происходила в магматических резервуарах или камерах, существовавших сравнительно долго и возникших еще до начала излияний. Поэтому первые же порции расплавов, проникших на поверхность, оказались уже сравнительно разнообразными и отличались по составу от типичных базальтов обилием крупных кристаллов лабрадора, выкристаллизовавшегося в сравнительно спокойной обстановке и затем подвергшегося резорбции в процессе излияния. Вследствие этого нижнюю часть разреза девонской вулканогенной серии обычно образуют лабрадоровые порфириты. Более поздние образования представлены преимущественно базальтами и сопровождающими их туфами и брекчиями, господствующими в верхней части разреза.

В этой общей смене состава излияний, устанавливаемой далеко не повсеместно и нередко осложняемой дополнительными явлениями, щелочные породы тяготеют к заключительным стадиям развития вулканической деятельности. Часто такую же роль играют и плагиопорфиры, что, впрочем, в известной степени объясняется как в том, так и в другом случае преимущественной принадлежностью этих пород к корневым зонам вулканогенных толщ. Среди таких толщ они обычно образуют различного рода штоки, некки, дайки и иные интрузивные тела, представляющие собой заполнения магматическими отщеплениями тех камер и полостей, которые существовали в течение длительного времени в период образования лавовых и эксплозионных накоплений.

Сравнивая разнообразные продукты девонской вулканической деятельности, необходимо обратить внимание на то, что закономерности пространственного размещения вулканогенных пород основного и более кислого состава показывают полную несостоятельность представлений о возможной гомодромной или антидромной последовательности циклически повторяющихся извержений лав. Но и изучение последовательного развития в вертикальном разрезе, иначе говоря, во времени, подтверждает сложность взаимоотношений между породами различного состава, отнюдь не укладывающихся в рамки стандартных представлений о циклическом развитии вулканической деятельности.

Здесь, в пределах Минусинского прогиба, так же как и во всей Саяно-Алтайской области, закономерности размещения вулканогенных образований в пространстве и во времени целиком определяются особенностями геологического строения и геологического развития образующих прогиб структур.

ПОЗДНЕДЕВОНСКАЯ И РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

После активного развития в нижнедевонскую эпоху и в эйфельский век вулканическая деятельность на территории Минусинского прогиба практически прекратилась, и следов излияний или вообще каких-либо извержений в его пределах не устанавливается ни в живетское время, ни позднее. Тем не менее имеются различные указания на присутствие туфового материала, наблюдаемого в виде примеси в терригенных кластических породах живета и верхнего девона. В большинстве случаев при этом ссылаются на находки «туфогенных» пород, но под таким названием скрываются весьма разнообразные породы, содержащие более или менее значительную примесь кластического материала, представленного обломками излившихся пород и их туфов. Достоверность этих указаний невелика, так как кластический материал таких пород переотложен и может быть заимствован из вулканогенных пород, подвергшихся разрушению вследствие денудации, происходящей на поднятиях одновременно с накоплением осадков в прогибах, т. е. в результате конседиментационного развития структур, столь типичного для Минусинского прогиба. Вообще, когда речь идет о «туфогенных породах», то всегда остается неясным, насколько точны определения, позволяющие автору такого названия утверждать, что такая-то часть кластических зерен попала в породу в результате обычного переноса материала текучими водами, а такая-то представляет собой вулканические выбросы. Если к тому же учесть, что сами вулканические выбросы, особенно пепловый материал, после вулканических извержений немедленно подвергаются переносу дождевыми водами, ручьями и временными водотоками, то как, спрашивается, можно отличить «туфогенную часть» породы от «терригенной». По-видимому, надежно отличить пепловый материал, попавший в осадок, можно лишь тогда, когда этот материал представлен стекловатыми пепловыми частицами, сохраняющими типичные для них оскольчатые очертания. Во всяком случае, при определении «туфогенной» природы осадочных пород должны быть даны какие-то обоснования, более серьезные, чем просто ссылка на присутствие в них обломочного материала, представленного излившимися породами и их туфами. Да и вообще само название «туфогенный», как уже неоднократно указывалось (Быковская и др., 1962; Кваша, 1962), весьма неудачно, так как непонятно, как порода может быть «туфом рожденной». Не бессмыслица ли это?

Возвращаясь от этих терминологических проблем к конкретной характеристике развития вулканической деятельности в Минусинском прогибе, следует подчеркнуть, что вопрос об участии туфового материала в осадочных породах среднего и верхнего девона сейчас находится в самой ранней стадии разработки и требует дальнейшего изучения.

Более определенные и ясные данные получены в результате исследований И. С. Боровской и М. И. Грайзера нижнекаменноугольных проявлений вулканической деятельности. Они обнаружили среди нижнекаменноугольных отложений различной мощности пласты разнообразных пепловых туфов и туффитов, подвергшихся более или менее интенсивным вторичным изменениям.

Наименее измененные породы представлены, по данным И. С. Боровской, витрокластическими пепловыми туфами и туффитами с ясно различимыми под микроскопом контурами пепловых частиц, имеющих вид остроугольных палочек, рогулек, лапиллей и вулканических бомбочек, погруженных в связующую их пелитоморфную основную массу.

Неизмененное вулканическое стекло имеет показатель преломления 1,533, а по данным химических анализов содержит от 60 до 80% кремнезема. Таким образом, пепловые вулканические выбросы в нижнекаменноугольных отложениях имеют кислый и, может быть, отчасти средний состав. Обломочные примеси в туфогенных породах, по данным И. С. Боровской, представлены главным образом кварцем и полевыми шпатами, хлоритом, кремнистыми и эффузивными породами и по происхождению весьма неоднородны. Наряду с обычными терригенными кластическими зернами встречаются сильно удлиненные оскольчатые, весьма сходные с пепловыми частицами, идиоморфные кристаллы и обломки с оплавленными краями, т. е. с различными признаками, указывающими на их вулканическое происхождение. Тем не менее ясно разграничить оба типа зерен нельзя.

Вулканическое стекло туфов и туффитов более или менее девитрифицировано и замещено альбитом, кварцем, хлоритом, кремнистым и железистым материалом. Измененные участки имеют причудливые очертания и различные размеры. Легче всего замещается связующая пепловые частицы основная масса породы, на фоне которой нередко прекрасно вырисовываются контуры совершенно изотропных пепловых частиц. При дальнейшем развитии процесса эти частицы также изменяются, и в конечном итоге порода полностью утрачивает признаки пеплового строения и превращается в более или менее однородную глинисто-кремнистую, а иногда, в связи с развитием процессов карбонатизации, в глинисто-карбонатную массу.

В целом хотя для нижнекаменноугольной эпохи устанавливаются признаки развития вулканической деятельности, тем не менее не остается сомнений в том, что эта деятельность была связана с вулканическими аппаратами, существенно удаленными от мест современного накопления пеплового материала в Минусинском прогибе.

Попытки оценить возможные источники пеплового материала привели к заключению о том, что они, вероятно, располагались где-то на юго-востоке, так как именно в этом направлении возрастает содержание пепла в разрезе Минусинского прогиба. Высказываются также соображения о вероятном привносе пеплового материала и из более удаленных районов, расположенных за пределами СССР, на территории Монголии (Грайзер, 1963). Опорой для такого рода высказываний служит бесспорный факт резкого возрастания роли пеплового материала в нижнекаменноугольных отложениях Тувы, где они входят в состав так называемой «звенящей формации», выделенной под этим названием И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой (1932) и содержащей многочисленные прослои туфов, «звенящих» при ударе молотком.

Вероятные признаки нижнекаменноугольной вулканической деятельности на территории прогиба неоднократно указывались автором данного очерка в связи с тем, что еще в 1949 г. им была установлена принадлежность флюоритов Журинского месторождения к осадочным образованиям, весьма сходным с ратовкитами Подмосковья, известными по описаниям А. П. Карпинского (1915) и многих других исследователей. До этого И. И. Молчанов и И. С. Лапковский (1937) Журинское месторождение считали гидротермально-метасоматическим.

Новый взгляд на происхождение флюоритовых пластов, залегающих среди нижнекаменноугольных отложений, заставил по-новому подойти и к проблеме источников фтора, обнаруженного в осадочных толщах и, несомненно, принимавшего участие в процессах седиментации, развивавшихся в нижнекаменноугольном лагунно-морском бассейне. Были высказаны соображения (Лучицкий, 1957_1, 1960) о том, что

появление ратовкитов в нижнекаменноугольных отложениях, вероятно, связано с выносом фтора фумаролами и, таким образом, их происхождение, в общем, аналогично происхождению ратовкитов Подмосковья, предположенному А. П. Карпинским (1915), а затем А. Н. Чураковым (1947). Сейчас хорошо известно, что фтор в огромных количествах выделяется в результате фумарольной деятельности и что, например, в долине Десяти Тысяч Дымов близ Катмайского вулкана в течение года выносится до 200 000 *т* фтористого водорода (Zies, 1929).

Следовательно, обогащение придонных частей водных бассейнов фтором, вынесенным из недр фумаролами, представляется вполне реальным процессом, который, собственно, и мог способствовать образованию осадочного флюорита в нижнекаменноугольных отложениях Минусинского прогиба. Если придерживаться такой точки зрения, которая нам представляется вполне вероятной, то мы должны допустить развитие в это время вулканической деятельности, связанной с активными фумарольными выделениями, непосредственно на территории прогиба.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Верхнепалеозойская вулканическая деятельность, рассматриваемая в том широком плане, о котором было сказано в общем обзоре распространения вулканогенных образований, проявилась на территории Минусинского прогиба весьма своеобразно. Во-первых, она локализовалась в основном в пределах северной части прогиба и тяготела к крупному Копьевскому поднятию внутри Чулымо-Енисейской впадины (Лучицкий, 1957$_4$). Во-вторых, она была проявлена сравнительно однородными по составу породами базальтового ряда, содержащими во многих случаях включения перидотитов и иных пород — вестников больших глубин. В-третьих, верхнепалеозойская вулканическая деятельность совершенно лишена каких-либо ясных признаков излияния лав на дневную поверхность.

К верхнему палеозою в известной мере условно, поскольку верхняя возрастная граница пород не определена, относятся базальты, образующие некки и дайки, впервые отмеченные Я. С. Эдельштейном (1915) в районе оз. Черного. В дальнейшем А. Н. Чураков (1932) обнаружил, что они широко распространены в Чулымо-Енисейской впадине. Некки и дайки пересекают верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения Минусинского прогиба и встречены также в виде секущих тел среди предположительно пермских осадочных толщ. В юрских отложениях они не были обнаружены, а триасовые отложения, как известно, в Минусинском прогибе отсутствуют. Таким образом, по возрасту базальты, в общем, сопоставимы с траппами Сибирской платформы и могут быть отнесены к эпохе, охватывающей верхний палеозой и, может быть, частично начало мезозоя.

Дайки базальтов обычно небольшой мощности, иногда лишь несколько метров, в основном не более 10—15 *м*. Но нередко они имеют значительное протяжение — сотни метров, а возможно, и километров. Часто дайки группируются взаимно параллельно. Базальтовые некки имеют вид типичных трубок с почти правильным округлым, эллипсоидальным или овальным, поперечным сечением, иногда несколько усложненным небольшими апофизами. Размеры некков достигают 150 *м* в поперечнике. В целом между дайками и некками наблюдаются разнообразные переходы.

В петрографическом отношении базальты некков и даек сравнительно однообразны. Главнейшие отличия между ними определяются степенью вторичных изменений или кристалличности, и лишь в сравнительно редких случаях привлекают внимание отклонения минералогического состава.

Наиболее обычны свежие базальты черной окраски, богатые стекловатым базисом. В стекле располагаются многочисленные мелкие (не более 3 *мм*) преимущественно идиоморфные кристаллы оливина и пироксена, реже лабрадора. В витрофировой основной массе базальтов среди обильного стекловатого базиса рассеяны мелкие лейсты лабрадора и зернышки моноклинного пироксена и магнетита. Помимо этих минералов, обычно присутствуют также апатит и вторичные минералы — серпентин, хлорит, серицит и карбонаты. Структура пород, в общем, порфировая, основной массы — криптокристаллическая или витрофировая, иногда трахитоидная, а в наиболее зернистых породах — интерсертальная или долеритовая. Оптические свойства главных минералов следующие. Оливин: $-2V=64°$, $Ng-Np=0{,}046$ и $Nm=1{,}812$ ($65Fe_2SiO_4$); пироксен: $+2V=42°$, $cNg=43°$, $Ng-Np=0{,}028$ (что соответствует En : Wo : Fs = 37 : 36 : 27).

Существенно отличаются от обычных базальтов габбро-диабазы, содержащие анальцим, установленный нашими исследованиями не только в районе оз. Черного, где он наблюдался в аналогичных породах Я. С. Эдельштейном (1915) и Л. Г. Котельниковым (1936), но и в других местах, в частности в районе пос. Кожикова и на левом берегу р. Черный Июс в приустьевой его части (Лучицкий, 1957[4]). Особое внимание привлекает также базальт, образующий некк около пос. Бараджуль. В этом базальте содержатся редкие включения совершенно прозрачного стекловатого минерала, обладающего оптическими свойствами, весьма близкими к свойствам адуляра. В последнее время Н. А. Охапкин и В. Л. Чубугина (1960), а затем А. Ф. Струкуленко и Н. Е. Дедюхин (1961) отметили, что близ пос. Ключи на стрелке Черного и Белого Июсов имеется небольшой шток, сопровождаемый серией долеритовых и базальтовых даек, смещенных вдоль многочисленных разломов, сложенный эссекситовыми диабазами, содержащими титан-авгит, часто с эгирин-авгитовой каймой, плагиоклаз, баркевикит и биотит, а также калиево-натровый полевой шпат и анальцим. В этой породе, имеющей габбро-офитовую структуру, отмечены также эгирин, апатит, магнетит и вторичные минералы — хлорит, карбонаты, цеолиты и иддингсит. Предполагается, что породы штока близки к тешенитам, описанным И. П. Рачковским, хотя сами авторы указывают на разнообразные особенности состава и строения, отличающие эти породы от тешенитов. Просмотренные нами шлифы пород штока показали, что в эссекситовых диабазах, которые А. Ф. Струкуленко и Н. Е. Дедюхин предлагают называть оливиновым тешенитом, нет типичной для описанных И. П. Рачковским тешенитов игольчатой баркевикитовой, частью синеватой щелочной роговой обманки, образующей весьма характерную для этих пород ажурную сетку резко удлиненных кристаллов, в ячейках которой размещаются остальные минералы, в частности обильный анальцим, скопления которого ясно различимы даже макроскопически и являются весьма приметной особенностью строения породы, отмеченной еще И. П. Рачковским (1915).

Кроме того, типичной особенностью пород базальтового ряда является содержание ксенолитов разнообразных пород, в том числе перидотитов, до наших исследований, проведенных в 1951 г., никем из исследователей (ни Я. С. Эдельштейном, ни А. Н. Чураковым,

ни Л. Г. Котельниковым) не отмеченных. Эти ксенолиты были обнаружены и в некках, и в дайках. Характерно резкое отличие состава ксенолитов от состава пород, вмещающих базальтовые некки и дайки. В некках и дайках, залегающих среди верхнедевонских красноцветных отложений, ксенолиты часто представлены серыми мергелями и известняками, типичными для среднего отдела девонской системы.

Среди включений присутствуют также зеленовато-серые кремнистые породы, напоминающие кембрийские отложения. Картина сопровождающего внедрение базальтов массового выноса кластического материала из глубоких недр дополняется присутствием среди обломков также перидотитовых включений размерами в поперечнике 20—25 *см* и крупнее. Контактная оторочка включений местами сопровождается закаленной зоной витрофирового базальта шириной 5—7 *мм*, а иногда и тоньше. Зерна оливина в ксенолитах достигают размера 1—3 *мм*. Нередко он совершенно прозрачен или почти не затронут вторичными изменениями и имеет $-2V=88°$, $Nm=1{,}684$, $Ng-Np=0{,}038$, что соответствует хризолиту с 20—25 Fe_2SiO_4. Моноклинный пироксен представлен ксеноморфными зернами, несколько меньшими, чем оливин. Он имеет $+2V=50°$, $Ng-Np=0{,}028$, $cNg=46°$, $Nm=1{,}752$, что примерно соответствует составу Еп : Wo : Fs = 10 : 30 : 60. Помимо перечисленных минералов, в перидотитах наблюдаются кристаллы зеленой шпинели и хромита, а также серпентин.

В группе даек, расположенных на левом берегу р. Черный Июс в 2 *км* от моста, Н. А. Охапкин и В. Л. Чубугина (1961) отметили, кроме того, включения полевошпатовых и эклогитоподобных пород. По их данным, полевошпатовые породы состоят из андезина с каплевидными включениями циркона, магнетита, апатита и изредка пироксена. Эклогитоподобные породы содержат изометричные зерна зеленого плеохроичного хром-диопсида ($cNg=37—40°$, $2V=58—60°$) и андезина, иногда антипертитового. Кроме того, в этих породах присутствуют включения циркона в андезине, рудный минерал с каймой сфена, апатит и перовскит. Зерна хром-диопсида по краям местами замещены темно-зеленой роговой обманкой. Отмечены также ксенолиты, состоящие из скоплений листочков флогопита.

В искусственном шлихе, отмытом из дробленого материала, Н. А. Охапкин и В. Л. Чубугина обнаружили гранат пироп-альмандинового ряда с показателем преломления, меньшим 1,767, и спектральной примесью хрома.

Более точные сведения о гранатах из Терегешского некка (трубки) привели А. В. Крюков и З. В. Крюкова (1962), определившие, что в протолочках из перидотитовых и пироксенитовых включений имеются две разновидности пиропов — оранжевая с показателем преломления $1{,}737<N<1{,}754$ (в среднем $1{,}745\pm0{,}009$) и розово-красная — $1{,}718<N<1{,}737$. Обе разновидности весьма сходны с теми, которые известны в эклогитах из Якутских алмазоносных трубок.

Интересные новые данные о морфологии базальтовых некков (трубок) получены в результате детального изучения Н. Т. Калмыковым (1963). Он установил, что базальты трубок обычно кольцеобразно окаймлены туфами, содержащими обломки осадочных пород, базальтов, реже вулканического стекла, зерен моноклинного пироксена, кварца и полевых шпатов. В цементе туфов развиты кальцит с примесью хлорита, гидроокиси железа и иногда анальцим. Туфы залегают в стенках трубок и отделены от базальтов вертикальным контактом, а от вмещающих пород — поверхностью круто, под углом от 5 до 15°, наклоненной в сторону базальтов. Следовательно, они имеют воронкообразную форму. Один

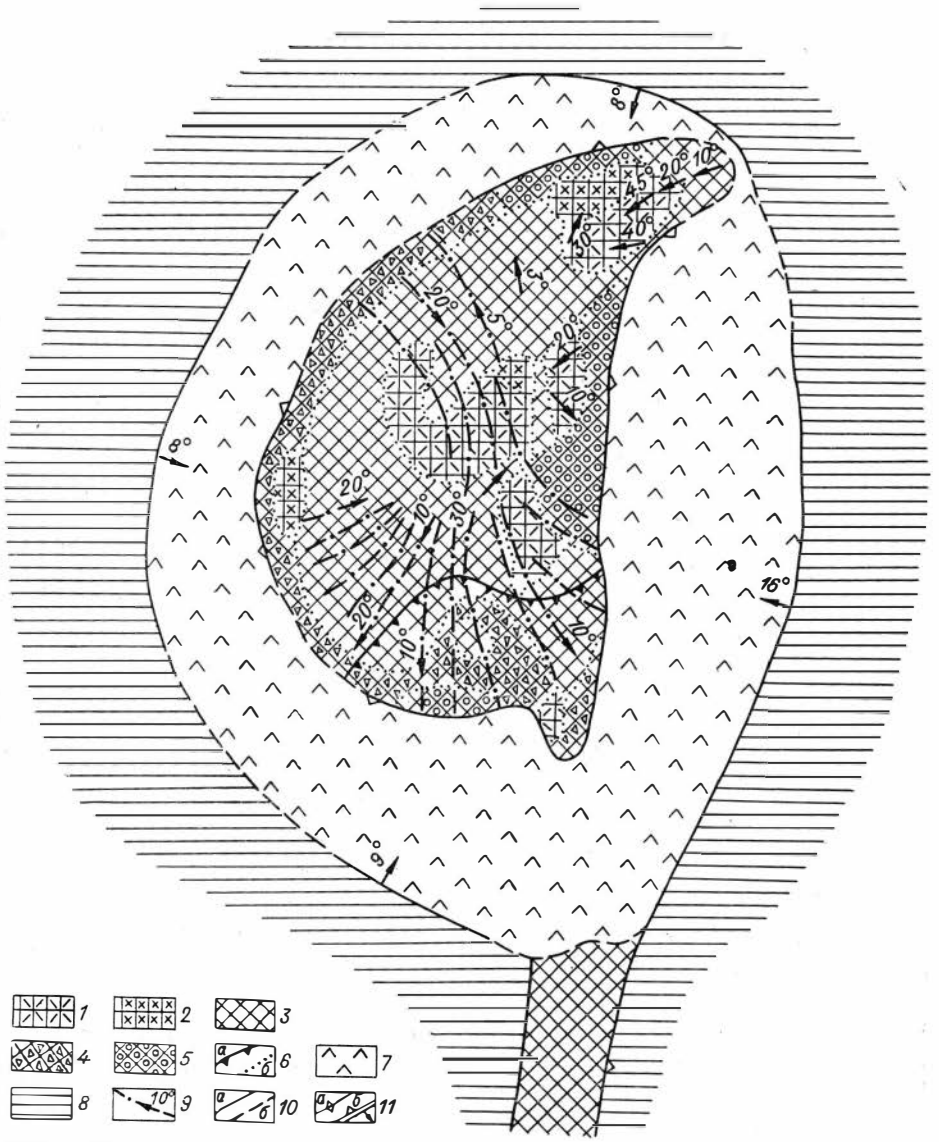


Рис 11. Бараджульская вулканическая трубка (по Н. Т Калмыкову, 1963).

1 — 5 — основные разновидности оливиновых базальтов: *1* — мелкозернистые порфировые базальты с интерсертальной структурой и большим количеством стекла в основной массе (группа 3); *2* — мелкозернистые порфировые меланократовые базальты (группа 5); *3* — тонкозернистые порфировые базальты (группа 6); *4* — тонкозернистые олигофировые базальты с брекчиевидной микроструктурой (группа 7); *5* — тонкозернистые афировые миндалекаменные базальты с брекчиевидной микроструктурой (группа 8); *6* — фациальные границы: *а*) участки наибольшего скопления ксенолитов (берг-штрихи направлены во внутрь участка), *б*) границы между отдельными группами базальтов; *7* — вулканические туфы основного состава; *8* — вмещающие красноцветные отложения туранской серии (D_3 tur); *9* — ориентировка столбчатой отдельности базальтов; *10* — геологические границы: *а*) наблюдаемые, *б*) предполагаемые; *11* — залегание поверхности контакта с указанием направления и величины угла наклона: *а*) вертикальное и субвертикальное (85—90°), *б*) с большими углами наклона (75—85°), слабо наклонное (до 15°).

из двух примеров, иллюстрирующих в работе Н. Т. Калмыкова (1963) строение трубок в плане, приведен в несколько схематизированном виде на рис. 11.

Итак, после публикации в 1957 г. сведений о своеобразном строении и составе некков и даек Минусинского прогиба и сходстве их с алмазоносными трубками Южной Африки и Сибирской платформы (Лучицкий, 1957_4) получены разнообразные данные, подтверждающие этот вывод. Внимание к этим трубкам вполне естественно, так как значительная близость их к алмазоносным трубкам несомненна. Имеются также определенные черты их сходства с гранатсодержащими трубками Чехии (Копецкий, 1960). Базальтовый состав трубок Минусинского прогиба и отсутствие типичных кимберлитовых образований делают подобную аналогию с чешскими трубками вполне вероятной. Тем не менее по-прежнему необходимо весьма внимательно изучать возможности обнаружения именно кимберлитовых трубок на территории прогиба и в его обрамлении, так как вполне возможна ассоциация таких трубок с теми, которые сейчас известны в пределах прогиба.

Возобновившийся интерес к неккам и дайкам Минусинского прогиба способствовал появлению первых сведений об абсолютном возрасте этих тел. Имеющиеся сейчас данные весьма противоречивы, но интересны: для Бараджульского некка определен К — А-методом возраст адуляра, равный 21,44 млн. лет, биотита — 345 млн. лет; для Терегешской трубки U—Pb—Th-методом определен возраст ультраосновных включений, равный 545 ± 55 млн. лет (Крюков, Шелковников, Волобуев, 1962).

Петрохимия пород базальтового ряда иллюстрируется приведенными табличными данными и диаграммой (см. рис. 10). Состав базальтов, в общем, близок к типичным платобазальтам по Р. Дэли, хотя имеются определенные отклонения к щелочным породам (например, трахидолерит пос. Бараджуль), что известно уже давно (Лучицкий, 1957_4). Наблюдаемые сравнительно резкие отклонения к ультраосновному ряду вызваны в большинстве случаев присутствием перидотитовых включений в породах, подвергшихся анализу, хотя, по-видимому, справедливы указания некоторых исследователей (Охапкин, Чубугина, 1960; Калмыков, 1963) на то, что некоторые базальты отличаются меланократовым составом и напоминают лимбургиты.

ТУВИНСКИЙ ПРОГИБ

Как и в Минусинских впадинах, в Тувинском прогибе распространены преимущественно девонские вулканогенные образования, наряду с которыми известны и нижнекаменноугольные пирокластические породы. Верхнепалеозойские породы, связанные происхождением с вулканической деятельностью, здесь пока не обнаружены, но имеются указания на присутствие в Туве интрузивных пород, секущих нижнекаменноугольные отложения. Такие интрузивные породы могут относиться к верхнему палеозою, но, поскольку наше изложение ограничивается главным образом вулканогенными породами, сведения об этих интрузиях в дальнейшем сообщаются лишь в самом сжатом виде по данным А. П. Кривенко (1963). Девонские вулканогенные породы залегают либо несогласно на подстилающих отложениях, либо отделены от них перерывом. Но в отличие от Минусинского прогиба здесь известны также разрезы, в которых девонские отложения связаны постепенными переходами с подстилающими их силурийскими толщами, вследствие чего залегающие в таких переходных толщах вулканогенные породы могут принадлежать не только девонской, но, по крайней мере частично, и силурийской системе.

СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РАЗРЕЗОВ

Девонские вулканогенные образования Тувинского прогиба относятся главным образом к нижнему девону и входят в состав кендейской, а на северо-востоке кызылбулакской серии. Предполагается, что верхняя часть разреза кызылбулакской серии относится к среднему отделу девонской системы. Среднему девону, возможно, принадлежат также вулканогенные образования, известные в саглинской свите, непосредственно подстилающей слои с эйфельской фауной таштыпского типа.

Нижнедевонские отложения, в состав которых входят вулканогенные образования, почти повсеместно залегают на фаунистически охарак-

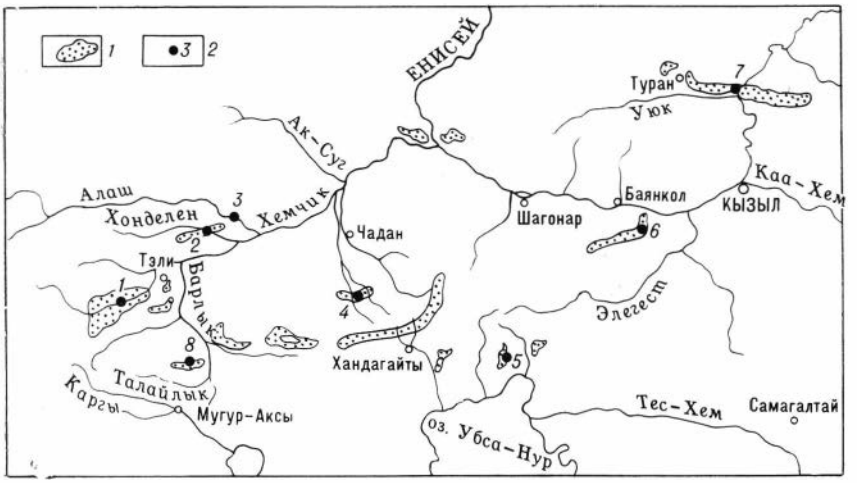


Рис. 12. Расположение изученных разрезов вулканогенных образований Тувинского прогиба:

1 — площади распространения вулканогенных пород; *2* — изученные разрезы.

терпзованных осадочных породах силура в южных районах Тувы согласно, в остальных районах почти повсеместно отделяясь от них перерывом, а в ряде случаев и угловым несогласием. Угловое несогласие отмечено на севере ур. Кызыл-Джара И. М. Варенцовым (1959), а в районе г. Турана оно наблюдается с полной очевидностью. Особо следует указать на угловое несогласие, разделяющее силурийские и девонские отложения на крайнем юго-западе Тувы (р. Пиче-Теректы, впадающая слева в р. Талайлык), где самые нижние горизонты девонского разреза относятся, по данным Г. И. Ивановой, к эйфельскому ярусу. Приводимые ею указания на присутствие таштыпской фауны в известняках, залегающих примерно в 350 *м* от подошвы девонского разреза, подтверждают представление о том, что в юго-западной Туве на силурийские отложения налегают не нижне-, а среднедевонские (эйфельские) отложения. Нами аналогичные таштыпским известняки, но без фауны, отмечены на еще более низком уровне, не превышающем 170 *м* от подошвы девонского разреза.

На юге Тувинского прогиба типичные разрезы девонских вулканогенных толщ располагаются (рис. 12) по рекам Кендей (пос. Арыг-Бажи), Улуг-Хондергей (верховье); в центральной части прогиба — в районе урочища Бай-Булун (Отук-Даш); на западе — по рекам Хемчик, Хонделен, Алаш; на северо-востоке — в районе г. Туран и пос. Усть-Уюк; своеобразие разреза юго-западной части Тувинского прогиба отмечено выше.

Ниже приведены главнейшие районы распространения в Тувинском прогибе девонских отложений, объединенных по признакам их отношений к силурийским толщам.

Разрезы	Отношение к подстилающим породам*	Свита и возраст отложений, подстилающих нижний девон
Самагалтай	≡	Хондергейская свита
Кендей	≡	» »
Улуг-Хондергей	≡	» »
Хадын	≡	» »
Бай-Булун	○○○	» »
Элегест	○○○	» »
Хемчик	○○○	Чергакская свита
Хонделен	○○○	» »
Алаш	○○○	» »
Туран	⩘	Разные горизонты силура
Усть-Уюк	⩘	Кембрийские интрузивные породы
Пиче-Теректы	⩘	Разные горизонты силура

Для южной части Тувинского прогиба, в которую входят разрезы р. Кендей (пос. Арыг-Бажи), р. Улуг-Хондергей, пос. Самагалтай и оз. Хадын, характерен совершенно постепенный переход от силурийских отложений к нижнедевонским и согласное залегание тех и других. В центральной части прогиба, где расположены разрезы урочища Бай-Булун и р. Элегест, при согласном налегании нижнедевонских отложений на силурийские в основании девонского разреза постоянно наблюдаются базальные конгломераты, мощность которых невелика. Залегают они на самой верхней (хондергейской) свите верхнего силура. В западной части Тувинского прогиба, охватывающей районы рек Хемчик, Хонделен, Алаш, также наблюдается перерыв, разделяющий силурийские и девонские отложения, и соответственно постоянное присутствие базальных конгломератов в основании девонских разрезов, но эти конгломераты налегают не на самые верхние, а на средние горизонты силура (чергакская свита). Для северо-восточной зоны (район г. Туран и пос. Усть-Уюк) характерен не только перерыв, но и угловое несогласие, отделяющее нижнедевонские отложения от силурийских, в связи с чем базальные конгломераты и другие породы низов девонского разреза налегают на различные горизонты силура или на кембрийские интрузивные породы. Такое же угловое несогласие отделяет среднедевонские вулканогенные толщи от подстилающих силурийских на крайнем юго-западе Тувы.

Вулканогенные образования Тувинского прогиба в подавляющем большинстве наблюдаются в виде системы покровов, сменяющих друг друга по вертикали и сложенных то однообразными, то изменчивыми по составу породами. Встречаются также пластовые тела, силлы, штоки и дайки вулканогенных пород.

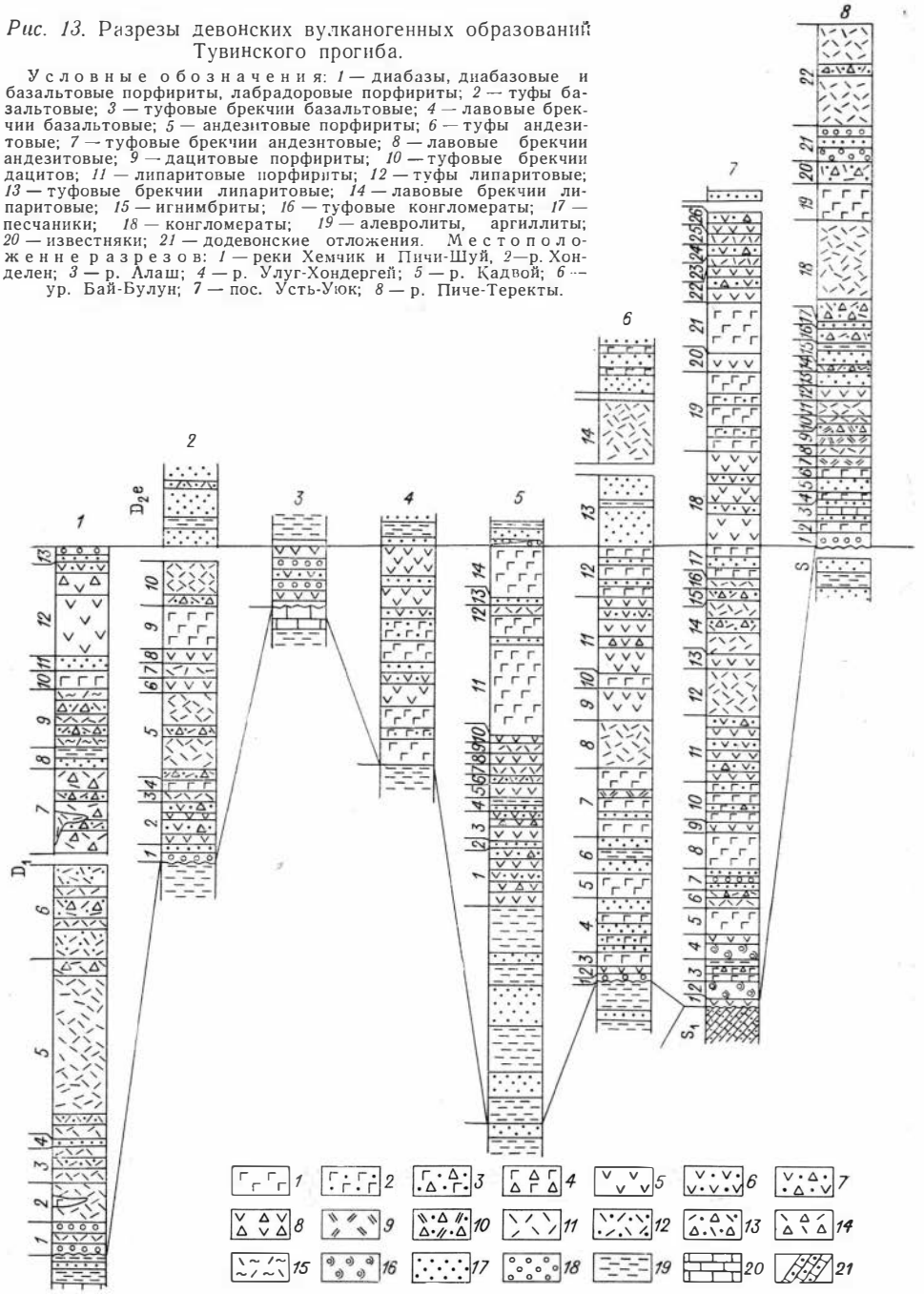
На **западе Тувинского прогиба** к наиболее полным разрезам вулканогенных образований относится разрез, расположенный в верховьях р. Хемчик, в 7 *км* к юго-западу от пос. Бай-Тал. Здесь на водоразделе рек Хемчик и Пичи-Шуй (рис. 13, колонка 1) нижнедевонская вулканогенная толща согласно залегает на палеонтологи-

---

* ≡ согласное залегание с постепенным переходом; ○○○ согласное залегание с перерывом и базальными конгломератами в основании девонского разреза; ⩘ угловое несогласие.

Рис. 13. Разрезы девонских вулканогенных образований Тувинского прогиба.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — туфы базальтовые; *3* — туфовые брекчии базальтовые; *4* — лавовые брекчии базальтовые; *5* — андезитовые порфириты; *6* — туфы андезитовые; *7* — туфовые брекчии андезитовые; *8* — лавовые брекчии андезитовые; *9* — дацитовые порфириты; *10* — туфовые брекчии дацитов; *11* — липаритовые порфириты; *12* — туфы липаритовые; *13* — туфовые брекчии липаритовые; *14* — лавовые брекчии липаритовые; *15* — игнимбриты; *16* — туфовые конгломераты; *17* — песчаники; *18* — конгломераты; *19* — алевролиты, аргиллиты; *20* — известняки; *21* — додевонские отложения. Местоположение разрезов: *1* — реки Хемчик и Пичи-Шуй, *2*—р. Хонделен; *3* — р. Алаш; *4* — р. Улуг-Хондергей; *5* — р. Кадвой; *6* — ур. Бай-Булун; *7* — пос. Усть-Уюк; *8* — р. Пиче-Тереты.



чески охарактеризованных силурийских отложениях (верхнечергакская свита по Е. В. Владимирской), представленных темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, которым подчинены небольшие прослои аргиллитов и мергелей. Вулканогенная толща круто (70°) падает на ЗСЗ 320—330°. Ее представляют следующие породы (снизу вверх):

1. Конгломераты, чередующиеся с покровами липаритовых порфиров, мощностью 10—15 *м* каждый, конгломераты средне- и крупногалечные, темно-серые и зеленовато-серые. Галька в них представлена преимущественно кварцем и темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками. Встречаются небольшие (до 10 *см*) линзы крупнозернистых песчаников. Размер гальки варьирует от 1—2 до 20 *см* и более. Цемент зеленовато-серый, песчаный. Мощность 130 *м*.

2. Порфиры и фельзит-порфиры плотные, желтовато-серые, слегка розоватые, с подчиненными им небольшими пластовыми телами диабазов. Мощность 160 *м*.

3. Покровы плотных лилово-серых порфиров с подчиненными им туфами. Общая мощность 160 *м*.

4. После небольшого необнаженного интервала выше по разрезу следуют разрозненные выходы серых и темно-серых песчаников среднезернистых, косослоистых. Мощность 20 *м*.

5. Толща плотных лилово-серых порфиров и фельзитов, в нижней части с прослоем лилово-серых, слегка белесых туфов мощностью до 50 *м*. Толща слагает большую часть водораздела рек Хемчик и Пиче-Шуй. Общая мощность 800 *м*.

6. Толща лилово-серых туфов и вулканических брекчий липаритового состава с подчиненными покровами плотных серых, зеленовато-серых липаритовых порфиров. Мощность 400 *м*.

Далее разрез прерывается долиной р. Хемчик, но его непосредственное продолжение прослеживается на противоположном берегу в обнажениях, расположенных на водоразделе р. Хемчик и его притока — р. Чиндозын. Элементы залегания пород в этой части разреза сохраняются почти такие же, как и на правом берегу р. Хемчик (падение 300°, ∠15°). Здесь у подножия горы, расположенной в 3,5—4 *км* юго-западнее оз. Мешкен-Куль и имеющей вид шатра благодаря ограничивающим ее почти со всех сторон распадкам и почти горизонтальному залеганию пород, разрез наблюдается в такой последовательности.

7. Толща вулканических брекчий и туфов с пластовыми телами и дайками плагиопорфиров и диабазов. В толще встречено несколько пластовых тел красновато-розовых плагиопорфиров и гранит-порфиров, которые по простиранию переходят в секущие тела. Вулканические брекчии серого или светло-серого цвета с лавовым, в отдельных местах туфовым цементом. Угловатые обломки брекчий преимущественно крупные (1—2 *м*). По составу среди обломков преобладают серые порфиры и порфириты, но встречаются также миндалекаменные порфириты и розовые плагиопорфиры. Толща заканчивается розовато-серыми агломератами с угловатыми и полуокатанными обломками пород размером от гравийных до 10 *см* и более. Сортировка обломков отсутствует, состав их разнообразный: зеленовато-серые и серые порфиры массивные и полосчатые, красновато-розовые и розовые плагиопорфиры, совершенно сходные с теми, которые были отмечены в нижней части разреза в виде пластовых и секущих тел. Общая мощность 350 *м*.

Противоположный склон шатровой вершины выходит в широкий лог, и продолжение разреза прослеживается на небольших хребтах, расположенных к юго-западу от вершины. Здесь видна (снизу вверх) такая серия пород.

8. Толща осадочных пород, в которой послойно и линзовидно переслаиваются серые песчаники и бурые алевролиты с подчиненными прослоями известняков. Толще подчинены частые прослои и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи 80—100 *м*.

9. Толща игнимбритов и вулканических брекчий с подчиненными покровами фельзитов. Игнимбриты светло-серые и зеленоватые, с многочисленными включениями типа фьямме, варьирующими по величине от нескольких миллиметров до 1—2 *см*. Вулканические брекчии зеленовато-серые или коричневато-серые, с небольшими обломками серых порфиров, фельзитов; обломки неправильной формы, часто оплавленные. Редко встречаются округлые бомбы до 10 *см* в поперечнике. Мощность 240 *м*.

10. Серия покровов диабазов и диабазовых порфиритов. В покровах наблюдается трехчленное строение: в нижней части (0,5—1 *м*) брекчии, в средней — плотные и в верхней — миндалекаменные породы. Мощность отдельных покровов 8—10 *м*. Общая мощность серии 80 *м*.

11. Серые тонкоплитчатые алевролиты и тонкозернистые песчаники с несовершенной горизонтальной слоистостью. Мощность 50 *м*.

12. Толща покровов зеленовато-серых андезитовых порфиров с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Шестигранные и остроугольные столбы обусловливают лестничную поверхность скальных выходов.

В верхней части толщи залегают лавовые брекчии порфиров, местами состоящие почти исключительно из обломков зеленовато-серых порфиритов. Размер обломков колеблется от 1—5 до 30—50 *см*. Часто в лаве и обломках видна полосчатость. Толща заканчивается серовато-белыми плитчатыми туфами. Общая мощность 380 *м*.

13. Пачка серых крупнозернистых алевролитов и серых песчаников. В верхней части пачки розовато-серый валунно-галечный конгломерат. Цемент поровый, песчаный, составляет незначительную часть породы. Обломки хорошо окатаны, преимущественно крупные, до 20—50 *см*, нередко до 1 *м* в поперечнике. Состав обломков: фельзиты, плагиопорфиры, порфиры, редко кварцевые порфиры. Мощность 70 *м*.

Этим заканчивается изученный нами разрез. Коренные выходы вулканической брекчии, расположенные на склоне горы, далее на север уже не нарушают его. Для междуречья Хемчик — Пичи-Шуй А. К. Савосина отмечает налегание на вулканогенную толщу красноцветных пород саглинской свиты. Повсеместное залегание последней под слоями с эйфельской (таштыпской) фауной хорошо известно. Мощность девонского вулканогенного разреза, по данным А. К. Савосиной, составляет 3200 *м*, что близко совпадает с приведенными выше сведениями, согласно которым мощность этого разреза достигает почти 3000 *м*. На рис. 13 (колонка 1) налегание саглинской свиты на вулканогенные породы показано по А. К. Савосиной.

Строение вулканогенных образований на западе Тувинского прогиба можно проследить также в разрезе (рис. 13, колонка 2), расположенном в среднем течении р. Хонделен, в 1 *км* к югу от одноименного поселка. Здесь непосредственно на известняках и алевролитах верхнего силура залегают мелкогалечные рассланцованные конгломераты, представляющие собой низы девонских отложений. Разрез прослеживается в крыле крупной моноклинали, в которой слои однообразно наклонены под углом 55° на ЮВ 130—135°, от пос. Хонделен на восток, по правому берегу одноименной реки. В разрезе устанавливается такая последовательность залегания слоев (снизу вверх):

1. Мелкогалечные буровато-серые конгломераты с небольшими (4—6 *м*) прослоями мелкозернистых песчаников. Кверху размер гальки увеличивается до 10—15 *см* в диаметре. Состав гальки однообразный: кварц и лилово-серые песчаники, редкая галька зеленокаменных пород. Мощность 70 *м*.

2. Вулканическая брекчия андезитов с покровами андезитовых порфиритов в нижней и средней частях пачки. Общая мощность пачки 180 *м*.

3. Покров светло-серых фельзит-порфиров с небольшими вкрапленниками полевых шпатов и кварца; в верхней части покрова породы приобретают красно-бурый цвет. Мощность 50 *м*.

4. Три покрова темно-серых диабазов. В верхних частях покровов небольшой мощности (0,5—1 *м*) шлаковая зона. Все покровы хорошо выделяются в рельефе, так как образуют на склонах уступы. Общая мощность 40 *м*.

5. После небольшого (около 10 *м*) необнаженного интервала прослеживаются пачки вулканических брекчий и покровы фельзит-порфиров. В нижней части этой толщи породы зеленовато-серые, с флюидальной текстурой и обломочной структурой, в средней части — лилово-серые, с редкими вкрапленниками полевых шпатов и еще реже — кварца, в верхней части — очень плотные, полосчатые, лилово-серые, с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Вся толща весьма однообразна. Мощность 360 *м*.

6. Покровы андезитовых порфиритов, лиловато-серых, с большим количеством вкрапленников полевых шпатов. Мощность 50 *м*.

7. Фельзиты полосчатые, светло-серые и белесые. Мощность 70 *м*.

8. Покровы андезитовых порфиритов, лиловато-серых, с обильными вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 50 *м*.

9. Серия покровов диабазов, зелено-серых, эпидотизированных. Мощность 190 *м*.

10. Вулканические брекчии и покровы фельзитов, серых и лилово-серых, с флюидальной текстурой. Мощность 190 *м*.

После почти 60 *м* перерыва следуют коренные выходы преимущественно красно-бурых мелко- и среднезернистых песчаников и красно-бурых алевролитов с прослоями зелено-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов и редкими прослоями небольшой мощности крупнозернистых песчаников и гравелитов. В этой пачке в 250 *м* от основания встречена пластовая залежь кварцевых порфиров мощностью около 15 *м*. Пачка осадочных пород входит в состав нижней части разреза толщи пестроцветных песчаников и алевролитов, имеющей общую мощность около 750 *м* и, по данным Н. Н. Предтеченского, подстилающей слои с таштыпского типа эйфельской фауной. В нижней трети этой толщи Н. Н. Предтеченский отмечал покров кварцевых порфиров мощностью около 20 *м*, выше и ниже которого встречены остатки девонской флоры.

Разрез по р. Алаш (рис. 13, колонка 3) приведен по данным Г. Н. Бровкова, который указывает, что здесь на палеонтологически охарактеризованных силурийских отложениях с размывом залегает мощная толща эффузивно-осадочных образований нижнего девона, представленная переслаиванием конгломератов с покровами андезитовых порфиритов, вулканических брекчий и туфов. Мощность толщи около 400 *м*. Выше залегают пестроцветные породы, принадлежащие к эйфельскому ярусу среднего девона.

Сходными чертами обладает разрез нижнедевонских вулканогенно-осадочных образований (рис. 13, колонка 4), расположенный в верхнем течении р. Улуг-Хондергей.

В 3 *км* юго-восточнее г. Большой Кендергей, по левому берегу названной реки, в ядре крупной антиклинальной складки, ось которой погружается в восточном — северо-восточном направлении, выходят силурийские отложения, представленные внизу разреза зелено-серыми алевролитами, глинистыми сланцами и темно-серыми известняками

с обильной фауной брахиопод, а вверху — красноцветными песчаниками и алевролитами с прослоями известняков. На этих отложениях совершенно согласно залегают вулканогенные образования нижнего девона, представленные преимущественно покровами диабазов, диабазовых порфиритов, андезитовых порфиритов и их туфов с небольшими прослоями существенно осадочных пород. Мощность вулканогенной толщи в данном разрезе около 900 *м*.

В **южной части Тувинского прогиба** наиболее полный разрез нижнедевонских вулканогенно-осадочных образований расположен на междуречье рек Кадвой — Южный Торгалык, в 10 *км* к юго-востоку от пос. Арыг-Бажи (рис. 13, колонка 5). Он неоднократно изучался рядом исследователей (А. И. Левенко, Н. Н. Предтеченский, Г. Н. Бровков). Разрез интересен прежде всего тем, что именно отсюда известна нижнедевонская фауна рыб, найденная А. И. Левенко и определенная Д. В. Обручевым, позволяющая соответственно датировать возраст выделяемой здесь самагалтайской свиты. Эта свита в районе пос. Арыг-Бажи залегает согласно на пестроцветных песчаниках и алевролитах, сопоставляемых с силурийскими толщами р. Хондергей и пос. Самагалтай, где в 1946 г. А. И. Левенко впервые описал отложения силура данного района и собрал обильную фауну, которая, по определению Н. А. Штрейса и Е. П. Полевой, характерна для лудловского яруса (Левенко, 1960). В составе самагалтайской свиты преобладают бурые, серые, лилово-серые, буровато-серые, реже красно-бурые мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники и красно-бурые алевролиты, в которых некоторые исследователи отмечают примесь туфового материала. Общая мощность свиты здесь около 900 *м*.

Разрез вулканогенных пород следующий.

1. Начинается он залегающей согласно на самагалтайской свите серией покровов плотных лилово-серых андезитовых порфиритов, чередующихся с вулканическими брекчиями и туфами. Мощность 230 *м*. Выше залегают (снизу вверх):

2. Небольшая пачка зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, отделенная от подстилающих пород незначительным необнаженным интервалом. Мощность пачки 20 *м*.

3. Серия покровов андезитовых порфиритов с лавобрекчией и туфами в верхней части серии. Андезитовые порфириты плотные, зеленовато-серые, с хорошо различимыми вкрапленниками полевых шпатов. Мощность серии 200 *м*.

4. Серые, зеленовато-серые и темно-серые мелкозернистые песчаники с небольшими прослоями розовато-серых среднезернистых песчаников и прослоями около 0,5 *м* буроватых алевролитов. Мощность 60 *м*.

5. Андезитовые порфириты плотные, зеленовато-серые, с удлиненными вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 50 *м*.

6. Мелкообломочные зеленовато-серые туфы. Мощность 30 *м*.

7. Покров липаритовых порфиров сферолитовой структуры. Мощность 50 *м*.

8. Андезитовые порфириты и их туфы. Мощность 60 *м*.

9. Фельзиты с флюидальной текстурой. Мощность 40 *м*.

10. Андезитовые порфириты, зеленовато-серые. Мощность 30 *м*.

11. Серия покровов диабазов и диабазовых порфиритов. Слегка зернистые породы темно-серого и лилово-серого цвета. Диабазовые порфириты отличаются только тем, что в них различимы вкрапленники полевых шпатов. В верхней части отдельных покровов наблюдаются шлаковые образования. Покровы на склонах образуют систему уступов.

В этой серии встречены две небольшие (5—7 *м*) пачки среднезернистых зелено-серых песчаников. Мощность серии 490 *м*.

12. Серые липаритовые порфиры с хорошо выраженной флюидальной текстурой и вкрапленниками кварца. Мощность 50 *м*.

13. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники. Мощность 20 *м*.

14. Серия покровов диабазов и диабазовых порфиритов, плотных и зернистых, темно-серых и лилово-серых. Мощность 210 *м*.

Вся эта серия вулканогенных пород обычно выделяется под названием кендейской свиты, возраст которой считается нижнедевонским. Залегающая выше толща буровато-серых мелкозернистых и грубозернистых песчаников сопоставляется с саглинской свитой других районов Тувинского прогиба, залегающей под отложениями, содержащими эйфельскую (таштыпскую) фауну.

В **центральной части Тувинского прогиба** наиболее полный разрез наблюдается в урочище Бай-Булун в 2 *км* южнее автомобильной дороги Шагонар и в 5,5 *км* к юго-востоку от пос. Баян-Кол (рис. 13, колонка 6). Начало разреза можно наблюдать в урочище Отук-Даш, где на склоне одного из многочисленных холмов в основании разреза девонской вулканогенной серии обнажаются:

1. Красноцветные базальные конгломераты, налегающие непосредственно на силурийские отложения, представленные красно-бурыми и серыми песчаниками, которым подчинена мощная пачка светло-серых плитчатых, песчанистых известняков с обильной фауной брахиопод, криноидей и кораллов. Мощность конгломератов около 20 *м*, а выше залегают (снизу вверх):

2. Андезитовые порфириты, плотные, лилово-серые, с удлиненными вкрапленниками плагиоклазов. Мощность 30 *м*.

3. Диабазы темно-зеленые и зеленовато-серые, коренные выходы которых прослеживаются на обоих бортах небольшого оврага и выше по склону заканчиваются зеленовато-серыми породами диабазового облика с большим количеством пустот, частично заполненных кальцитом. Мощность 50 *м*.

4. Песчаники и алевролиты серовато-бурые, чередующиеся с небольшими (до 8 *м*) прослоями туфов и редкими покровами диабазовых порфиритов. Мощность 230 *м*.

5. Диабазовые порфириты, мелкокристаллические, темно-зеленые с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Часто породы эпидотизированы. Мощность 100 *м*.

6. После небольшого, около 20 *м* по стратиграфической вертикали, перерыва пачка красно-бурых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Мощность 160 *м*.

7. Покровы диабазов и диабазовых порфиритов. Диабазовые порфириты темно-зеленые, зеленовато-серые, с обильными вкрапленниками полевых шпатов; в верхних частях покровов много пустот, частично заполненных кальцитом, хлоритом, иногда эпидотом. Покровы чередуются с небольшими прослоями красно-бурых мелкозернистых песчаников. В 170 *м* от основания этой серии отмечен покров дацита мощностью 8 *м*. Мощность отдельных покровов диабазов и диабазовых порфиритов достигает 15—20 *м*. Общая мощность серии 280 *м*.

8. Липаритовые порфиры, в нижней части пачки светло-серые, выше лилово-серые, с флюидальной текстурой. Мощность 200 *м*.

9. Серия покровов андезитовых порфиритов, серых и лилово-серых, с брекчиями в нижней части отдельных покровов и миндалекаменными зонами вверху. Мощность 130 *м*.

10. Покровы диабазов темно-серых, с брекчиями в нижней части и шлаковыми зонами в верху отдельных покровов. Общая мощность пачки 60 *м*.

11. Андезитовые порфириты, лилово-серые, с прослоями вулканических брекчий и туфов. Мощность 310 *м*.

12. Чередование диабазов и диабазовых порфиритов, темно-серых и зеленовато-серых, с красно-бурыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность 210 *м*.

13. Песчаники красно-бурые, мелкозернистые, косослоистые, с прослоями красно-бурых и зеленых алевролитов и редкими прослоями крупнозернистых песчаников. Мощность 300 *м*.

14. После необнаженного интервала 50 *м* по стратиграфической вертикали следуют покровы фельзит-порфиров светло-серых, с редкими вкрапленниками розовых полевых шпатов. Мощность 250 *м*.

Разрез вулканогенной толщи на этом заканчивается. Выше залегает однообразная серия переслаивающихся красно-бурых песчаников и алевролитов, развитых на большой площади в пределах Бай-Булунской котловины. Эту серию, начиная со слоя 13, М. И. Варенцов (1959) и К. А. Клитин (1960) называют бай-булунской свитой и считают ее эйфельской. Н. Н. Предтеченский (1960) также относил эту серию красноцветных пород к эйфельскому ярусу, но выделял ее под названием саглинской свиты. Во всяком случае, описываемая серия подстилает красноцветные породы, содержащие, по данным А. И. Левенко (1960), остатки рыб, определенных Д. В. Обручевым и указывающих, по его мнению, на живетский возраст вмещающих эти остатки отложений.

Среди красноцветных пород, относимых к эйфельскому ярусу, в Бай-Булунской котловине развиты немногочисленные пластовые тела диабазовых порфиритов, мощность которых варьирует в пределах 10—20 *м*. Общее количество таких тел не превышает 8—10, а разделены они значительной мощности пачками красноцветных песчаников и алевролитов. Вероятное покровное залегание этих диабазовых порфиритов подтверждается развитием в верхней их части шлаковых зон, а также тем, что они сопровождаются туфами, присутствие которых отмечал, в частности, Н. Н. Предтеченский (1960).

Для **северо-восточной части Тувинского прогиба** характерен разрез, наблюдаемый в районе пос. Усть-Уюк (рис. 13, колонка 7). Разрез не дает возможности наблюдать непосредственное налегание девонских вулканогенных пород на подстилающие их силурийские отложения, так как он ограничен с севера и юга тектоническими нарушениями. Но западнее, в стороне от пос. Усть-Уюк, возле г. Турана такое налегание можно видеть непосредственно в обнажениях, в которых устанавливается, что девонские вулканогенные породы отделены поверхностью размыва и угловым несогласием от верхнесилурийских известковистых песчаников и известняков.

В 3 *км* к северу от заброшенного пос. Усть-Уюк после тектонического нарушения, особенно хорошо прослеживаемого на противоположном, левом берегу Бий-Хема, вулканогенный разрез девона прослеживается в опрокинутой моноклинали, падающей на ССВ под углом 40—50°. Здесь наблюдается такая последовательность залегания пород (снизу вверх):

1. Андезитовые порфириты, сильно трещиноватые, серые и светло-серые.

2. Туфоконгломераты с хорошо окатанной галькой диабазов. Мощность 70 *м*.

3. Серия диабазовых покровов с подчиненным прослоем вулканической брекчии. Мощность 80 *м*.

4. Туфоконгломераты с галькой диабазов, достигающей в поперечнике 30 *см* и более. В верхней части толщи покровы андезитовых порфиритов с туфами того же состава. Общая мощность 110 *м*.

5. Серия покровов темно-серых и темно-зеленых диабазов с шлаковой зоной в верхних частях некоторых покровов. Мощность отдельных покровов 15—20 *м*. Общая мощность серии 110 *м*.

6. Светло-серые и зеленовато-серые липаритовые порфиры и фельзит-порфиры с прослоями вулканических брекчий того же состава. Мощность 80 *м*.

7. Пачка крупногалечных конгломератов, падающая на север под углом 55°. Пачке подчинены прослои гравелитов и песчаников. Галька представлена диабазами и диабазовыми порфиритами. Цемент конгломератов песчаниковый. Песчаники в цементе преимущественно крупно- и среднезернистые, бурые или лилово-бурые; отмечен прослой кирпично-красных мелкозернистых песчаников. Мощность 80 *м*.

8. Серия покровов диабазовых порфиритов, темно-серых и темно-зеленых, с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 160 *м*.

9. Покров андезитовых порфиритов, плотных, серых, с редкими вкрапленниками полевых шпатов, в верхней части с заметной флюидальностью. Мощность 30 *м*.

10. Диабазы и диабазовые порфириты с подчиненными прослоями туфов и вулканической брекчии. В верхней части серии покровы лабрадоровых порфиритов. Мощность 170 *м*.

11. Небольшой необнаженный интервал, после чего следует серия покровов андезитовых порфиритов, серых и лилово-серых, с редкими вкрапленниками полевых шпатов, с подчиненными прослоями туфов и вулканических брекчий. Мощность 270 *м*.

12. Серые и буровато-серые порфиры и светло-розовые фельзит-порфиры. Мощность 200 *м*.

13. Покров лиловато-серых андезитовых порфиритов. Мощность 60 *м*.

14. Лиловато-серые фельзиты, среди которых залегает пачка вулканической брекчии того же состава. Мощность 230 *м*.

15. Вулканическая брекчия, светло-зеленая, с множеством мелких бурых фельзитовых обломков и редкими крупными окатанными обломками серых фельзитов. Мощность 40 *м*.

16. Липаритовые порфиры, лиловато-бурые, с небольшими вкрапленниками кварца и желтовато-розовых полевых шпатов. В верхней части покрова лавовые брекчии. Мощность 50 *м*.

17. Переслаивание диабазов и диабазовых порфиритов с пачками песчаников. Эти небольшой мощности пачки лежат на размытой поверхности отдельных покровов. Падение на ССВ под углом около 50°. Мощность 150 *м*.

18. Серия покровов лилово-серых андезитовых порфиритов с подчиненными прослоями туфов. Мощность 400 *м*.

19. Серия покровов диабазов и диабазовых порфиритов, темно-серых, с небольшими прослоями туфов. Мощность 340 *м*.

20. Андезитовые порфириты, зеленовато-серые, с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 70 *м*.

21. Диабазы и диабазовые порфириты, темно-серые и темно-зеленые, с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 220 *м*.

22. Серия покровов андезитовых порфиритов, серых и зеленовато-серых, с прослоями вулканической брекчии и туфов. Мощность 140 *м*.

23. Липаритовые порфиры, серые, с флюидальной текстурой. Мощность 30 *м*.

24. После необнаженного интервала около 15 *м* вулканическая брекчия липаритовых порфиров, зеленовато-серая, с большим количеством мелких и редкими крупными (до 0,5 *м*) фельзитовыми обломками. Мощность 30 *м*.

25. Розовато-серые фельзит-порфиры. Мощность 30 *м*.

26. Андезитовые порфириты и вулканические брекчии андезитовых порфиритов, серые, разделенные 40-метровым необнаженным интервалом. Мощность 100 *м*.

После необнаженного интервала около 40 *м* выходы лилово-серых песчаников и красно-бурых алевролитов. Выше по течению р. Бий-Хем у уреза воды наблюдаются уже коренные выходы пород Ожинской интрузии (диориты и гранодиориты).

Рассмотренную группу вулканогенных пород относят к кызылбулакской серии, возраст которой (нижнедевонский до эйфельского) определяется согласным налеганием на эту серию саглинской свиты, принадлежащей нижнеэйфельскому ярусу. Такое налегание наблюдается, по данным Н. Н. Предтеченского, в окрестностях г. Турана.

В юго-западной части Тувы наилучший разрез, расположенный в верхнем течении р. Пиче-Теректы, левого притока р. Талайлык. (рис. 13, колонка 8), существенно отличается от всех рассмотренных выше, поэтому он и приведен в заключение обзора. Разрез.

Главное отличие разреза — возраст вулканогенных образований, по данным Г. И. Ивановой и других исследователей эйфельский или живетский.

Непосредственное налегание девонских вулканогенных пород на силурийские толщи здесь не обнаруживается, так как после выходов палеонтологически охарактеризованных, в основном пестроцветных, мелкозернистых силурийских песчаников и алевролитов следует необнаженный интервал, вслед за чем стратиграфически выше прослеживаются светло-серые мелкогалечные конгломераты и кварцевые гравелиты, залегающие в основании девонского разреза. Взаимоотношение тех и других пород установить трудно, так как в коренном залегании они не наблюдаются, но, по-видимому, силурийские отложения отделены от девонских перерывом и несогласием.

Разрез девонских отложений прослеживается здесь в такой последовательности (снизу вверх):

1. Мелкогалечные конгломераты, кварцевые гравелиты и плохо сортированные светло-серые песчаники. Мощность 50 *м*.

2. После необнаженного интервала около 20 *м* покровы диабазов и диабазовых порфиритов с типичным трехчленным строением покровов. Мощность 40 *м*.

3. Песчаники серые, зеленовато-серые и буровато-серые, среднезернистые и мелкозернистые, с небольшими прослоями известняков. Мощность 90 *м*.

4. Диабазы плотные, темно-серые. Мощность 30 *м*.

5. Плохо обнаженный интервал с небольшими высыпками и отдельными выходами серых песчаников с примесью мелкого гравийного материала, который местами образует небольшие (до 2 *см*) прослои. Мощность 70 *м*.

6. Покров диабазов с характерной миндалекаменной зоной и шлаками в верхней части. Мощность 30 *м*.

7. Покров дацитов серых, плотных, с редкими вкрапленниками кварца. Мощность 30 *м*.

8. Покров фельзит-порфиров лилово-серых, с флюидальной текстурой, в нижней части покрова сопровождаемый брекчиями. Мощность 40 *м*.

9. Покровы дацитов, чередующиеся с небольшими прослоями вулканических брекчий и туфов. Мощность 100 *м*.

10. Полосчатые и тонкополосчатые туфы кислого состава, плотные, зеленовато-серые. Мощность 20 *м*.

11. Покровы фельзитов с характерной полосчатостью, в верхней части слоя переходящие в лавобрекчию. Мощность 50 *м*.

12. Андезитовые порфириты, серые и зеленовато-серые, с редкими вкрапленниками полевых шпатов. Мощность 60 *м*.

13. Песчаники мелкозернистые, красно-бурые. Мощность 60 *м*.

14. Вулканическая брекчия, фельзитовая. Мощность 20 *м*.

15. Серые и буровато-серые песчаники и алевролиты с прослоями песчанистых гравелитов и пепловых туфов. Мощность 90 *м*.

16. Вулканическая брекчия, фельзитовая. Мощность 70 *м*.

17. Песчаники серые и буро-серые, мелкозернистые, с примесью гравийного материала и с прослоями серо-бурых алевролитов. Мощность 30 *м*.

18. Липаритовые порфиры, флюидальные, чередующиеся с фельзитами, фельзит-порфирами и вулканическими брекчиями. Брекчии обладают флюидальной текстурой и обнаруживают следы течения. Мощность пачки 420 *м*.

19. Диабазы темно-серые и зеленовато-серые, зернистые. Мощность 150 *м*.

20. Вулканические брекчии, зеленовато-серые, фельзитовые. Размер обломков от 1 до 5 *см* и более. Мощность 100 *м*.

21. Конгломераты средне- и крупногалечные, плохо сортированные, с песчаным цементом и обычными обломками кварца и буроватых фельзитов, выше по разрезу с прослоями лилово-серых песчаников. Мощность 150 *м*.

22. Выше разрез плохо обнажен. Здесь в основном наблюдаются глыбовые развалы фельзитов, фельзит-порфиров и вулканических брекчий, серых и розово-серых. Мощность этой части разреза может быть оценена (весьма ориентировочно) в 430 *м*.

Таким образом, общая мощность вулканического разреза, наблюдаемого на крайнем юго-западе Тувы, достигает, по крайней мере, 2100 *м*. Возраст вулканогенных образований Т. Н. Иванова подтверждает данными о нахождении эйфельской (таштыпской) фауны в пачке известняков, подчиненной вулканогенной толще. Только поэтому приходится предполагать, что развитие крайнего юго-запада Тувы в девоне было существенно иным, чем остальной территории прогиба. В то время как в пределах Тувинского прогиба вулканическая деятельность началась в нижнедевонскую эпоху (а быть может, и раньше) и в основном закончилась в эйфеле, на крайнем юго-западе она впервые проявилась и активно развивалась именно в эйфельскую эпоху.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В размещении разнородных по составу вулканогенных образований Тувинского прогиба отмечены некоторые общие закономерные черты. Прежде всего обращает на себя внимание широкое распространение преимущественно кислых пород в западной и юго-западной частях Тувы.

В некоторых разрезах (например, по р. Пертой) вулканогенные образования в этой части прогиба представлены почти исключительно кислыми породами. В других разрезах такие породы составляют 65—85% общей мощности девонских вулканогенных толщ. Далее, весьма характерно, что в центральной и южной, а также северо-восточной частях прогиба вулканогенные образования, в общем, пестры по составу, хотя и здесь, в отличие от Рыбинской впадины и Минусинского прогиба, породы кислого состава играют существенную роль. Наконец, в стратиграфической последовательности залегания пород различного состава отсутствует указываемая некоторыми исследователями общая смена преимущественно основных пород в нижней части разреза кислыми, приуроченными к верхним его горизонтам. Наоборот, наблюдается сложное чередование пород различного состава в разрезе и в целом общее фациальное замещение основных и смешанного состава пород на востоке прогиба преимущественно кислыми на западе.

В целом состав девонских вулканогенных пород Тувинского прогиба достаточно пестрый и охватывает значительный круг разнообразных представителей основной, средней и кислой магмы (табл. 3, рис. 14), наблюдаемых в виде покровов, пластовых залежей, даек, штоков и лакколитоподобных тел. Наряду с лавовыми образованиями сравнительно широко распространены пирокластические породы и разнообразные шлаки.

К ряду основных пород относятся долериты, диабазы и диабазовые (базальтовые) порфириты.

Долериты и диабазы образуют преимущественно среднюю часть покровов, сложенных диабазовыми порфиритами; сравнительно редко наблюдаются покровы, почти нацело сложенные диабазами и долеритами. То же характерно и для пластовых залежей. Покровное строение тел, сложенных долеритами и диабазами, надежно устанавливается в тех случаях, когда обнажена их кровля или когда покров имеет трехчленное строение, причем нижняя часть характеризуется мелкозернистым строением и брекчиевидным сложением, средняя — более крупнозернистая, с типичными долеритами или диабазами и верхняя — вновь мелкозернистая, сопровождаемая шлаками. Покровы с типичным трехчленным строением отмечены на реках Пиче-Теректы (левый приток р. Талайлык), Хемчик, Кадвой, в ур. Бай-Булун и по р. Большой Енисей. Мощность отдельных покровов в редких случаях достигает 30 *м* и более, обычно же не превышает 7—12 *м*. Дайки диабазов и долеритов встречаются весьма часто как в областях распространения вулканогенных пород, так и за их пределами. Контакты их прямолинейные, четкие, несогласные с вмещающими породами. Иногда на контактах видна небольшой мощности зона закалки. Мощность даек варьирует от 1 до 10—12 *м*.

В северо-восточной части прогиба по правому берегу р. Большой Енисей, между ключами Алтыкташ и Кызыл-Чадер, наблюдался весьма четкий верхний контакт пластового тела диабазов, сопровождаемый апофизами, внедренными в вышележащие плитчатые, тонкозернистые песчаники, что позволяет говорить об интрузивной форме залегания пластового тела диабазов. Обычно пластовые залежи диабазов и долеритов протягиваются на сотни метров при мощности 10—15 *м* и в ряде случаев прослеживаются также за пределами площадей распространения девонских вулканогенных пород среди разновозрастных осадочных толщ. Диабазы и долериты представляют собой полнокристаллические породы серого или серо-зеленого цвета, чаще всего с типичной офитовой структурой и массивной текстурой. Подобно тому, как это наблюдается в

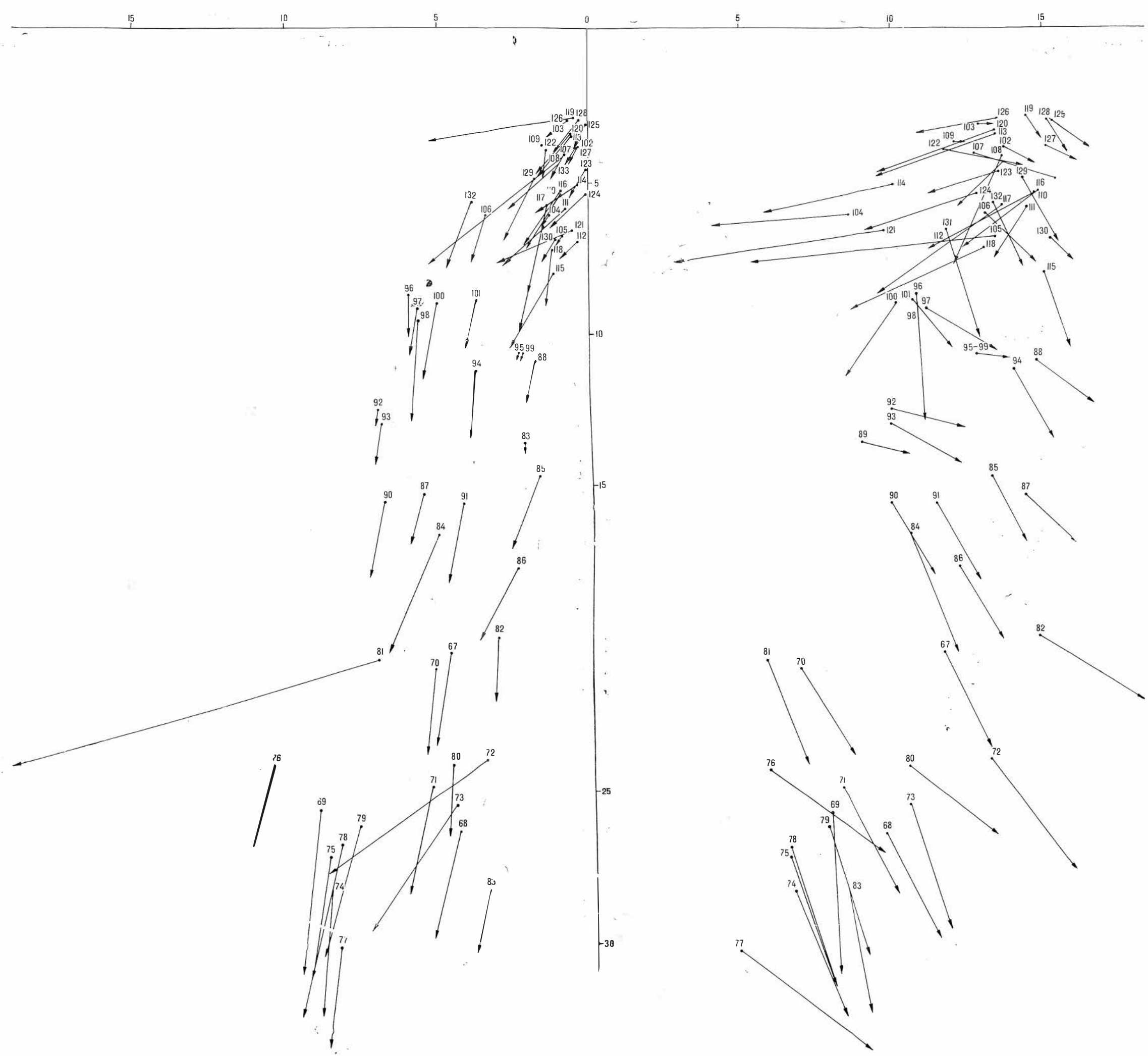


Рис. 14. Диаграмма химического состава девонских вулканогенных образований Тувинского прогиба.

Таблица 3

Химический состав вулканогенных пород Тувинской впадины

Компонент	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO_2	50,67	51,23	46,08	52,82	49,62	48,00	51,61	51,52	53,48	45,27
TiO_2	1,44	1,22	1,22	1,23	1,96	1,74	1,80	1,80	2,41	1,58
Al_2O_3	14,57	13,76	17,89	15,54	14,18	14,49	10,46	13,76	12,18	16,72
Fe_2O_3	7,16	8,73	4,22	1,50	4,43	9,48	11,64	6,35	3,87	10,25
FeO	4,32	5,16	7,35	7,61	7,18	3,27	4,88	6,14	9,09	2,50
MnO	0,15	0,19	0,15	0,20	0,64	—	—	0,36	0,19	0,12
MgO	3,42	5,38	7,49	5,46	6,16	3,00	6,67	5,04	2,74	6,45
CaO	5,98	7,37	7,22	8,70	6,20	8,74	4,45	7,68	6,91	10,20
Na_2O	4,26	3,61	3,11	2,68	2,88	4,68	2,86	3,07	2,77	2,73
K_2O	1,02	1,26	0,39	0,54	2,80	0,43	0,76	1,02	0,37	0,29
P_2O_5	—	—	—	0,26	0,29	—	—	0,34	0,44	0,20
H_2O^- / H_2O^+	5,86	1,83	3,63	2,99	3,09	7,34	5,24	2,62	5,36	3,64
Σ	98,85	99,74	98,75	99,53	99,43	101,17	100,37	99,70	99,81	99,95

Компонент	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
SiO_2	45,17	44,64	50,94	50,76	46,69	47,64	47,14	57,90	61,35	58,08
TiO_2	1,46	0,99	1,13	2,90	2,00	1,80	2,27	0,95	1,14	2,05
Al_2O_3	16,20	17,56	14,71	13,43	15,41	16,51	16,35	15,24	12,63	12,48
Fe_2O_3	7,14	3,80	8,20	2,05	8,30	7,50	5,72	2,20	3,96	6,66
FeO	6,10	4,66	1,44	8,43	6,91	4,90	5,28	5,57	6,54	5,27
MnO	—	—	—	0,25	0,25	0,15	0,22	0,11	0,25	—
MgO	5,66	3,35	2,31	3,77	7,22	6,25	6,88	3,77	1,96	2,47
CaO	9,20	13,95	7,72	7,23	9,08	8,62	9,48	6,18	2,78	4,15
Na_2O	2,44	2,08	6,09	0,58	1,95	2,82	2,33	3,37	4,46	3,69
K_2O	0,48	0,43	0,38	2,81	0,36	0,95	0,76	2,08	2,48	2,66
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—	—
H_2O^- / H_2O^+	5,22	8,00	7,06	7,87	4,77	3,20	3,00	2,18	2,14	1,77
Σ	99,07	99,46	99,98	100,08	102,94	100,34	99,43	99,77	99,69	99,28

Компонент	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
SiO_2	53,23	63,32	61,13	52,58	59,80	56,08	56,08	60,08	64,88	62,33
TiO_2	1,25	1,02	1,25	1,60	1,45	1,33	1,33	0,95	0,83	0,23
Al_2O_3	17,81	13,84	13,43	16,00	14,87	16,54	16,54	15,77	12,9	16,16
Fe_2O_3	7,25	1,38	8,52	4,83	5,89	4,68	4,68	4,01	6,66	3,63
FeO	3,59	6,43	3,84	4,92	4,85	4,07	4,07	3,93	4,02	4,13
MnO	0,23	0,10	0,08	—	—	0,17	—	—	0,09	—
MgO	1,38	0,90	0,27	2,00	2,42	0,37	0,87	1,45	0,06	0,74
CaO	6,23	3,17	3,44	6,69	5,22	7,51	7,51	4,22	2,72	4,75
Na_2O	4,87	5,48	6,15	3,38	4,41	3,84	3,84	5,75	4,60	4,60
K_2O	2,00	1,08	0,18	0,99	1,27	0,72	0,72	0,68	1,89	—
P_2O_5	—	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	1,30	2,44	0,36	5,96	1,24	0,24	0,24	3,12	0,20	3,84
H_2O^+			2,71			5,29	5,29		2,33	
Σ	99,14	99,58	101,36	98,95	101,42	100,84	101,17	99,96	101,18	100,41

Таблица 3 (продолжение)

Компонент	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106
SiO_2	61,34	62,68	64,88	65,11	64,18	75,17	73,97	76,94	70,69	66,24
TiO_2	0,75	0,90	0,83	0,40	0,52	0,31	0,17	0,12	0,28	0,54
Al_2O_3	15,95	16,27	12,90	16,04	13,99	11,32	12,38	10,92	13,08	13,84
Fe_2O_3	2,93	4,24	6,66	3,80	4,54	3,54	3,40	0,45	0,13	2,35
FeO	3,26	2,83	4,02	2,00	2,48	0,45	0,32	3,09	5,10	2,60
MnO	—	—	—	—	—	0,06	0,08	0,03	0,06	0,08
MgO	0,67	1,80	0,06	1,33	0,82	0,07	сл.	0,10	0,09	0,63
CaO	6,12	4,67	2,72	4,08	3,88	0,65	0,6	1,24	0,80	3,20
Na_2O	4,05	4,61	4,60	3,92	4,27	4,16	4,31	2,27	3,25	3,73
K_2O	1,05	0,37	1,89	0,91	1,36	3,55	4,14	2,64	4,48	3,20
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,16	—
H_2O^-	4,00	1,96	0,20	0,22	4,20	0,53	0,63	2,23	1,34	3,82
H_2O^+			2,33	2,54						
Σ	100,12	100,33	101,09	100,35	100,24	99,81	100,00	100,07	99,46	100,23

Компонент	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116
SiO_2	75,57	73,69	74,12	71,68	71,51	75,72	76,18	77,76	68,38	71,68
TiO_2	0,08	0,26	0,13	0,19	0,39	0,23	0,14	0,21	0,43	0,19
Al_2O_3	11,24	12,36	11,45	14,35	11,81	13,50	12,37	10,25	13,53	14,35
Fe_2O_3	0,66	0,84	1,15	2,22	4,37	1,12	1,96	2,70	1,62	2,22
FeO	2,43	1,52	3,01	0,70	0,64	1,30	0,14	0,26	4,17	0,70
MnO	0,05	0,01	0,03	0,04	0,04	0,06	сл.	0,03	0,07	0,04
MgO	0,17	0,89	—	0,62	0,63	0,30	0,27	0,30	1,22	0,62
CaO	1,64	0,84	1,31	0,76	0,65	0,42	0,52	0,42	1,70	0,76
Na_2O	3,74	2,78	2,87	4,14	3,09	2,68	3,49	0,21	4,61	4,14
K_2O	3,60	5,54	4,10	4,30	5,64	4,32	4,43	6,96	3,67	4,30
P_2O_5	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,36	0,58	—	0,12	0,68	0,51	0,18	0,06	0,76	0,12
H_2O^+	0,91	1,14	—	1,05			0,73	0,81		0,70
Σ	100,45	100,45	98,19	100,17	99,45	100,16	100,41	99,97	100,16	99,82

Компонент	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126
SiO_2	71,96	72,88	75,84	76,18	77,84	75,16	74,90	75,93	74,12	75,12
TiO_2	0,60	0,06	0,14	0,14	0,20	0,12	0,13	0,07	0,16	0,11
Al_2O_3	14,65	14,72	11,34	12,37	12,30	11,22	11,55	11,85	12,44	12,15
Fe_2O_3	0,64	0,85	1,91	1,96	1,14	0,89	1,58	1,29	1,04	0,66
FeO	1,31	1,99	1,58	0,14	0,41	2,15	2,29	1,87	1,93	1,65
MnO	0,07	0,06	0,10	—	0,06	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04
MgO	1,03	0,88	0,13	0,27	0,45	0,11	0,20	0,42	0,18	0,07
CaO	1,26	0,98	0,14	0,52	0,49	1,96	0,14	0,14	0,45	0,64
Na_2O	5,30	5,56	6,13	3,49	1,35	4,76	3,86	2,97	4,86	2,70
K_2O	1,68	1,11	1,61	4,43	5,13	1,08	3,88	4,74	3,94	5,50
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	0,42	0,62	0,13	—	1,57	0,10	0,41	0,14	0,91
H_2O^+		1,49		0,63	—					
Σ	98,50	101,00	99,54	100,26	99,37	99,07	98,65	99,72	99,28	99,55

Таблица 3 (окончание)

Компонент	127	128	129	130	131	132	133
SiO_2	73,86	74,23	69,48	68,30	72,3	65,9	73,44
TiO_2	0,18	0,14	0,37	0,34	0,22	0,46	0,29
Al_2O_3	12,32	12,01	13,53	13,31	11,54	15,42	12,47
Fe_2O_3	0,91	0,99	3,40	1,78	3,33	4,02	0,34
FeO	2,90	1,79	0,45	4,70	0,77	0,52	3,03
MnO	0,06	0,02	0,09	0,12	0,10	0,05	0,05
MgO	0,10	0,20	0,61	0,33	1,37	0,69	0,41
CaO	0,66	0,39	1,97	1,42	1,93	3,64	0,86
Na_2O	4,10	3,5	4,35	4,00	4,49	4,59	3,18
K_2O	4,66	5,5	3,33	4,50	1,53	2,04	4,78
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,12	0,44	2,1	0,74	2,6	1,98	0,42
H_2O^+							0,83
Σ	99,87	99,21	99,68	99,54	100,18	99,31	100,10

Примечание. 67 — диабаз, р. Хонделен. 68 — диабаз, ур. Бай-Булун. 69 — диабаз, с. Усть-Уюк. 70 — диабаз, р. Хемчик. 71 — диабаз, р. Сев. Торгалык. 72 — диабаз, пос. Баян-Кол (1). 73 — диабаз, пос. Баян-Кол (1). 74 — долерит, ур. Бай-Булун. 75 — диабазовый порфирит, с. Арыг-Бажи. 76 — диабазовый порфирит, с. Усть-Уюк. 77 — диабазовый порфирит, хр. Каменный (2). 78 — диабазовый порфирит, хр. Каменный (2). 79 — диабазовый порфирит, р. Баянкол (1). 80 — миндалекаменный диабаз, р. Алаш (3). 81 — миндалекаменный диабазовый порфирит, хр. Каменный (2). 82 — микродиабаз, р. Улуг-Чергаки (4). 83 — авгитовый порфирит, р. Бий-Хем (3). 84 — порфирит, с. Усть-Уюк. 85 — миндалекаменный порфирит, р. Хонделен (5). 86 — афировый порфирит, р. Пичи-Шуй (5). 87 — андезито-базальтовый порфирит, р. Хемчик (5). 88 — андезит, пос. Арыг-Бажи. 89 — порфирит, хр. Каменный (2). 90 — порфирит, р. Баянкол (1). 91 — порфирит, р. Баянкол (1). 92 — порфирит, хр. Каменный (2). 93 — порфирит, р. Баянкол (1). 94 — порфирит, р. Баянкол (1). 95 — порфирит, хр. Каменный (2). 96 — порфирит, хр. Каменный (2). 97 — порфирит, р. Баянкол (1). 98 — порфирит, р. Баянкол (1). 99 — порфирит, р. Баянкол (1). 100 — плагиоклазовый порфирит, р. Хонделен (3). 101 — кварцевый порфирит, р. Терличхал (1). 102 — фельзит-порфир, пос. Арыг-Бажи, 103 — фельзит, р. Хемчик. 104 — фельзит, пос. Арыг-Бажи. 105 — фельзит, р. Хемчик. 106 — фельзит-порфир, с. Усть-Уюк. 107 — фельзит, ст. Аралан (6). 108 — фельзит-порфир, р. Ус (6). 109 — порфир, пос. Арыг-Бажи. 110 — порфир, пос. Тэли (7). 111 — кварцевый порфир, ур. Бай-Булун. 112 — кварцевый порфир, пос. Верхне-Усинское (6). 113 — кварцевый порфир, р. Алаш (7). 114 — кварцевый порфир, Элегестинский район (7). 115 — порфир, междуречье Хемчик-Чиндозын (5), 116 — кварцевый порфир, пос. Тэли (7). 117 — кварцевый порфир (8). 118 — кварцевый порфир, р. Аныяк-Хондергей (6). 119 — кварцевый порфир, р. Теве-Адар (4). 120 — кварцевый порфир, р. Алаш (7). 121 — кварцевый порфир, междуречье Пертой-Коккат (9). 122 — липаритовый порфир, р. Пичи-Шуй (5). 123 — липаритовый порфир, р. Чиндозын (5). 124 — липаритовый порфир, р. Чиндозын (5). 125 — липаритовый порфир, р. Чинге-Хем (5). 126 — липаритовый порфир, р. Хемчик против устья р. Чиндозын (5). 127 — липаритовый порфир, р. Хемчик выше р. Чиндозын (5). 128 — липаритовый порфир, р. Хемчик (5). 129 — плагиопорфир, пос. Усть-Уюк. 130 — трахит, р. Сев. Торгалык. 131 — дацит, пос. Усть-Уюк. 132 — вулканическая брекчия, р. Хонделен. 133 — туфолава порфира, р. Чайлю-Хем (6).

Цифры в скобках: 1 — по Г. Д. Трухину и А. Н. Павлову, 2 — по С. Н. Кондакову, 3 — по Г. В. Пинусу, 4 — по А. А. Склярову, 5 — по А. К. Савосиной, 6 — по А. Н. Кену, 7 — по Т. Н. Ивановой, 8 — по М. В. Занину, 9 — по М. Г. Козлову.

Минусинском прогибе, долериты отличаются от диабазов только вторичными изменениями пород, не затрагивающими особенностей их структуры. Часто в пределах одного тела можно наблюдать переходы от совершенно свежих пород к более или менее измененным. По строению и взаимоотношению главных минералов выделяются две группы пород: 1) оливиновые диабазы и долериты; 2) порфировидные диабазы и долериты.

Главными и наиболее распространенными минералами в оливиновых долеритах и диабазах являются плагиоклазы состава андезин до битовнита, моноклинный пироксен и оливин. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит и апатит, вторичные — хлорит, карбонат, серпентин, иддингсит, биотит, серицит, альбит и гидроокислы железа. Структура пород офитовая, диабазовая, долеритовая или пойкилоофитовая, редко призматически-зернистая. Породы сложены преимущественно плагиоклазом, образующим идиоморфные длиннопризматические кристаллы с включениями мелких зерен пироксена и оливина. Состав плагиоклаза варьирует от 45 до 65% An. Резко удлиненные лейсты с полисинтетическими двойниками иногда обнаруживают зонарное строение: внешняя их часть представлена андезином, а центральная — лабрадором или битовнитом. Средний размер лейст 0,3—0,5 *мм*, но часто на фоне мелких лейст выделяются сравнительно крупные изометричные или удлиненно-призматические кристаллы плагиоклаза длиною до 1,5 *мм*. В измененных породах по плагиоклазам развиваются альбит, серицит, кальцит, хлорит или тонкозернистые агрегаты соссюрита.

Пироксен долеритов и диабазов моноклинный, преимущественно авгит или пижонит-авгит. Окраска его в шлифах обычно буроватая, иногда с лиловым оттенком, иногда с очень слабым плеохроизмом. Кристаллы пироксена чаще всего ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и оливину; иногда встречаются зерна пироксена призматического облика. Размер зерен 0,1—0,3 *мм*, но нередко кристаллы пироксена достигают размера 1,5—2,0 *мм* и включают лейсты плагиоклаза, что приводит к появлению пойкилитовых структур. Содержание пироксена в породах от 30 до 50%. Вторичные изменения пород приводят к замещению его гидроокислами железа, биотитом или тонкочешуйчатым хлоритом в ассоциации с серпентином. В редких случаях по пироксену развиваются агрегаты эпидота или цоизита. Оливина в породе не свыше 15%. Размер его кристаллов почти никогда не превышает 0,8—1 *мм*, в среднем 0,1—0,4 *мм*. Часто зерна оливина располагаются близко друг от друга, образуя небольшие скопления. Свежие зерна оливина исключительно редки; даже в малоизмененных породах оливин почти нацело замещен продуктами его разложения, хотя его зерна в большинстве случаев сохраняют типичные кристаллографические очертания.

В случае полного разрушения всех темноцветных минералов породы и превращения их в хлорит-серпентин-карбонатные агрегаты отличить зерна пироксена от оливина невозможно, так как контуры зерен становятся неясными или совсем исчезают. Наиболее развиты по оливину серпентин-хлоритовые агрегаты, часто в ассоциации с карбонатами. В сильно карбонатизированных породах оливин замещается кальцитом. Изредка по оливину развиваются иддингсит и тальк. Почти всегда края зерен оливина окаймлены магнетитом.

Порфировидные диабазы и долериты тоже состоят из плагиоклаза, пироксена и оливина и содержат акцессорные — магнетит, ильменит и апатит. Количество вторичных минералов, представленных хлоритом, серпентином, карбонатами, иддингситом, серицитом, тальком и альбитом, колеблется в широких пределах. Единственным и существенным отличием рассматриваемых пород от описанных выше является присутствие крупных, размером свыше 3 *мм*, кристаллов пироксена и плагиоклаза, выделяющихся на фоне более мелких (0,2—0,6 *мм*) зерен плагиоклаза, пироксена и оливина. Состав крупных кристаллов совершенно такой же, как и мелких. Плагиоклазы представлены лабрадором, лабрадор-битовнитом, а пироксены — авгитом. Вторичные изменения пород различны. Из вторичных минералов наиболее широко развит хлорит,

образующий радиально-лучистые и тонкочешуйчатые образования желтовато-зеленого цвета. Химический состав долеритов и диабазов представлен в табл. 3 и на диаграмме (см. рис. 14).

Диабазовые (базальтовые) порфириты распространены на всей территории Тувинского прогиба. Они участвуют преимущественно в строении покровов, нередко чередующихся с пачками осадочных пород. В верхней части покровов диабазовые порфириты обычно сопровождаются шлаками и приобретают миндалекаменное сложение, иногда содержат бурые и красноватые стекловатые включения. Все изученные разрезы подтверждают покровное строение диабазовых порфиритов. Такое строение, в частности, наблюдается по правому притоку р. Барлык, где на видимой неровной поверхности диабазовых порфиритов залегают красно-бурые песчаники с прослоями алевролитов. На самом контакте с подстилающими красноцветными песчаниками в покрове диабазовых порфиритов, содержащих вкрапленники плагиоклаза, видны многочисленные мелкие миндалины, заполненные хлоритом и карбонатом. Кверху в породах исчезают порфировые выделения, и они становятся равномернозернистыми. Мощность этой плотной зернистой части покрова около 8 *м*. Выше в диабазовых порфиритах вновь появляются вкрапленники плагиоклаза, а затем и миндалины. Верхняя часть покрова мощностью около 2,5 *м* представляет собой типичную шлаковую кору. В ней содержится большое количество миндалин, заполненных хлоритом, халцедоном и карбонатами, много пустот и различно ориентированных трещин, заполненных песчаниковым материалом. Вокруг трещин количество миндалин обычно возрастает. Вблизи кровли покрова в шлаковой его коре наблюдаются небольшие ксенолитоподобные обломки красно-бурого стекла. Верхняя граница шлаковой зоны неровная. Непосредственно на ней залегает дресвянистый перемытый материал покрова мощностью до 20 *см*, выше которого располагаются горизонтальнослоистые лилово-серые песчаники. Общая мощность покрова около 12 *м*. По р. Большой Енисей выше устья р. Уюк также отмечено залегание осадочных пород на диабазовых порфиритах. Здесь обнажена верхняя часть покрова, представленная шлаковой зоной. Песчаники залегают на неровной поверхности шлаковой зоны. В нижней части они представлены грубозернистым дресвянистым материалом.

На левобережье р. Хемчик отдельные покровы диабазовых порфиритов разделены шлаковыми зонами мощностью 1,5—2,0 *м*. В нижней части такие шлаковые образования постепенно переходят в диабазовые порфириты, верхняя же их часть имеет неровную резкую границу с вышележащим покровом диабазовых порфиритов. Мощность отдельных покровов здесь не превышает 12—15 *м*. В нижней части каждого покрова диабазовые порфириты брекчиевидны, выше они постепенно приобретают однородное крупнозернистое строение, а затем, в самом верху, сменяются миндалекаменными породами. Подобное строение покровов можно наблюдать в различных пунктах по р. Б. Енисей, в ур. Бай-Булун и по р. Сев. Торгалык, на водоразделе рек Южный Торгалык и Кадвой, а также в других разрезах. Так как шлаковая зона образована пористыми миндалекаменными породами, она легче разрушается в процессе выветривания. Поэтому на склонах современного рельефа часто можно видеть лестничные уступы, образованные диабазами или диабазовыми порфиритами отдельных покровов.

Наряду с покровами диабазовые порфириты образуют пластовые залежи и дайки. Пластовые залежи характеризуются довольно четкими границами контактов, отсутствием шлаковой зоны в верхней части и небольшими апофизами, заходящими в вышележащие породы. Дайки

диабазовых порфиритов отмечены во всех разрезах прогиба. Для них характерны секущие контакты и небольшая мощность, редко свыше 5 *м*. Дайки и пластовые залежи есть не только непосредственно внутри областей распространения вулканогенных толщ, но и за их пределами. Диабазовые порфириты имеют обычно зеленую, зеленовато-бурую или зеленовато-серую окраску и состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и оливина. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют магнетит и апатит. Вторичных минералов много, преимущественно хлорит, карбонаты, серпентин, серицит и альбит. Для диабазовых порфиритов типична порфировая, редко афировая структура. Основная масса их микродиабазовая, микродолеритовая или интерсертальная. По количеству и составу вкрапленников различаются породы, почти лишенные вкрапленников плагиоклаза и относительно обогащенные ими. При общем идиоморфизме фенокрист плагиоклаза, оливина, реже пироксена они почти всегда обнаруживают признаки коррозии и оплавления.

Оливин в свежем состоянии не встречен. Во всех фенокристах он замещен тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита, серпентина, талька и карбонатов. Иногда хлоритоподобный минерал с отчетливым плеохроизмом и довольно высоким двупреломлением образует гомоосевые псевдоморфозы по оливину. Нередко зерна оливина окружены магнетитовой каймой. Фенокристы образованы короткопризматическими и таблитчатыми кристаллами, часто собранными совместно с оливином в гломерофировые скопления. В таблитчатых фенокристах нередко хорошо заметно зональное строение с краевой опоясывающей зоной, по составу близкой к альбит-олигоклазу. Фенокристы плагиоклаза обычно сильно резорбированы. Плагиоклаз часто замещается мелкочешуйчатым серицитом; в интенсивно измененных породах фенокристы имеют скелетообразный вид и замещаются тонкодисперсными агрегатами серицита, альбита, эпидота, цоизита и реже хлорита.

Моноклинный пироксен присутствует в составе основной массы, где образует небольшие кристаллы, заполняющие интерстиции между лейстами плагиоклаза. Эти кристаллы совершенно бесцветны или слегка окрашены в бледно-лиловые тона; по отношению к плагиоклазу они ксеноморфны. В интрузивных диабазовых порфиритах (дайки, силлы) моноклинный пироксен образует как фенокристы, так и небольшие кристаллы в составе основной массы. Размер фенокрист пироксена небольшой, а идиоморфизм одинаков с плагиоклазом. Характерной особенностью вторичных процессов в интрузивных диабазовых порфиритах является полное замещение фенокрист пироксена уралитом и хлоритом. Основная масса диабазовых порфиритов мелкозернистая, сложена лейстами плагиоклаза, ксеноморфными зернами буроватого моноклинного пироксена и изометричными зернышками рудного минерала, нередко образующего включения в пироксене. Изредка в интерстициях наблюдается хлоритизированное стекло. В целом для пород весьма характерно обилие вторичных минералов, образующихся за счет разложения как главных породообразующих минералов, так и стекла.

Среди диабазовых порфиритов часто встречаются миндалекаменные породы. Они представляют собой плотные породы афанитового облика преимущественно темно-зеленого или серовато-зеленого цвета с большим количеством миндалин, выполненных кальцитом и хлоритом. Количество миндалин в верхних частях покрова возрастает и достигает в отдельных случаях 20—25% объема породы. Форма миндалин изометричная или овальная, средний размер 3—6 *мм*. Иногда миндалины достигают 2 *см* в диаметре. Основная масса и фенокристы миндалекаменных диабазовых порфиритов совершенно аналогичны описанным выше

породам, лишь вторичные минералы в миндалекаменных породах обычно более обильны. Химический состав диабазовых порфиритов приведен в табл. 3 и на диаграмме (рис. 14).

По химическому составу долериты, диабазы и диабазовые порфириты близки к ряду типичных диабазов и уклоняются от них лишь немного в сторону повышенного содержания щелочей. Кроме отмеченных выше основных пород, имеются также габбро-диабазы, габбро-перидотиты и другие интрузивные образования, связанные с девонским вулканизмом. Эти породы изучались А. П. Кривенко (1964), который установил, что сложенные ими интрузивные тела представлены дайками, пластовыми залежами и штоками. Породы характеризуются изменчивостью структурных признаков и отчасти минералогического состава. Нередко в пределах одного массива встречаются породы, варьирующие от мелкокристаллических диабазов до крупнокристаллических габбро с массивной или трахитоидной текстурой и порфировидной, офитовой, пойкилоофитовой или габбровой структурой. Обычно это полнокристаллические породы серовато-зеленого цвета, состоящие из плагиоклаза, моноклинного пироксена и отчасти оливина. В некоторых разновидностях пород содержание оливина достигает 20% и превышает содержание пироксена. Плагиоклаз образует крупные беспорядочно расположенные удлиненнопризматические кристаллы. Почти всегда это идиоморфные кристаллы с отчетливым полисинтетическим строением, не зональные, принадлежащие лабрадору или битовниту. По плагиоклазам развивается соссюрит, реже пренит, хлорит.

Моноклинный пироксен представлен авгитом, образующим изометричные или неправильной формы кристаллы розоватого или бледно-лилового цвета, со спайностью, иногда со слабым плеохроизмом. В ряде случаев кристаллы пироксена нацело замещены уралитовой роговой обманкой, актинолитом или хлоритом.

Оливин образует сравнительно небольшие кристаллы, почти всегда округлые. Свежие его зерна совершенно прозрачны, но даже в них наблюдается петельчатая структура замещения серпентином, хлоритом, иддингситом и карбонатами.

В габбро-диабазах р. Сев. Торгалык содержится небольшое количество амфибола.

Породы среднего состава встречаются во всех частях Тувинского прогиба, но более всего распространены в северо-восточной его части и меньше всего — на западе. Эти породы чаще всего образуют покровы, нередко с хорошо различимыми чертами двух- или трехчленного строения. В разрезе по р. Хемчик они встречены только в верхней части разреза, где представлены серией покровов андезитовых порфиритов и их лавобрекчиями.

На р. Хонделен отмечены небольшие покровы лабрадоровых и андезитовых порфиритов. В центральной, южной и северо-восточной частях Тувинского прогиба нередки отдельные покровы или их группы, сложенные лабрадоровыми и андезитовыми порфиритами и дацитами; эти покровы разделены миндалекаменными зонами и почти всегда сопровождаются значительными толщами андезитовых вулканических брекчий или туфов.

Наряду с излияниями лав, обусловившими появление покровов, происходили также многочисленные внедрения пластовых залежей и образовывались дайковые тела, андезитовые порфириты и родственные породы. В западной части прогиба эти породы составляют 10—15% мощности девонских вулканогенных образований, в центральной и южной частях прогиба — 20—25%, и только на северо-востоке (в районе

с. Усть-Уюк) они достигают 35% мощности девонского вулканогенного разреза. По особенностям строения и состава средние породы разделяются на следующие группы: 1) лабрадоровые порфириты, 2) андезитовые порфириты, 3) дациты.

Лабрадоровые порфириты в Туве распространены мало по сравнению с Минусинским прогибом. Они образуют преимущественно покровы, хотя встречаются также дайки лабрадоровых порфиритов. Окраска этих пород темно-серая или буровато-серая, они содержат крупные порфировые выделения лабрадора, часто изометричной формы. Кристаллы лабрадора достигают в длину 30—40 *мм*, а средний размер их 15—20 *мм*; они отличаются хорошо развитыми гранями. Повсеместно наблюдается замещение лабрадора вторичными минералами. Нередко его фенокристы в краевых частях представлены сравнительно кислым плагиоклазом, вплоть до альбита.

Среди вкрапленников часто встречается также моноклинный пироксен, кристаллы которого обладают идиоморфными очертаниями, а по размеру заметно уступают фенокристам лабрадора и обычно не превышают 0,5—0,7 *мм* в длину. Количество вкрапленников пироксена изменчиво. Пироксен бесцветный или слегка буроватый. В большинстве случаев он интенсивно, а нередко и полностью замещается хлоритом.

Структура основной массы пород интерсертальная или микродолеритовая, реже гиалопилитовая и трахитоидная. Основная масса состоит из удлиненных лейст плагиоклаза № 30—50, небольших зерен пироксена и рудного минерала. Кроме того, в состав основной массы входит полуразложившееся хлоритизированное стекло и небольшое количество неправильных зерен щелочного полевого шпата. Очень часто как фенокристы, так и минералы основной массы бывают нацело разложены и замещены хлоритом, карбонатами, серицитом, эпидотом, цоизитом, альбитом, кварцем.

Андезитовые порфириты отмечены во всех частях Тувинского прогиба, но особенно широко распространены на северо-востоке, в частности в районе пос. Усть-Уюк. Эти породы обычно образуют покровы. Их покровное залегание подтверждается наличием в верхних частях пластовых тел шлаковых миндалекаменных зон.

Андезитовые порфириты серые или зеленовато-серые мелкозернистые или массивные; в них хорошо различаются мелкие порфировые выделения плагиоклаза. Последние составляют до 20% массы породы; нередко они обнаруживают зональное строение. При общем идиоморфизме кристаллов плагиоклаз фенокрист в большинстве случаев в какой-то степени резорбирован, что обусловливает сложность и причудливость его очертаний. Часто затеки основной массы в виде вростков наблюдаются и в центральной части вкрапленников.

Фенокристы плагиоклаза представлены лабрадором или андезином; они испещрены мелкочешуйчатыми агрегатами серицита, хлорита и альбита или полностью замещены карбонатами. Максимальный размер фенокрист 1,5—2,0 *мм*. Мелкие вкрапленники плагиоклаза полностью замещаются агрегатами карбоната, хлорита, серицита. Кроме плагиоклаза, во вкрапленниках встречаются небольшие кристаллы моноклинного пироксена, нацело замещенного хлоритом, а в центре кристаллов иногда карбонатом.

Основная масса пород микрокристаллическая, с микролитовой, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой. В составе ее обычны мелкие микролиты плагиоклаза, а также зерна моноклинного пироксена и рудного минерала. Кроме того, в состав основной массы входят продукты разложения стекла и минералов основной массы, представлен-

ные хлоритом, карбонатами, серицитом, альбитом и эпидотом. Часто в основной массе содержится значительное количество мелких резко удлиненных кристаллов апатита. Удлиненные иголочки апатита встречаются также в виде вростков в порфировых выделениях плагиоклаза.

Андезитовые порфириты с пилотакситовой структурой отличаются тем, что микролиты основной массы в них ориентированы взаимно-параллельно; такая же ориентировка присуща в этих породах и кристаллам порфировых выделений.

Дациты мало распространены в Тувинском прогибе, они встречены только в центральной, северо-восточной и юго-западной частях прогиба. Они обычно образуют небольшой мощности покровы, чередующиеся с покровами основных или кислых пород. Дациты — это мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета с хорошо различимыми порфировыми выделениями полевых шпатов и мелкими зернышками кварца.

Вкрапленники составляют 15—20% массы породы; размер их в основном 0,8—1,2 *мм*, лишь редкие вкрапленники плагиоклаза достигают в длину более 2 *мм*. Идиоморфные кристаллы вкрапленников плагиоклаза с прекрасно выраженным полисинтетическим строением значительно пелитизированы и альбитизированы. В незначительном количестве среди вкрапленников присутствует кварц, образующий оплавленные округлые зерна с извилистыми очертаниями. Вкрапленники темноцветного минерала нацело разложены и замещены агрегатом карбонатов и хлорита.

Основная масса пород микрокристаллическая, с пилотакситовой, а участками микропойкилитовой или псевдосферолитовой структурой. В ее составе преобладают удлиненные лейсты альбитизированного плагиоклаза, которые как бы цементируются кварцем. В основной массе наблюдаются также небольшие зерна пироксена и рудного минерала, а кроме того, продукты разложения этих минералов и стекла, представленные хлоритом, карбонатами и альбитом.

Химический состав пород показан в табл. 3 и на диаграмме (рис. 14).

Кислые породы широко распространены среди девонских отложений всех частей Тувинского прогиба. На западе и юго-западе прогиба кислые породы слагают большую часть разреза девонских вулканогенных пород. Например, по р. Хемчик из общей мощности 3000 *м* на их долю приходится около 2400 *м*. На р. Пертой они слагают практически всю вулканогенную толщу, а по р. Пиче-Теректы (левый приток р. Талайлык) составляют до 85% ее мощности. В центральной части прогиба, а также на его южной и северо-восточной окраинах кислые породы тоже составляют 50% и более мощности девонских вулканогенных образований. Во всех изученных разрезах кислые породы образуют не только покровы, сопровождаемые вулканическими брекчиями и пирокластическими образованиями, но и пластовые залежи (силлы), дайки и штоки.

В западной части прогиба по р. Хемчик нередко наблюдается залегание отдельных потоков на вулканических брекчиях. В кровле потоков обычны маломощные пласты туфов, которые чередуются с излившимися породами. В нижней части разреза р. Хемчик кислые породы образуют серию потоков, которым подчинены мощные прослои мелкообломочных туфов и спекшихся туфов (игнимбритов). В верхней части разреза количество пирокластических пород резко возрастает. В качестве примера интрузивных пластовых тел (силлов) можно привести данные по р. Пертой, где напротив устья р. Олды-Саргат среди мощной осадочной пачки, представленной зеленовато-серыми, красно-бурыми

песчаниками и алевролитами (азимут простирания 280°, падение на СВ 35—40°), залегает совершенно согласное тело липаритовых порфиров мощностью около 400 *м*. Верхний контакт этого тела с осадочными породами сопровождается зоной закалки и небольшими жилками фельзитов. В 30 *м* от нижнего контакта в теле липаритовых порфиритов встречен ксенолит красноцветных песчаников размером 8—12 *м* в поперечнике. По минералогическому составу, а также структурным особенностям среди кислых пород выделяются плагиопорфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и перлиты.

Плагиопорфиры представляют собой группу пород, сравнительно мало распространенную в пределах Тувинского прогиба. Они наблюдаются главным образом в западной, центральной и северо-восточной частях прогиба и образуют преимущественно интрузивные тела (силлы, штоки и дайки). Сравнительно редко они встречаются в виде покровов.

В западной части прогиба на левом берегу р. Хемчик, западнее пос. Бай-Тал, плагиопорфиры образуют согласно залегающие тела в толще вулканических брекчий. По простиранию согласные тела местами приобретают несогласные формы залегания и пересекают вулканические брекчии. Разрез наблюдаемой здесь вулканогенной толщи заканчивается розовато-серыми агломератами, в которых сравнительно много обломков красновато-розовых плагиопорфиров, встреченных ниже в виде пластовых и секущих тел. Все эти полевые наблюдения позволяют утверждать, что внедрение пластовых тел плагиопорфиров происходило одновременно с активной вулканической деятельностью и накоплением как пирокластических образований, так и излившихся пород. В центральной и северо-восточной части прогиба плагиопорфиры образуют преимущественно интрузивные тела (штоки, дайки); на северо-востоке встречаются также отдельные покровы, образованные плагиопорфирами.

Плагиопорфиры — это плотные, скрытокристаллические породы розоватого, лилового или красновато-бурого цвета с отдельными редкими вкрапленниками розоватых полевых шпатов. Почти все они обладают ясно выраженной порфировой структурой, хотя вкрапленники в них составляют незначительную часть, не более 10%. Вкрапленники представлены преимущественно короткостолбчатыми кристаллами полевых шпатов — альбитом, олигоклазом, реже андезином с ясно различимыми полисинтетическими двойниками. Редкие вкрапленники темноцветных, не превышающие 0,4—0,6 *мм*, представлены биотитом. Большинство фенокрист имеют неровные очертания. Часто вокруг вкрапленников наблюдается тонкая, иногда более широкая и расплывчатая оторочка буровато-зеленого хлорита.

Основная масса пород состоит из альбита, калиевого полевого шпата и кварца, между которыми располагаются мелкие чешуйки серицита и хлорита. Структура основной массы почти всегда микрозернистая. Размер зерен небольшой, не более 0,1—0,2 *мм*, только отдельные зерна кварца достигают размера 0,5—0,6 *мм* и приобретают вид вкрапленников. Как правило, все зерна, слагающие породу, имеют неправильные очертания. Иногда наблюдается сферолитовое строение основной массы. Последняя в таком случае состоит из кварц-полевошпатовых сферолитов, имеющих радиально-лучистое строение. В отдельных случаях кварц прорастает зерна полевых шпатов, образуя микропегматитовую структуру. Сравнительно редко плагиопорфиры приобретают фельзитовый облик вследствие отсутствия в них вкрапленников.

Фельзиты обычно скрытокристаллические, не содержат порфировых выделений, светло-серые, лилово-серые или розовые, с массивной

или флюидальной текстурой. Структура их преимущественно микрофельзитовая или микропойкилитовая, реже сферолитовая. Основная масса состоит из мелких зерен кварца, плагиоклаза и пелитизированного калиевого полевого шпата. Форма зерен чаще неправильная, а размеры их едва превышают 0,08 *мм*. По всей массе породы, занимая промежутки между зернами и заполняя мельчайшие трещинки, располагаются чешуйки серицита и хлорита. Иногда наблюдается полосчатое распределение зерен кварца и полевых шпатов, которое подчеркивается соответствующим параллельным расположением мелких рудных зернышек. В сферолитовых породах сферолиты образованы радиально-лучистыми волокнами пелитизированных полевых шпатов.

Фельзит-порфиры обладают преимущественно светло-серой или розовато-серой окраской. В них среди мелкозернистой основной массы, имеющей микрофельзитовую или микропойкилитовую структуру, отчетливо выделяются сравнительно идиоморфные, но оплавленные и корродированные вкрапленники полевых шпатов. Общее количество вкрапленников не превышает 15—20%, а размер их обычно 0,7—0,9 *мм*, хотя отдельные вкрапленники достигают 1,5—2 *мм*. Вкрапленники плагиоклаза всегда частично пелитизированы и серицитизированы, двойниковое строение в них почти не наблюдается. Часто они полностью замещены агрегатом кальцита и серицита. Нередко вокруг вкрапленников образуется небольшая оторочка из мелких зерен кварца. Несколько реже во вкрапленниках встречается калиевый полевой шпат, всегда сильно пелитизированный, имеющий буроватую окраску. Иногда вкрапленники образуют гломерофировые скопления. Акцессорные минералы — магнетит и, редко, циркон.

Кварцевые порфиры представлены очень плотными породами светло-серого, серого и красно-бурого цвета с макроскопически различимыми вкрапленниками кварца. Основная кварц-полевошпатовая масса породы имеет микрофельзитовую или микропсевдосферолитовую структуру. Иногда тот и другой тип структур сочетаются в породе, и тогда мельчайшие кварц-полевошпатовые сферолиты оказываются неравномерно рассеянными в микрофельзитовой основной массе. Количество вкрапленников варьирует от 10 до 25%. Среди порфировых выделений преобладает кварц, на долю которого приходится до 70% всего количества вкрапленников. Кроме кварца, в порфировых выделениях присутствуют калиевый полевой шпат, пятнистый пертит и спорадически небольшие таблички кислого плагиоклаза. Вкрапленники кварца достигают 2—2,5 *мм* в поперечнике, в среднем же не более 0,8 *мм*. Они имеют в общем округлую форму, осложненную причудливыми извилистыми очертаниями. Иногда края вкрапленников кварца лапчатые. Контуры калиевого полевого шпата и пятнистого пертита вкрапленников обычно нечеткие. В полосчатых кварцевых порфирах полосчатость подчеркивается линейным расположением относительно более крупных зерен кварца, обладающих волнистым угасанием.

Перлиты встречены только в западной части Тувинского прогиба, в верховьях р. Пертой, севернее устья р. Ортузен. Они слагают покров мощностью 20 *м*, залегающий на вулканической брекчии. Перлиты — плотные стекловатые породы светло-серого или зеленовато-серого цвета. Под микроскопом видно, что они состоят из неиндивидуализированного кварц-полевошпатового агрегата, в котором по всей массе породы в промежутках между зернами расположены чешуйки серицита и хлорита. Вся порода как бы разбита тонкими изогнутыми трещинками на отдельные овальные участки размером до 2 *мм*. Внутри участков такими же трещинками обособляются многочисленные, иногда более 20,

более мелкие овальные (эллипсоидальные, а иногда шаровые) участки размером 0,1—0,2 *мм*. Часто небольшие сферы образованы системой неправильно концентрических трещин. В перлитах нередко встречаются отдельные сравнительно крупные оплавленные и корродированные кристаллы кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза.

Химические анализы кислых пород даны в табл. 3 и на диаграмме (рис. 14), где можно видеть в общем весьма разнообразный их состав, варьирующий от типичных липаритов до дацитов, с одной стороны, и трахилипаритов — с другой.

Значительную роль в строении девонских вулканогенных толщ Тувинского прогиба играют **пирокластические и шлаковые образования.** Широкое распространение пирокластических пород в различных участках прогиба, несомненно, указывает на весьма активное развитие эксплозионной вулканической деятельности. Резко преобладают пирокластические образования кислых лав. Пирокластические породы среднего состава слабо развиты в Тувинском прогибе, а основного практически отсутствуют. Среди излившихся пород базальтового, диабаз-порфиритового, лабрадор-порфиритового состава широко распространены лаво-шлаковые образования.

Пирокластических пород кислого состава особенно много в западной части прогиба. Здесь они образуют большей частью пласты мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Пласты и линзы кислых пирокластических пород встречаются в большем или меньшем количестве и в других частях Тувинского прогиба.

По особенностям строения и составу кластического материала среди кислых пирокластических образований выделяются витрокластические, кристаллокластические и литокластические туфы, игнимбриты и вулканические брекчии.

Витрокластические туфы — плотные, слегка пористые породы светло-серого, розовато-серого, светло-зеленого цвета с мелкими, едва различимыми темно-серыми и темно-зелеными включениями. Туфы состоят из осколков вулканического стекла и пузыристой или волокнистой пемзы. Стекло почти полностью раскристаллизовано и образует криптокристаллические агрегаты зерен кварца. Осколки стекла имеют характерную для пепловых частиц форму — рогульчатую, пикообразную, серповидную, дугообразную. В скрещенных николях пепловые частицы обычно теряют характерные очертания и исчезают в тонкозернистой основной массе, которая, помимо кварца, содержит чешуйки серицита и, реже, мелкие угловатые осколки кислого плагиоклаза, сцементированные кремнистым материалом. Сравнительно редко витрокластические туфы содержат остроугольные обломки кристаллов кварца и полевого шпата размером 0,5—0,8 *мм*. Вторичные изменения в витрокластических туфах развиты очень сильно. Часто породы представляют сплошной агрегат серицита, карбоната и гидроокислов железа, в котором едва различимы раскристаллизованные пепловые частички с характерной для них формой.

Кристаллокластические туфы обладают розовато-серой окраской и содержат большое количество розовых и зеленых включений. Породы состоят из остроугольных обломков кварца, плагиоклаза и пертитового калиевого полевого шпата. Обломки кристаллов размером от 0,1 до 1,5 *мм* составляют до 40% массы породы. Кристаллы полевых шпатов пелитизированы и испещрены мелкочешуйчатым серицитом. Отдельные обломки кварца оплавлены. Цементирующая основная масса состоит из мелкозернистых агрегатов тех же минералов, раскристаллизованных осколков стекла рогульчатой или серповидной формы и ку-

сочков пузыристой пемзы. Пепловые частички превращены в тонкозернистый агрегат кварцевых зерен с примесью чешуек серицита. При неполной раскристаллизации пепловых частиц стекло приобретает темно-бурый цвет и параллельно-тонковолокнистую структуру. Вся эта цементирующая масса связывается тонкозернистым кремнистым материалом.

Литокластические туфы массивные, розовато-серые или зеленовато-серые, содержат до 50% остроугольных обломков кристаллов и пород. Большинство обломков принадлежит кварцевым порфирам с микрофельзитовой и микросферолитовой структурой, единичные обломки — андезитам с пилотакситовой структурой. В породах также много обломков кристаллов кварца, ортоклаза и плагиоклаза, чаще всего остроугольных, хотя отдельные крупные зерна кварца имеют округлую форму, напоминающую некоторые вкрапленники кварцевых порфиров. Размер обломков редко превышает 2 *мм*. Основная масса породы представлена мелкозернистыми агрегатами тех же минералов и продуктами перекристаллизации стекла. Нередко основная масса замещается агрегатами карбоната, кварца, хлорита и гематита.

Игнимбриты обладают светло-серой, зеленовато-серой или коричневато-серой окраской и содержат многочисленные включения типа фьямме. Форма включений очень разнообразна и причудлива: округлая с извилистыми краями, пикообразная, треугольная, палочкообразная. Чаще всего включения вытянуты вдоль напластования, размер их от 1—2 до 10—15 *мм*.

Среди игнимбритов можно выделить разновидности сильно спекшиеся и слабо спекшиеся. В сильно спекшихся породах обычно хорошо видно, что образующие породу пепловые частички при спекании потеряли свою остроугольную, рогульчатую форму и приобрели оплавленные, извилистые очертания и удлинение в одном направлении. Обломки кварца, полевых шпатов в таких породах сильно корродированы и обтекаются спекшимися пепловыми частичками. Вокруг обломков наблюдается узкая оторочка тонковолокнистого кремнистого вещества. Мелкие включения пемзы уплощены и вытянуты в виде цепочек, что придает породе флюидальную текстуру. В слабо спекшихся игнимбритах основная масса представляет собой криптокристаллический агрегат из спекшихся пепловых частиц, сплющенных в результате спекания; на отдельных участках в породах видны следы течения. Обломки кристаллов кварца и пертитового калиевого полевого шпата корродированы и оплавлены. Включения пемзы, имеющие разнообразные формы, слабо вытянуты.

Вулканические брекчии широко распространены в Тувинском прогибе. По составу цементирующей массы среди них выделяются два типа: туфовые и лавовые брекчии. Туфовые брекчии образуют линзы или небольшой мощности пласты, переслаивающиеся с покровами. Они отличаются от туфов главным образом размером обломков. В них преобладают обломки кварцевых порфиров, полосчатых фельзитов, редкие обломки темно-серых порфиритов и розовых плагиопорфиров. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 5—10 *см* и более. Цементируются обломки тонкозернистыми агрегатами кристаллов кварца, плагиоклаза и девитрифицированными угловатыми осколками стекла.

Лавовые брекчии всегда непосредственно связаны с каким-либо покровом или с серией покровов и в пределах отдельных покровов развиты исключительно неравномерно. В некоторых покровах лавовые брекчии отсутствуют, но иногда они образуют покров полностью или

слагают его отдельные участки. Это преимущественно массивные породы с остроугольными обломками, по составу не отличающимися от цементирующей массы. Часто контуры обломков совершенно незаметно сливаются с основной массой породы. Для основной массы и обломков характерна микрофельзитовая структура.

Пирокластические породы андезитового ряда по разнообразию и распространению значительно уступают пирокластическим образованиям кислых лав. Среди них выделяются туфы и туфобрекчии порфиритов, различия между которыми определяются главным образом размером обломков.

Туфы и туфовые брекчии порфиритов чаще всего имеют комковатое, реже массивное строение, лилово-серую или зеленовато-серую окраску и содержат многочисленные остроугольные обломки серых и буровато-серых порфиритов с гиалопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Реже в них наблюдаются обломки фельзитов с флюидальной текстурой и обломки слабо раскристаллизованного стекла. Еще реже встречаются обломки осадочных пород и кристаллов плагиоклазов и пироксенов. Размер обломков варьирует от нескольких миллиметров до 10—15 *см*. Обломки цементируются мелкозернистыми агрегатами кластического кварца, плагиоклаза, различных лав и обильно развитыми тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита, карбонатов, эпидота и цоизита.

Лаво-шлаковые образования довольно широко распространены в Тувинском прогибе и известны во всех разрезах, где имеются девонские вулканогенные образования. Наиболее типичны лаво-шлаковые образования диабазовые (базальтовые), менее характерны порфиритовые (андезитовые). Те и другие обычно сопровождают покровы, в которых они распределены весьма неравномерно; в одних случаях они составляют большую часть покрова, в других — образуют небольшой мощности зону в верхней его части, а в редких случаях образуют весь покров. Среди лаво-шлаковых образований можно выделить две наиболее встречающиеся разновидности пород: пористые и миндалекаменные шлаки и лавобрекчии.

Пористые и миндалекаменные шлаки — почти всегда темно-серые или зеленовато-серые ноздреватые породы с обильными округлыми, овальными или неправильной формы пустотами размером от 1—2 *мм* до 3—4 *см*. Когда пустоты заполнены кальцитом, хлоритом, кварцем и пренитом, пористые шлаки приобретают вид миндалекаменных пород. Нередко шлаки содержат линзовидные или другой формы включения красно-бурых девитрифицированных стекол и красноцветных осадочных пород.

Заканчивая краткий очерк вулканогенных образований Тувинского прогиба, приведем некоторые сравнительные данные. Подобно тому, как это имеет место в Минусинском прогибе, вулканогенные породы здесь наблюдаются в парагенезисе с красноцветными и пестроцветными лагунно-континентальными толщами, мощности которых значительно колеблются. В отдельных случаях (центральная часть Тувинского прогиба) они весьма значительны (9—10 *км*). Главная часть вулканогенных образований, как и в Минусинском прогибе, приурочена к нижнему девону и, отчасти, эйфелю. По составу вулканогенные накопления разнообразны. В западной и восточной частях прогиба широко развиты почти исключительно породы липаритового состава — фельзиты, фельзит-порфиры, липаритовые порфиры и их пирокласты и отчасти плагиопорфиры. В центральной части прогиба наряду с ними распростране-

ны породы андезитового и базальтового состава — диабазы, диабазовые и андезитовые (в том числе лабрадоровые) порфириты.

Сопровождение вулканогенных пород красно- и пестроцветными лагунно-континентальными отложениями, так же как текстурные и структурные особенности этих пород, указывает на то, что вулканические извержения происходили в наземных условиях. Химический состав вулканогенных пород, по данным многочисленных анализов, соответствует щелочно-земельному ряду. На представленных диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого, большая часть фигуративных точек основных пород располагается левее вариационной линии средних типов щелочно-земельных пород по Р. Дэли, что указывает на повышенное содержание в них полевошпатовой извести. Широко развитые кислые породы, наоборот, обеднены известью, но в то же время обогащены глиноземом.

Средние породы обнаруживают связь с основными породами, что видно не только по особенностям их минералогического состава и структуры, но и по химическому составу. Постепенные переходы от основных пород к средним и существование андезито-базальтов подтверждают представление о том, что средние породы являются дифференциатами базальтовой магмы. Аналогичные переходы между средними и кислыми породами не наблюдаются, что может быть связано с существованием независимых очагов кислой магмы.

Для выяснения своеобразия девонского вулканизма Тувинского прогиба представляет интерес анализ некоторых особенностей тектонической природы этого прогиба. Тувинский прогиб в отличие от Минусинского является унаследованной структурой, возникшей задолго до девонской эпохи накопления осадков. Он развивался к югу от весьма подвижной области Западного Саяна и следовал ее простиранию. Такое структурное положение обусловило, по-видимому, проявление в его пределах главным образом центрального типа извержений кислых магм. В центральной части Тувинского прогиба этот тип вулканизма осложнялся трещинными излияниями базальтовых лав, что связано с образованием здесь сложной системы блоков, отмеченных Н. С. Зайцевым (1957), К. А. Клитиным (1960), А. И. Анатольевой (1964) и другими исследователями. Дробление этой части прогиба способствовало внедрению базальтовых лав, но само оно было обусловлено, в частности, по-видимому, тем, что центральная часть Тувинского прогиба располагается на южном продолжении субмеридиональной полосы прогибаний Минусинской системы впадин и, таким образом, находится на скрещении двух разнонаправленных тектонических зон: минусинской — субмеридиональной и саянской — субширотной.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

На территории Горного Алтая расположен ряд прогибов, обладающих сходными чертами и образованных преимущественно девонскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами (рис. 15). Эти толщи залегают на подстилающих силурийских, ордовикских или кембрийских отложениях с перерывом или угловым несогласием, но в целом к прогибам, оконтуриваемым по подошве девона, обычно тяготеют также ордовикские или силурийские отложения. Таким образом, в строении прогибов намечаются определенные черты преемственности от прогнутых зон, сформировавшихся в додевонское время. В этом отношении система горноалтайских прогибов значительно отличается от Минусинских впадин и

обладает известным сходством с Тувинским прогибом. Однако если в Тувинском прогибе отличия в строении разных участков в общем не слишком велики, за исключением его юго-западной части, то в Горном Алтае разрезы девонских отложений, слагающих различные прогибы, существенно отличаются один от другого, как, впрочем, и строение разрезов внутри отдельных прогибов.

Вследствие недостаточной изученности стратиграфических проблем в системе горноалтайских прогибов не всегда ясны взаимоотношения

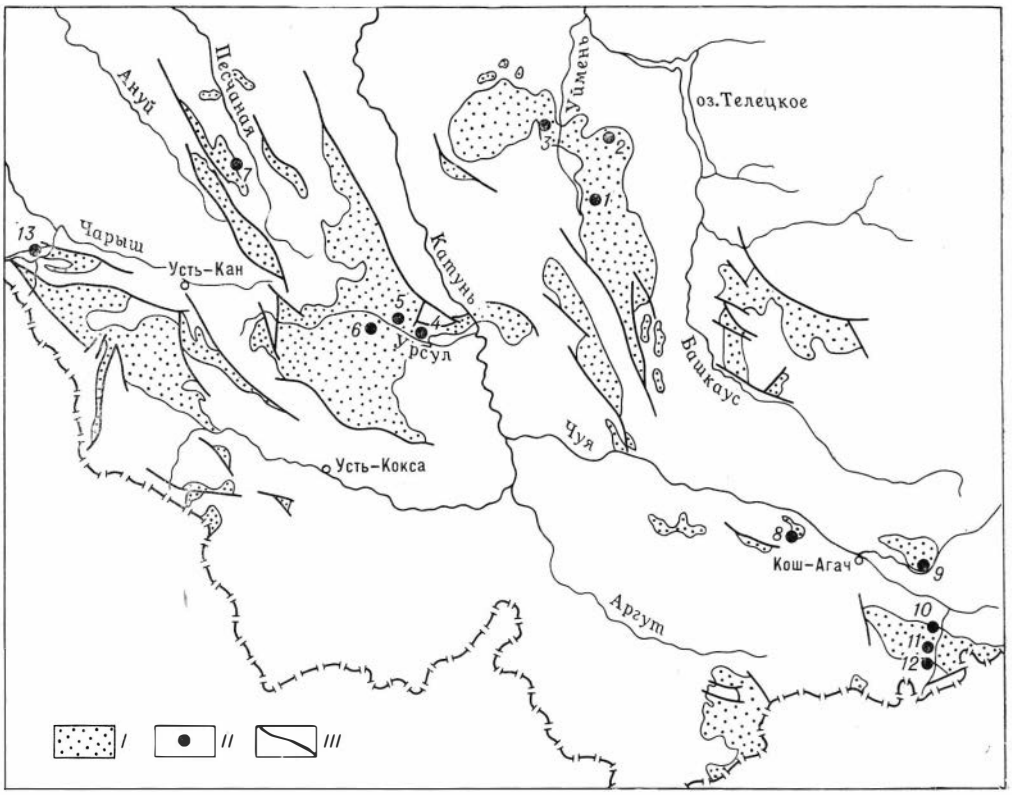


Рис. 15. Расположение изученных разрезов девонских вулканогенных образований Горного Алтая.

I — площади распространения вулканогенных пород; II — изученные разрезы; III — разломы.

между девонскими и силурийскими отложениями, поэтому отдельные осадочные толщи, такие как каракудюрская, не имеют строгой возрастной датировки. Различные исследователи относят ее то к нижнему девону, то к силуру.

В Горном Алтае известны в настоящее время только девонские вулканогенные образования, а более поздние проявления магматической деятельности связаны главным образом с возникновением различных интрузивных тел, внедрившихся в каменноугольное или пермское время. Проявления вулканической деятельности, сопровождающей эти интрузии, пока не известны. Здесь отсутствуют и характерные для Минусинского и Тувинского прогибов нижнекаменноугольные пепловые накопления.

СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РАЗРЕЗОВ

Строение девонских вулканогенных образований горноалтайских прогибов весьма разнообразно, поэтому удобнее их рассмотреть по группам. В первую очередь следует познакомиться с разрезами Уймено-Лебедского прогиба, расположенного ближе всего к Тувинскому и Минусинскому прогибам, а затем перейти к обзору данных по Ануйско-Чуйскому и Коргонскому прогибам. В Уймено-Лебедском прогибе вулканогенные образования относятся к эйфельскому и живетскому ярусам среднего девона и к верхнему девону, в Ануйско-Чуйском имеются также нижнедевонские вулканогенные образования, а в Коргонском известны только среднедевонские проявления вулканической деятельности. Нижнекаменноугольные отложения вообще отсутствуют в Горном Алтае, поэтому и соответствующих разрезов здесь нет, а среди немногочисленных разрезов пермских отложений вулканогенные образования пока не обнаружены (рис. 15, 16).

Для **Уймено-Лебедского прогиба** наиболее характерен разрез, прослеживающийся на водоразделе рек Учал — Уйкарасташ от верховий рек Пыжа и Сумурлу на запад вплоть до верховий р. Уймень. Основание разреза не обнажено. Пласты осадочных пород, туфов, вулканических брекчий и покровы эффузивов вытянуты в меридиональном или субмеридиональном направлении, падают на запад и лишь в правобережной части р. Уймень образуют две небольшие складки, осложненные разрывными нарушениями. Разрез (рис. 16, колонка 1) здесь начинается толщей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, лиловых и серых, общей мощностью около 750 *м* (сумурлинская свита, по В. М. Сеннникову, 1960).

Имеющаяся фауна брахиопод, кораллов, мшанок, табулят и ругоз определяет возраст толщи в пределах нижний девон — эйфельский ярус среднего девона. На размытой поверхности этой толщи несогласно залегают (снизу вверх):

1. Средне- и крупногалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, образующие пачку около 130 *м* мощности.

2. Выше следует серия вулканогенных, преимущественно пирокластических пород, которым подчинены покровы андезитовых порфиритов и диабазов, образующих пачки мощностью от 40 до 80 *м*. Венчается серия горизонтом туфовых брекчий и конгломератов мощностью около 60 *м*. Общая мощность серий 500 *м*.

3. Серые и темно-серые мелкозернистые и среднезернистые песчаники с прослоями до 1,5—2 *м* лиловых алевролитов и линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность 600 *м*.

4. Песчаники среднезернистые и крупнозернистые, полимиктовые, лиловые, серые или зеленые, с тонкими прослоями серых и лиловых алевролитов, линзами и пластами конгломератов и мелкозернистых известковистых песчаников. Часто наблюдается косая слоистость. В основании пачки залегает пласт туфов липаритовых порфиров мощностью 30 *м* и покров темно-лиловых липаритовых порфиров мощностью 25 *м*. В средней части пачки — межпластовая залежь андезитовых порфиритов мощностью 5 *м*. Общая мощность пачки 430 *м*.

5. Чередование пластов и пачек туфов и туфовых брекчий с покровами андезитовых порфиритов. Общая мощность 630 *м*.

6. Конгломераты лиловые, средне- и крупногалечные, с галькой песчаников, алевролитов, гравелитов, шлаковых образований, липаритовых порфиритов и их туфов, порфиритов и диабазов. Мощность конгломератов 80 *м*. Выше конгломератов — переслаивание лиловых, серых и

темно-серых мелкозернистых и крупнозернистых песчаников с алевролитами, известковистыми алевролитами и, реже, мергелями. В нижней и средней частях пачки отмечены покров кварцевых порфиров и пласты липаритовых туфов мощностью от 5 до 30 *м*. В верхней части расположены два покрова диабазов общей мощностью около 55—60 *м*. Общая мощность пачки 700 *м*.

Рассмотренная выше мощная толща, объединяющая пачки 2—6, впервые выделена И. И. Белостоцким (1955) под названием уйкараташской свиты. Он относил эту толщу к самым низам верхнего девона или к зоне, переходной от живетского к франскому ярусу.

В. М. Сенников предполагает (1960), что формирование описанной вулканогенно-осадочной толщи происходило, скорее всего, в верхнеэйфельское время.

7. Средне- и крупновалунные конгломераты, в которых галька и валуны представлены главным образом порфиритами и диабазами, отчасти также алевролитами, песчаниками и известняками. Выше конгломератов залегают туфы липаритовых порфиров мощностью 10—15 *м*. Общая мощность горизонта конгломератов и туфов 30 *м*.

8. Мощная серия сероцветных алевролитов, глинистых сланцев, песчаников, известняков и мергелей, чередующихся пластами мощностью до 50—60 *м*. Общая мощность 1300 *м*.

9. Выше залегают серые известняки с живетской фауной брахиопод, среди которых имеются типичные формы *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Коп.) колониальных и одиночных кораллов и мшанок, образующие толщу около 350—400 *м* мощности.

Комплекс осадочных пород, включающий пачки 7—9, И. И. Белостоцким (1955) был выделен под названием учальской свиты.

10. Над известняками залегает мощный горизонт среднегалечных серо-лиловых и серо-зеленоватых конгломератов с гальками известняков, песчаников и алевролитов, эффузивных пород и редкой галькой кварца, кверху сменяющийся песчаниками.

В области контакта конгломератов с известняками проходит зона тектонического нарушения, в пределах которой породы рассланцованы, галька в конгломератах резко удлинена и сплющена.

И. И. Белостоцкий (1955) считал, что учальской свитой разрез девонских отложений заканчивается и что западнее тектонической зоны он просто повторяется. Позднее В. М. Сенников (1960) отметил ошибочность этого положения и указал, что в действительности к западу разрез девонских вулканогенно-осадочных толщ наращивается.

Мощная вулканогенно-осадочная толща (тарболинская свита по В. М. Сенникову, 1960), залегающая выше конгломератов, по многочисленным особенностям строения и составу пород резко отличается от подстилающих пород эйфельского и живетского ярусов. Возраст ее В. М. Сенников (1960) считает верхнедевонским. Разрез этой толщи охватывает следующую серию слоев (снизу вверх):

11. Пачка покровов диабазов и диабазовых порфиритов, реже андезитовых порфиритов и их туфов. В нижней и средней частях пачки присутствуют единичные покровы фельзит-порфиров и их туфов мощностью от 20 до 45 *м*. Вулканогенные образования переслаиваются с темно-серыми и серыми песчаниками, содержащими маломощные прослои алевролитов, черных или зеленых сланцев. Мощность 850 *м*.

12. Темно-серые и светло-серые фельзиты с прекрасно выраженной флюидальной текстурой, в нижней части с горизонтом липаритовых туфов и туфовых брекчий. Мощность 150 *м*.

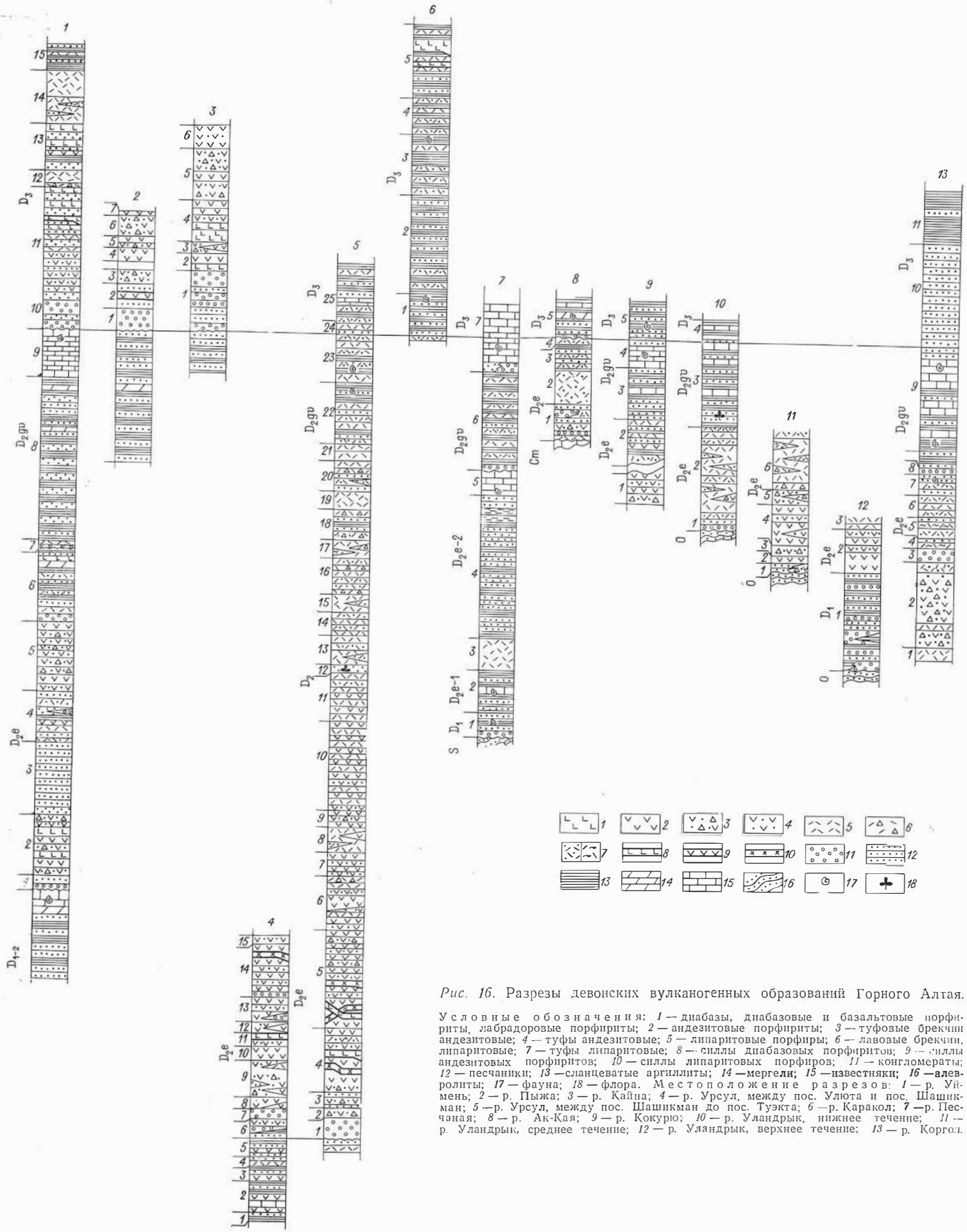


Рис. 16. Разрезы девонских вулканогенных образований Горного Алтая.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — андезитовые порфириты; *3* — туфовые брекчии андезитовые; *4* — туфы андезитовые; *5* — липаритовые порфиры; *6* — лавовые брекчии, липаритовые; *7* — туфы липаритовые; *8* — силлы диабазовых порфиритов; *9* — силлы андезитовых порфиритов; *10* — силлы липаритовых порфиров; *11* — конгломераты; *12* — песчаники; *13* — сланцеватые аргиллиты; *14* — мергели; *15* — известняки; *16* — алевролиты; *17* — фауна; *18* — флора. Местоположение разрезов: *1* — р. Уймень; *2* — р. Пыжа; *3* — р. Кайна; *4* — р. Урсул, между пос. Улюта и пос. Шашикман; *5* — р. Урсул, между пос. Шашикман до пос. Туэкта; *6* — р. Каракол; *7* — р. Песчаная; *8* — р. Ак-Кая; *9* — р. Кокурю; *10* — р. Уландрык, нижнее течение; *11* — р. Уландрык, среднее течение; *12* — р. Уландрык, верхнее течение; *13* — р. Коргон.

Заказ 6194

13. Песчаники с прослоями полосчатых алевролитов, с подчиненными им покровами диабазов и диабазовых порфиритов. Мощность 350 *м*.

Наряду с покровами в рассматриваемой части разреза наблюдаются дайки диабазов мощностью от 2 до 8 *м*. Они довольно отчетливо прослеживаются в отвесных стенках ледниковых каров. Простирание даек в общем совпадает с простиранием пород, но падают они навстречу пластам вулканогенных и осадочных пород.

14. Покровы фельзитов, кварцевых порфиров и, реже, фельзит-порфиров с единичными маломощными слоями и линзами их туфов. В основании пачки — горизонт туфовых и лавовых брекчий того же состава. Общая мощность пачки 450 *м*.

15. Тонкополосчатые темно-серые и серые песчаники и алевролиты и зеленоватые глинистые сланцы с редкими маломощными (до 4 *м*) пластовыми телами фельзитов. Видимая мощность 200 *м*.

Вулканогенно-осадочные образования пачек (14 и 15) В. М. Сенниковым (1960) объединены в угульскую свиту.

В среднем течении р. Пыжа вдоль ее правого берега вверх по течению, начиная от устья р. Каналу до урочища Обого (устье р. Суельты) прослеживается только верхняя часть разреза девонских отложений (рис. 16, колонка 2), характерная для южной части Уйменско-Лебедского прогиба. Здесь среди вулканогенно-осадочных образований довольно четко обособляются две толщи: нижняя — осадочная и верхняя — вулканогенно-осадочная, выделяемые В. М. Сенниковым (1960) соответственно под названиями учальской и тарболинской свит. Породы этих свит в данном разрезе слагают сравнительно крупную брахисинклиналь. На северо-западном крыле брахисинклинали видимая мощность учальской свиты, выходы пород которой прослежены от устья р. Каналу до устья р. Курай, составляет 1100 *м*. Свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами и подразделяется на две части: нижнюю — пестроцветную и верхнюю — сероцветную. Основание свиты не наблюдалось.

На юго-западном крыле брахисинклинали у устья р. Суельты (ур. Обого) и в верховьях р. Айрагач (В. М. Сенников, 1960) в серых глинистых органогенных известняках учальской свиты имеется живетская фауна брахиопод, мшанок, кораллов и гастропод, включающая *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Коп.).

Примерно 0,5 *км* ниже устья р. Курай по правому берегу р. Пыжа (рис. 16, колонка 2) на учальской свите залегают (снизу вверх) следующие слои:

1. Среднегалечные конгломераты, серые и пестроокрашенные, с галькой кварца, известняков и маломощными (до 30 *см*) линзами и прослоями гравелитов. Мощность 170 *м*.

2. Песчаники полимиктовые, в нижней части пестроцветные, с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, в верхней части — серо-зеленые и темно-серые до черных, среднезернистые. В них залегает пластовое интрузивное тело лабрадоровых порфиритов мощностью около 20 *м*, на контакте с которым песчаники ороговикованы. Общая мощность пачки 200 *м*.

3. Туфовые брекчии андезитовых порфиритов, серо-зеленые и зеленые. Размер обломков в нижней части пачки 1—2 *см*, выше по разрезу 20—30 *см*. Видимая мощность 120 *м*.

Перерыв в разрезе 70 *м*.

4. Андезитовые порфириты, темно-серые до черного и темно-зеленые, с афанитовой текстурой и редкими мелкими порфировыми выделениями плагиоклазов. Видимая мощность 100 *м*.

5. Андезитовые порфириты афанитового сложения, чередующиеся с пироксеновыми порфиритами с отчетливо выраженной порфировой структурой. В основании пачки залегает горизонт темно-лиловых андезитовых туфов и туфовых брекчий мощностью 40 *м*. Общая мощность 130 *м*.

6. Туфы и туфовые брекчии андезитовых порфиритов, темно-зеленые. Мощность 250 *м*.

7. Андезитовые порфириты, темно-зеленые и темно-лиловые.

В верховьях р. Кайны, левого притока р. Уймень, наблюдается разрез (рис. 16, колонка 3) девонских вулканогенно-осадочных образований, аналогичный описанному на р. Пыжа, но несколько более мощный. Основание разреза здесь также не вскрыто.

В разрезе видно, что на песчаниках верхней части учальской свиты залегает:

1. Мощная пачка средне- и крупногалечных конгломератов с прослоями серых песчаников. В гальках конгломератов преобладают кварц и темно-серые до черных кремнистые породы. Реже встречается мелкая галька алевролитов и песчаников. Выше по разрезу содержание гальки кварца в конгломератах постепенно уменьшается, появляется галька известняков. Крупность гальки увеличивается. Конгломераты приобретают лиловую окраску. Общая мощность пачки 500 *м*.

Над конгломератами располагается мощная толща, представленная исключительно вулканогенными образованиями, в которой выделяются следующие породы (снизу вверх):

2. Покровы темно-зеленых андезитовых порфиритов, в основании пачки также зеленых диабазов. Породы сильно изменены. Мощность 150 *м*.

3. Туфы и туфовые брекчии андезитовых порфиритов, среди которых залегает покров пироксеновых андезитов мощностью 20—25 *м*. Общая мощность пачки 100 *м*.

4. Мощная серия покровов диабазов и андезитовых порфиритов с редкими пластами их туфов. Покровы диабазов слагают нижнюю часть пачки. Мощность 350 *м*.

5. Туфовые брекчии и туфы андезитовых порфиритов с единичными покровами этих же порфиритов. Мощность 400 *м*.

6. Чередующиеся покровы андезитовых порфиритов и их туфов. Видимая мощность 200 *м*.

В этой части разреза присутствуют мощные (до 60 *м*) тела сильно измененных лабрадоровых порфиритов, в которых содержится большое количество крупных фенокрист плагиоклаза, достигающих размеров 1×3 *мм*.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород прорван серией даек и жил зеленых и темно-зеленых диабазов. Мощность от 1,5 до 12—15 *м*. Простирание даек изменяется от 0 до 30° или от 0 до 345°, а азимут падения плоскостей контактов колеблется в пределах 35—60° на З—СЗ; следовательно, ориентировка даек почти перпендикулярна залеганию вмещающих пород. Диабазы трудно отличимы от диабазов покровов.

В Ануйско-Чуйском прогибе наиболее типичный мощный разрез девонских вулканогенно-осадочных образований Горного Алтая прослеживается между пос. Онгудай и р. Талда, вдоль долины р. Урсул. Разрез характеризует центральную часть прогиба.

По левому берегу р. Урсул, в 2 *км* выше пос. Улюта и до пос. Шашикман, обнажены наиболее низкие горизонты комплекса вулканогенно-осадочных пород, весьма четко подразделяющихся на две

толщи: нижнюю — преимущественно осадочную и верхнюю — вулканогенную (рис. 16, колонка 4).

Разрез нижней толщи (известной под названием каракудюрской свиты) прослеживается между пос. Улюта и пос. Онгудай (до правого склона долины р. Талда, левого притока р. Урсул) и представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Песчаники, сланцы и известняки зеленовато-серого цвета с пластовыми телами андезитовых порфиритов, быстро выклинивающимися по простиранию. Мощность около 40—50 *м*.

2. Известковистые песчаники, известняки и сланцы, переслаивающиеся с покровами зеленых и серо-зеленых андезитовых порфиритов. Мощность около 200—250 *м*.

3. Преимущественно песчаниковая пачка, в нижней части представленная серыми и зелеными массивными песчаниками, чередующимися с пластовыми телами андезитовых порфиритов. Выше по разрезу эти песчаники чередуются с красновато-бурыми песчаниками. Роль красноцветных песчаников вверх по разрезу возрастает, и среди них появляются прослои лиловых сланцев. Мощность пачки 120 *м*.

4. Зеленые, лиловые и темно-лиловые песчаники и сланцы, переслаивающиеся с пластовыми телами фельзитов. Мощность 80 *м*.

5. Зеленые песчаники и сланцы с редкими прослоями лиловых. Среди этих пород присутствуют покровы темно-зеленых андезитовых порфиритов. Мощность около 150 *м*.

Породы нижней толщи смяты в изоклинальные складки, что и обусловливает кажущуюся большую ее мощность. А. Н. Кононов (1959) указывает, что среди отложений этой толщи А. Ф. Белоусовым в 1957 г. были найдены отпечатки флоры, по определениям А. Р. Ананьева, характерной для нижнего девона. Кроме этих находок, какие-либо палеонтологические данные, достоверно указывающие на нижнедевонский возраст пород рассматриваемой толщи, отсутствуют.

Некоторые геологи (Гинцингер, 1958, 1959; Кононов, 1959, 1963) сопоставляют отложения описанной толщи с палеонтологически охарактеризованными нижнедевонскими породами (барагашская свита), развитыми в бассейне северо-западной части Ануйско-Чуйской зоны.

Разрез верхней (вулканогенной) толщи прослеживается от правого берега р. Талда в 3 *км* северо-восточнее пос. Онгудай до пос. Шашикман, где толща срезана разломом. Толща представлена следующими пачками (снизу вверх):

6. Алевролиты и тонкозернистые песчаники нижележащей толщи вверх по разрезу постепенно переходят в мелкогалечные конгломераты с прослоями и линзами серо-зеленых мелкозернистых песчаников и лиловых алевролитов. Состав гальки: темно-серые песчаники, светло- и темно-зеленые сланцы. Средний размер гальки 2—4 *см*. Форма гальки чаще уплощенная. В верхней части пачки присутствуют пласт (10 *м*) и линза (1×4 *м*) темно-зеленых и лиловых андезитовых туфов. Видимая мощность пачки 160 *м*.

7. Выше по разрезу залегает мощная пачка среднегалечных конгломератов, венчающаяся горизонтом мощностью 7—10 *м* лиловых крупногалечных конгломератов, содержащих валуны размером до 25—30 *см*; галька представлена темно-серо-зелеными песчаниками, андезитовыми туфами и глинистыми сланцами. Конгломератам подчинены прослои и линзы алевролитов. Мощность пачки около 90 *м*.

8. Покровы темно-зеленых и светло-зеленых андезитовых порфиритов, в основании с пластом андезитовых туфов мощностью 1 *м*. Мощность пачки 100 *м*.

9. Туфовые брекчии и андезитовые туфы, лиловые, зеленые и серо-зеленые. Размер обломков в брекчиях варьирует от 5—6 до 20—30 *см*. Форма обломков остроугольная, реже эллипсоидальная. В туфовых брекчиях встречаются крупные, овальной формы вулканические бомбы размером до 40—60 *см*, окаймленные прекрасно выраженными шлаковыми зонами. В верхней части пачки присутствуют покровы андезитовых порфиритов, отмечен также покров светло-серых фельзитов мощностью до 7 *м*. Общая мощность 300 *м*.

10. Покровы светло-серо-лиловых и серо-зеленых андезитовых порфиритов. Мощность 120 *м*.

11. Покровы темно-зеленых и зеленых андезитовых порфиритов. В основании пачки пласт туфов мощностью 25—30 *м*. Общая мощность 120 *м*.

12. Темно-лиловые и серо-лиловые туфы и мелкообломочные андезитовые туфовые брекчии, чередующиеся с редкими маломощными покровами андезитовых порфиритов. Мощность 100 *м*.

13. Покровы андезитовых порфиритов, темно-зеленых и серо-лиловых, в средней части пачки с пластом андезитовых туфов мощностью 50 *м*, а в нижней части — крупной линзой мелкогалечных конгломератов мощностью 35 *м*. Общая мощность 200 *м*.

14. Покровы андезитовых порфиритов, чередующихся с пластами и линзами их туфов и мелкообломочных туфовых брекчий. В основании разреза залегает пласт серо-лиловых конгломератов мощностью 5—7 *м*. Общая мощность 430 *м*.

15. Светло-зеленые андезитовые порфириты; в верхней части пачки их туфы. Видимая мощность 70 *м*.

В верхней части толщи наблюдаются вначале редкие, а затем, на участке ближе к северо-восточной окраине пос. Шашикман, довольно частые небольшие рвущие тела типа даек, некков и пластовых интрузивных залежей микрогранит-порфиров и кварцевых порфиров. Мощность интрузивных тел и размеры их в поперечнике варьируют от 7—8 до 30—35 *м*.

Вулканогенные образования этой толщи впервые были выделены К. В. Радугиным (1930) под названием онгудайской свиты предположительно силурийского возраста. В настоящее время возраст свиты большинством исследователей считается эйфельским. Палеонтологические остатки, за исключением плохо сохранившихся отпечатков флоры *Cephalopteris* (?) *praecos* Höeg, установленных А. Ф. Белоусовым (Кононов, 1959) в конгломератах основания толщи, отсутствуют. А. Н. Кононов (1959) указывает, что в 40 *км* к юго-западу от пос. Онгудай, в верховьях р. Терехтушки, где эта свита представлена песчаниками и сланцами с горизонтами известняков и порфиритов, найдены остатки *Conchidium* cf. *pseudobaschkiricum* Tschern.

По левому берегу р. Урсул от пос. Шашикман до пос. Туэкта в непрерывном разрезе прослеживаются более высокие горизонты девонской вулканогенно-осадочной серии, в которых сравнительно четко выделяются четыре толщи; их строение приводится ниже (рис. 16, колонка 5). Этот разрез отделен от предыдущего разломом и частично его повторяет.

Самая нижняя вулканогенная толща (онгудайская свита), в общем аналогичная описанной выше, прослеживается по правому берегу р. Шашикман, а затем вдоль левого берега р. Урсул вверх по течению. Разрез свиты здесь представляют следующие породы (снизу вверх):

1. Базальный горизонт мелко- и среднегалечных конгломератов, залегающих на серо-лиловых и темно-серых мелкозернистых песчаниках видимой мощностью около 60—70 *м*. Конгломераты светло-лиловые и

темно-зеленые, с галькой алевролитов, глинистых сланцев, песчаников, известняков, эффузивных пород, кварца, кварцитов, гранитов, метаморфических сланцев. Мощность 180 *м*.

2. Туфовые брекчии андезитовых порфиритов, серо-зеленые и серо-лиловые, с единичными маломощными телами порфиритов. Мощность 70 *м*.

3. Чередующиеся темно-серые и темно-лиловые полосчатые песчаники с зеленовато-лиловыми андезитовыми туфами и туфовыми брекчиями. В основании пачки — пласт песчаников мощностью 50 *м*. Общая мощность пачки 120 *м*.

4. Покровы зеленых и светло-зеленых андезитовых порфиритов, чередующихся с маломощными пластами их туфов и туфовых брекчий и очень редкими пластами липаритовых туфов. Мощность 520 *м*.

5. Чередование покровов зеленых, серо-зеленых андезитовых порфиритов с пластами их туфов и мелкообломочных туфовых брекчий. Общая мощность пачки 800 *м*.

Среди вулканогенных образований пачек 4—5 встречены многочисленные пластообразные интрузивные тела, представленные серыми, розовато-серыми порфирами с редкими выделениями кварца или без него. Мощность их колеблется от 4—5 до 7 *м*. Наблюдаются также маломощные, до 5 *м*, тела темно-зеленых кварцсодержащих диабазов. Обычно это дайки мощностью до 5—6 *м*, которые секут пластовые тела порфиритов. Повсеместно, где произошло внедрение порфиров, во вмещающих вулканогенных породах наблюдается большое количество жил кварца.

6. Покровы зеленых и светло-зеленых андезитовых порфиритов. В основании пачки залегает горизонт андезитовых туфов мощностью 70 *м*, в средней части — покров темно-зеленых кварцевых порфиров, в верхней, на горизонте вулканических брекчий мощностью 20 *м*, содержащих остроугольные обломки или округлой удлиненной формы вулканические бомбы размером от 4—6 до 20 *см*, размещается покров серо-зеленых фельзит-порфиров мощностью 30 *м*. Выше этого покрова — пласт липаритовых вулканических брекчий. Общая мощность пачки 450 *м*.

7. Покровы зеленых и светло-зеленых порфиритов. В нижней части пачки присутствует покров фельзитов мощностью до 7—8 *м*, а в верхней — пласт андезитовых туфов до 5 *м*. Мощность 250 *м*.

Слои 1—7 входят в состав онгудайской свиты, мощность которой в данном разрезе 2450 *м*.

В отличие от предыдущего разреза по р. Урсул здесь в верхней части онгудайской свиты более многочисленны покровы дацитовых порфиритов.

Для рассматриваемого разреза характерна также резкая изменчивость мощностей онгудайской свиты с юга на север (от 2450 *м* по рекам Шашикман и Урсул до 200—250 *м* по р. Н. Талда).

На участке, расположенном на крайнем юго-востоке, между пос. Онгудай и пос. Шашикман, широко развиты монотонные пачки (до 150 *м*) крупноглыбовых брекчий и крупные, до 100 *м* мощности, тела андезитовых порфиритов, практически не разделяющихся на отдельные покровы, что, по-видимому, обусловлено близостью горловины древнего вулкана.

На вулканогенных образованиях онгудайской свиты залегает вулканогенная толща, в строении которой наряду с породами андезитового состава приблизительно в равном количестве присутствуют вулканогенные образования липаритового ряда. Разрез этой толщи, прослеживающийся вверх по р. Урсул до р. Курата, представлен следующей группой пачек (снизу вверх):

8. Светло-серые и зеленовато-серые кварцевые порфиры с единичными линзовидными телами андезитовых порфиритов мощностью до 2—5 *м* и пластами мелкообломочных липаритовых туфов. Мощность 200 *м*.

9. Покровы светло-серо-зеленых андезитовых порфиритов, чередующихся с пластами туфов и мелкообломочных туфовых брекчий андезитовых порфиритов. Размер обломков в последних обычно не превышает 5 *см*. В нижней части пачки залегает горизонт мощностью около 40 *м* крупнообломочных туфовых брекчий с размером обломков до 10—15 *см*. Общая мощность 150 *м*.

10. Чередующиеся покровы светло-серых, зеленовато-серых и темно-серых фельзит-порфиров, фельзитов, реже кварцевых порфиров и серо-зеленых и темно-зеленых андезитовых порфиритов, в верхних частях покровов миндалекаменных. В нижней части пачки содержатся частые маломощные пласты андезитовых туфов. Мощность 750 *м*.

На этом участке весьма четко выражено покровное строение вулканогенной толщи, которое хорошо устанавливается не только по чередованию различных по составу покровов, но прекрасно прослеживается и в рельефе, имеющем вид гребневидных выступов или уступов, каждый из которых отвечает покрову.

11. Покровы светло-серых фельзит-порфиров и фельзитов, чередующиеся с покровами темно-зеленых андезитовых порфиритов и пластов их туфов. Мощности покровов и пластов туфов варьируют от 8 до 20 *м*. Верхняя часть разреза представлена чередующимися покровами кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, фельзитов и редких пластов их туфов. В покровах нередко наблюдается флюидальная текстура. Общая мощность 400 *м*.

Вулканогенные образования приведенной выше толщи образуют синклинальную складку, большая часть восточного крыла которой срезана разломом. Простирание пород меридиональное, с незначительными отклонениями. Углы падения крыльев складки 60—65°.

Начиная от р. Курата вверх по течению р. Урсул по ее левому берегу прослеживается следующая толща, в строении которой наряду с вулканогенными породами принимают участие и осадочные. Вулканогенные породы представлены исключительно кислыми эффузивами, их туфами и вулканическими брекчиями. Строение толщи таково (снизу вверх):

12. Серые и темно-серые средне- и грубозернистые песчаники с прослоями темно-серых и черных глинистых сланцев. В этом горизонте присутствуют отпечатки флоры, которая, по заключению Г. П. Радченко, характерна для отложений среднего девона (Кононов, 1959). Мощность 60 *м*.

13. Серия покровов темно-серых и серых фельзитов, фельзит-порфиров, реже кварцевых порфиров с одиночными пластами и линзами их туфов. Мощность 250 *м*.

14. Покровы серых, розовато-серых фельзит-порфиров, часто чередующиеся с пластами и линзами их туфов мощностью от 1,5 до 35 *м*. В фельзит-порфирах нередко наблюдается флюидальная текстура. Мощность 200 *м*.

15. Темно-серые и пепельно-серые фельзит-порфиры и фельзиты с массивной или флюидальной текстурой, среди которых присутствуют единичные маломощные пласты и линзы их туфов. Мощность 150 *м*.

16. Мощная пачка, представленная часто чередующимися мелкообломочными, реже крупнообломочными липаритовыми туфовыми брекчиями и маломощными пластами (0,5—1,5 *м*) игнимбритов, сосредоточенных в центральной части пачки. Среди указанных пород встречаются еди-

ничные маломощные покровы фельзит-порфиров и фельзитов. Мощность 300 *м*.

17. Серые и пепельно-серые фельзит-порфиры и фельзиты с массивной и флюидальной текстурой, содержащие единичные линзовидные тела мощностью 1,0—2,5 *м* их туфов и мелкообломочных туфовых брекчий. Мощность 150 *м*.

18. Сложно построенная пачка, в основании которой залегают темно-серые мелкообломочные липаритовые туфовые брекчии. Выше следуют кристаллокластические липаритовые туфы, чередующиеся с маломощными пластами песчаников и пепельно-серых игнимбритов. Мощность пластов и прослоев игнимбритов до 0,5 *м*. Выше по разрезу песчаники и туфы сменяются пачкой темно-серых глинистых сланцев мощностью до 15 *м* с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Венчает осадочную серию пород в средней части этой пачки горизонт среднезернистых серых песчаников и гравелитов мощностью 7 *м*. Верхняя часть пачки представлена туфовыми брекчиями кислых эффузивов. Общая мощность пачки 250 *м*.

19. Серия покровов фельзит-порфиров, фельзитов и кварцевых порфиров. В нижней части толщи — темно-серые кварцевые порфиры с четко выраженной флюидальной текстурой, содержащие редкие порфировые выделения кварца. В средней части — темно-серые полосчатые фельзиты, чередующиеся с массивными пепельно-серыми фельзит-порфирами. Венчают пачку покровы светло-серых полосчатых фельзит-порфиров мощностью 20 *м*. Мощность пачки 150 *м*.

Общая мощность рассмотренной группы пачек (1—19) 1500 *м*.

Выше залегает вулканогенно-осадочная толща, в строении которой осадочные породы преобладают. Толща прослеживается от пос. Каракол до пос. Туэкта и представлена следующей серией пород (снизу вверх):

20. Пачка вулканогенно-терригенных образований. Нижняя ее часть сложена светло-серыми липаритовыми туфами и серо-зелеными и черными сланцами с прослоями серых мелкозернистых песчаников. Мощность пластов этих пород колеблется от 1,5 до 3,5 *м*. Среди них залегает крупная линза мелкогалечных конгломератов, в которых галька и остроугольные обломки представлены фельзитами и фельзит-порфирами. Выше наблюдается частое чередование темно-серых и черных алевролитов и серых песчаников. В средней части толщи — серо-зеленые липаритовые туфы с прослоями и линзами до 0,5—1,0 *м* серо-зеленых алевролитов и маломощными (0,4—0,5 *м* и в редких случаях 1,0 *м*) пластами и линзами игнимбритов пепельно-серого цвета. Вверх по разрезу туфы переходят в плохо окатанные грубозернистые песчаники с плохо сортированным псаммитовым материалом. Венчает пачку покров флюидальных темно-серых фельзитов и пласт мелкообломочных туфовых брекчий мощностью по 20 *м* каждый. Общая мощность пачки 250 *м*.

21. Серия покровов серых и пепельно-серых фельзит-порфиров с массивной или полосчатой текстурой. Мощность 150 *м*.

22. Пласты липаритовых туфов и грубозернистых песчаников, чередующиеся с глинистыми сланцами и алевролитами. Среди этих пород залегают пластовые тела светло-серых фельзитов и фельзит-порфиров. Верхняя часть пачки образована главным образом полосчатыми темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников. Общая мощность пачки 500 *м*.

23. Рассматриваемую толщу венчает мощная серия покровов пепельно-серых и темно-серых фельзитов и фельзит-порфиров, среди которых в нижней части присутствуют пласты черных и темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, местами с плохо сохранившимися остатками

брахиопод. В верхней части толщи — единичные маломощные пласты туфов кислых эффузивов. Общая мощность 400 *м*.

Вулканогенно-осадочные породы этой пачки и верхней части пачки 23 собраны в небольшие синклинальные складки с углами падения крыльев 35—45°.

Среди осадочных пород приведенной выше толщи (пачки 21—23) к северу от данного разреза в верхнем течении р. Курата и к юго-востоку по р. Шибелык (Кононов, 1959) содержится живетская фауна брахиопод, в частности типичная форма *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Kon.).

Четвертая, самая верхняя, девонская толща, наблюдавшаяся в разрезе по левому берегу р. Урсул, согласно залегает на живетских вулканогенно-осадочных образованиях описанной выше серии. Толща сложена преимущественно осадочными породами. Изученная здесь нижняя ее часть представлена последовательно такими пачками (снизу вверх):

24. Песчаники, в нижней части слоя грубозернистые, с линзами глинистых сланцев. Мощность 40 *м*. Выше залегают светло-серые фельзиты и их туфы мощностью до 40 *м*. Общая мощность пачки 80 *м*.

25. Пласты темно-серых и черных глинистых сланцев и алевролитов, чередующиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками. Последним подчинены единичные маломощные пласты и линзы липаритовых туфов и фельзитов. В средней части пачки присутствует пласт мергелей, переходящий в плотные мелкозернистые пепельно-серые и голубовато-серые известняки мощностью до 60—80 *м*. Прослеженная мощность отложений этой пачки 600 *м*.

Далее, вверх по течению р. Урсул, отложения этой пачки прослеживаются от пос. Туэкта до пос. Талда, где они прорваны большим количеством даек, небольших штоков и силлов габбро-диабазов и диабазов. В связи с этим залегание толщи пород во многих участках нарушено, и нередко последовательность напластования трудно установить. Следует отметить, что на данном участке среди осадочных пород описываемой толщи присутствуют редкие покровы диабазов с шаровым строением.

Полный разрез самой верхней, девонской толщи имеется в 10 *км* южнее данного участка по р. Каракол, где они, к тому же, охарактеризованы палеонтологически.

По р. Каракол (рис. 16, колонка 6), в той же центральной части Ануйско-Чуйского прогиба, начиная от устья этой реки, вверх по ее левому берегу прослеживается непрерывный мощный разрез более молодых девонских образований (снизу вверх):

1. На верхнеживетских отложениях залегают серые грубозернистые и среднезернистые песчаники мощностью 50—70 *м*, а затем пачка переслаивающихся серых песчаников и алевролитов. В известковистых песчаниках этой пачки присутствуют остатки брахиопод, по определению В. Г. Зинченко, характерных для франского яруса (Кононов, 1959). Общая мощность пачки 350 *м*.

2. Темно-серые и черные алевролиты и глинистые сланцы, среди которых в нижней части пачки есть маломощные слои серых липаритовых туфов, а в средней части — тонкие прослои зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и единичные слои мощностью до 7—10 *м* таких же туфов. В верхней части пачки среди алевролитов содержатся лишь прослои серых мелкозернистых песчаников. Общая мощность пачки составляет 800 *м*.

3. Пачка, в нижней части которой липаритовые туфы чередуются с серыми среднезернистыми песчаниками, темно-серыми глинистыми сланцами и алевролитами. Верхняя часть пачки мощностью около 350 *м* сложена исключительно темно-серыми и черными алевролитами с ред-

кими прослоями серых мелкозернистых песчаников, среди которых залегают светло-серые кварцевые порфиры и их туфы мощностью 50 *м*. Общая мощность пачки 500 *м*.

В верхней части пачки среди известковистых алевролитов содержатся остатки пелеципод и отпечатки флоры франского яруса (Кононов, 1959).

4. Пласты темно-серых глинистых сланцев, чередующиеся с покровами светло-серых фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и пластами и линзами их туфов. Мощность 300 *м*.

5. Темно-серые и зеленовато-серые глинистые сланцы и алевролиты с редкими слоями мелкозернистых песчаников. В верхней части пачки — единичные покровы светло-серых фельзит-порфиров и фельзитов мощностью до 7 *м* и миндалекаменных диабазов. Здесь же встречены редкие силлы диабазов и крупная пластовая залежь габбро-диабазов мощностью до 100 *м*, на контакте с которыми осадочные породы ороговикованы. Прослеженная мощность пачки 600 *м*.

Приведенные выше данные (рис. 16, колонки 4, 5, 6) показывают, что в центральной части Ануйско-Чуйской зоны существует весьма мощный разрез девонских вулканогенных образований Горного Алтая. Даже с учетом того, что в ряде участков по разрезу породы собраны в крутопоставленные тесно сближенные изоклинальные складки, общая мощность девонского вулканогенно-осадочного комплекса, начиная от основания онгудайской свиты, составляет здесь свыше 9000 *м*.

По рекам Песчаная, Барагаш и Барагашонок (район сел Куяган и Барагаш) в северо-западной части Ануйско-Чуйского прогиба разрез девонских отложений резко отличается от рассмотренного выше. Этот разрез (рис. 16, колонка 7) образован следующими пачками (снизу вверх):

1. На песчаниках и сланцах, содержащих фауну силура, несогласно залегает пачка осадочных пород — серых и темно-серых алевролитов, глинистых сланцев и песчаников с базальными конгломератами в основании. В породах пачки содержатся нижнедевонская фауна брахиопод, пелеципод, криноидей, а также гастропод, головоногих моллюсков и трилобитов. Мощность 200 *м*.

2. Выше залегают переслаивающиеся пласты серых алевролитов, известняков, глинистых сланцев и реже песчаников. В известняках встречаются остатки нижнеэйфельских кораллов, брахиопод и трилобитов. Мощность пачки 350 *м*.

3. Серия покровов зеленовато-серых и серых фельзитов и фельзит-порфиров, интенсивно рассланцованных. Мощность около 200 *м*.

4. Мощная толща серых и серо-лиловых слоистых и косослоистых песчаников и алевролитов. Мощность 1200 *м*.

5. Выше залегает пачка темно-серых глинистых известняков с фауной брахиопод и богатым комплексом табулят, характеризующих верхнюю часть эйфельского яруса. Мощность 250 *м*.

6. На известняках с размывом и с горизонтом конгломератов в основании залегает мощная пачка вулканогенно-осадочных пород, представленная чередующимися пластами зеленовато-серых и серых алевролитов липаритовых туфов и редких покровов фельзитов и фельзит-порфиров. Эти породы интенсивно рассланцованы. Пласты наклонены на ЮЗ под углом 45—55°, что четко устанавливается на водоразделе рек Барагаш и Барагашонок. Мощность пачки 800 *м*.

7. Разрез девонских отложений венчает пачка известняков, в нижней части которой содержится фауна живетских брахиопод, в том числе и вид *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Kon.). Видимая мощность около 450 *м*.

Весь комплекс фауны, содержащейся в пачках 1, 2, 5 и 7, в различное время был определен Л. Л. Халфиным, Р. Т. Грацианової, В. Н. Дубатоловым, Е. А. Елкиным, Ю. А. Дубатоловой, П. С. Дзюбо и др.

В юго-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба по р. Ак-Кая разрез девонской вулканогенно-осадочной толщи выглядит (рис. 16, колонка 8) следующим образом (снизу вверх):

1. На нижнекембрийских темно-серых битуминозных известняках резко несогласно залегает мощная пачка лиловых и серо-лиловых крупно- и среднегалечных конгломератов с подчиненными им пластами грубозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность пластов конгломератов варьирует от 5—10 до 60 *м*. В самом основании базальной пачки расположена линза зеленых, лиловых и пестроокрашенных андезитовых туфов (максимальная мощность 30 *м*), быстро выклинивающаяся по простиранию. Общая мощность пачки около 350 *м*.

2. Толща лиловых и серо-лиловых липаритовых туфов. Мощность 350 *м*.

3. Сложно построенная пачка лиловых крупно- и среднезернистых песчаников, чередующихся с маломощными слоями мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов, которым подчинены единичные также маломощные пласты витрокластических туфов, игнимбритов и фельзитов. Мощность пачки 250 *м*.

4. Витрокластические туфы, лиловые, серо-лиловые и серо-зеленые, местами с четко выраженной шаровой скорлуповатой отдельностью. Среди туфов располагаются маломощные пласты литоидной пемзы. Мощность пачки 90—100 *м*.

Пачки 1—4 охарактеризованной выше вулканогенной толщи известны под названием аксайской свиты, сопоставляемой с вулканогенными толщами эйфельского возраста других районов Горного Алтая.

5. На витрокластических туфах с размывом залегает толща с базальными конгломератами в основании, представленная лиловыми, серо-зелеными и серыми алевролитами, песчаниками, мергелями и известняками. В нижней части толщи преобладают песчаники с линзами и маломощными слоями конгломератов. Вверх по разрезу они сменяются алевролитами, переслаивающимися с мергелями и известняками. Мощность 400 *м*.

В известняках и алевролитах этой толщи содержится фауна брахиопод и мшанок франского яруса верхнего девона (Гинцингер, 1959). Осадочная толща франского яруса в данном разрезе, как и в других районах юго-восточной части Горного Алтая, известна под названием барбургазинской свиты.

Еще далее на юго-восток, в районе пос. Кокурю разрез девонских вулканогенно-осадочных отложений изучался в пределах Кизылшинской антиклинали, северо-восточнее пос. Теленгит-Сортогай и по правому берегу р. Кокурю, начиная от ее устья и далее вверх по реке (рис. 16, колонка 9). Нижняя часть разреза здесь сложена:

1. Мощной пачкой покровов андезитовых порфиритов с редкими пластами их вулканических брекчий.

Общая видимая мощность вулканогенных образований, вскрытых в западной части Кизылшинской антиклинали, 365 *м*.

Более верхние горизонты вулканогенной толщи, развитой в районе пос. Кокурю, наблюдались по правому берегу р. Кокурю, начиная от ее устья. Разрез здесь наращивается вверх по течению реки и образован следующими пачками (снизу вверх):

2. Покровы фельзитов и фельзит-порфиров, чередующиеся с прослоями и пластами песчаников и алевролитов. В нижней части пачки

присутствуют редкие покровы андезитовых порфиритов. В единичных случаях наблюдаются маломощные пласты липаритовых туфов и туфовых брекчий, а в центральной части пачки залегает пласт игнимбритов. Окраска фельзитов и фельзит-порфиров довольно разнообразная, от желтовато-серой до ярко-розовой и серо-лиловой со всевозможными оттенками и постепенными взаимопереходами. Текстура пород — от массивной до отчетливо выраженной флюидальной. Мощность покровов от 2—5 до 15 *м*.

Пласты осадочных пород, отделяющие покровы, представлены серыми и красно-бурыми песчаниками с трещинами усыхания и иероглифами, а также лиловыми и зелеными алевролитами. Мощность пластов осадочных пород колеблется от 2—3 до 20—30 *м*.

Разрез рассматриваемой вулканогенно-осадочной пачки заканчивается двумя мощными, соответственно 50 и 60 *м*, покровами светло-розовых и серо-лиловых фельзит-порфиров. Простирание пород 280° СЗ. Угол падения 45° СВ. Общая мощность пачки 350 *м*.

3. Выше залегает толща исключительно осадочных пород — песчаники, чередующиеся с красно-бурыми алевролитами.

Падение пород вверх по реке (и по разрезу) постепенно выполаживается от 45 до 12—15°, а на границе с существенно красноцветной частью пачки внезапно увеличивается до 70—80°; особенно хорошо такое крутое падение пластов выражено на противоположном, левом берегу. Далее падение пород вновь выполаживается почти до горизонтального с наклоном на север, а затем постепенно увеличивается до 10—15° СВ. Таким образом, на данном участке четко выражены флексуры, наличие которых обусловливает повторение части разреза, наблюдавшегося в нижнем течении реки. Простирание флексур 45° СВ. Общая мощность рассматриваемой толщи 400 *м*.

4. Пачка серых известковистых песчаников и известняков с обильной живетской фауной кораллов и брахиопод, в том числе *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Коп.). Мощность 300 *м*.

5. Выше согласно залегает толща часто чередующихся песчаников и алевролитов зеленовато-желтых, зеленовато-серых, лиловых и темно-лиловых. В верхней части толщи преобладают серо-зеленые и темно-серые алевролиты и глинистые песчаники. Прослеженная мощность по разрезу около 400 *м*.

В нижней части толщи в алевролитах содержатся многочисленные остатки щитков рыб (определения Д. В. Обручева), а в более верхних горизонтах — брахиопод, характеризующих нижнефранский возраст отложений, которые, так же как в разрезе по р. Ак-Кая, известны под названием бар-бургазинской свиты.

На крайнем юго-востоке Ануйско-Чуйского прогиба в бассейне р. Уландрык взаимоотношения девонской вулканогенно-осадочной толщи с подстилающими зелеными метаморфическими сланцами ордовика разнообразны, что обусловлено сложной поверхностью додевонского рельефа (Анатольева, Пилипенко, 1963). Поэтому характеристику разрезов вулканогенно-осадочных толщ нижнего, среднего и верхнего течения р. Уландрык удобнее привести раздельно.

В нижнем течении р. Уландрык разрез девонских образований представлен (рис. 16, колонка 10) такой последовательностью пачек (снизу вверх):

1. На метаморфических сланцах ордовика залегают зеленые, серо-лиловые и лиловые крупно- и среднегалечные конгломераты и седиментационные брекчии, образующие пласт около 11 *м* мощности, вверх по разрезу сменяющиеся лиловыми песчаниками с прослоями и линзами

гравелитов (15 *м*), над которыми располагается небольшой (3—4 *м*) поток шаровых лав. Выше шаровых лав залегает покров зеленовато-желтоватых фельзитов, вверх по разрезу сменяющихся темно-лиловыми кварцевыми порфирами. Общая мощность пачки около 45 *м*.

2. Серия покровов кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов, чередующихся с пластами и линзами их туфов, туфовых и лавовых брекчий. В покровах кварцевых порфиров и фельзит-порфиров в большинстве случаев наблюдается прекрасно выраженная флюидальная текстура. Окраска пород преимущественно светло-розовая, серо-зеленоватая или серо-лиловая. Мощность пачки 800 *м*.

Вулканогенная толща, представленная пачками 1—2, как на р. Ак-Кая, известна здесь под названием аксайской свиты, возраст которой условно считается эйфельским.

3. Приблизительно в 2,5 *км* ниже устья р. Б. Шибета (левый приток р. Уландрык) эта вулканогенная толща согласно перекрывается толщей исключительно осадочных пород — темно-серых и черных алевролитов и глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и пластами известняков. Мощность 700 *м*.

Эта толща, известная под названием ташантинской свиты, развита в бассейне р. Кизыл-Шин и на Курайском хребте и содержит живетскую брахиоподовую фауну (Гинцингер, 1959).

4. Выше согласно залегает толща серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников с прослоями известняков. Прослеженная их мощность в разрезе 250 *м*.

Эти отложения, как и в разрезе по р. Ак-Кая, принадлежат верхнедевонской бар-бургазинской свите.

В среднем течении р. Уландрык, по ее левому берегу, в разрезе (рис. 16, колонка 11) наблюдаются следующие пачки (снизу вверх):

1. На метаморфических сланцах ордовика залегает сложно построенная пачка вулканогенно-осадочных пород, включающая:

а) зеленые, зеленовато-серые и пестроокрашенные песчаники от мелко- до грубозернистого сложения, с линзами и прослоями лиловых алевролитов и зеленых андезитовых туфов. В основании пачки непосредственно на метаморфических сланцах участками залегают мелкогалечные конгломераты, образующие небольшие линзы мощностью 0,3—0,5 *м*. Общая мощность пачки 20 *м*;

б) зеленовато-черные андезитовые туфовые брекчии с подчиненной им выклинивающейся по простиранию линзой темно-лиловых и черных туфов. Общая мощность пачки варьирует от 40 до 60 *м*.

2. Покровы андезитовых порфиритов. Основание нижнего покрова имеет флюидальную текстуру. В покровах весьма четко выражена столбчатая отдельность. Общая мощность покровов 60 *м*.

3. Пачка зеленовато-серых андезитовых туфовых брекчий мощностью около 60 *м*.

4. Покровы темно-серых андезитовых порфиритов с пластами их туфов. В верхних частях покровов нередко встречаются прекрасно выраженные шлаковые зоны. Мощность пачки 360 *м*.

5. Пачка туфов и туфовых брекчий андезитовых порфиритов. Мощность 120 *м*.

6. Серия покровов кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов с флюидальной или массивной текстурой. Окраска пород светло-серо-зеленоватая, светло-розовая, лиловая или пепельно-серая. Покровы часто разделены маломощными (2—10 *м*) пластами или линзами их туфов, туфовых и, реже, лавовых брекчий. Прослеженная мощность пачки по разрезу около 450 *м*.

В верхнем течении р. Уландрык (рис. 16, колонка 12) в небольшой впадине среди метаморфических сланцев ордовика в виде полосы шириной около 1,5 *км* субширотного простирания залегает сравнительно мощная толща красноцветных грубообломочных пород, собранных в асимметричную синклиналь, на южном крыле которой толща имеет мощность около 400 *м*, а на северном — свыше 800 *м*. К востоку от левобережной части реки терригенные породы толщи перекрываются вулканогенными породами аксайской свиты.

Здесь наблюдается такая последовательность залегания пород (снизу вверх):

1. Нижняя часть терригенной толщи представлена главным образом серыми, серо-лиловыми и серо-зелеными конгломератами, чередующимися с пластами гравелитов и грубозернистых песчаников, реже с лиловыми алевролитами. В конгломератах на южном крыле синклинали много хорошо окатанной гальки кварца. В северном крыле складки базальный горизонт сложен своеобразными конгломерато-брекчиями, содержащими в большом количестве остроугольные обломки и глыбы подстилающих метаморфических сланцев.

При прослеживании южного контакта по простиранию устанавливается, что самые нижние пласты конгломератов часто выклиниваются, и непосредственно на породах ордовика нередко залегают лиловые песчаники или алевролиты. В таких случаях наблюдается почти согласное залегание пород красноцветной толщи девона на метаморфических сланцах ордовика.

В верхней части толщи преобладают лиловые и лилово-серые алевролиты и песчаники с трещинами усыхания и косой слоистостью.

На южном крыле синклинали простирание и падение девонской красноцветной толщи ордовикских метаморфических пород близки, в то время как на северном крыле четко выражено разделяющее их угловое несогласие. Мощность толщи 800 *м*.

Все аналогичные грубообломочные красноцветные образования в рассматриваемой юго-восточной части Горного Алтая, залегающие и в других участках с резким несогласием на кембрийских или ордовикских метаморфических толщах, выделяются под названием уландрыкской свиты, возраст которой условно считается нижнедевонским.

Выше красноцветных грубообломочных пород, принадлежащих уландрыкской свите, залегают следующие вулканогенные породы аксайской свиты (снизу вверх):

2. Серия покровов андезитовых порфиритов с пластами их туфов. Мощность около 400 *м*.

3. Покровы кварцевых порфиритов и фельзит-порфиров. Прослеженная мощность по разрезу 80—100 *м*.

В Коргонском прогибе наилучший разрез наблюдается по р. Коргон (рис. 16, колонка 13). Здесь основания разреза нет, так как девонские отложения граничат с более древними образованиями по тектоническому контакту. В разрезе сменяются следующие комплексы пород (снизу вверх):

1. Темно-серые, светло- и темно-лиловые кварцевые порфиры с массивной или флюидальной текстурой. Видимая мощность 100 *м*.

2. Темно-серые, лиловые и зеленые липаритовые и андезитовые туфы и туфовые брекчии с единичными маломощными пластовыми телами кварцевых порфиров. В нижней части пачки в туфовых брекчиях имеются обломки и глыбы не только липаритовых порфиров, но и андезитовых порфиритов, темно-зеленых или темно-лиловых. В средней части пачки обломочный материал представлен фельзитами, кварцевыми

порфирами и липаритовыми туфами, наряду с которыми часто встречаются обломки мраморизованных известняков. В верхней части пачки развиты лиловые пепловые и литокластические туфы, венчающиеся горизонтом игнимбритов. Наблюдается также изменение вверх по разрезу размерности обломочного материала и его количества. В нижней части содержание валунов и обломков достигает 80% при их средних размерах от 20—30 *см* до 0,7—1,0 *м*; обломки фактически соприкасаются друг с другом, а промежутки между ними заполнены плохо отсортированным туфовым материалом. Выше по разрезу размер обломков постепенно уменьшается. Их средние размеры 3—4 *см*, максимальные — 25 *см*. Количество цемента в породах увеличивается.

Эти лиловые пепловые, литокластические туфы и игнимбриты, известные под названием «сургучных яшм», образуют пачку общей мощностью около 700 *м*.

3. Крупногалечные конгломераты с размером валунов до 0,7 *м* в поперечнике. Галька хорошо окатана и представлена липаритовыми порфирами и туфами всевозможной окраски; реже встречается галька мраморизованных черных и светло-розовых известняков, светло-розовых гранитов и кварца. Цемент конгломератов грубозернистый, темно-лилового цвета. В нижней части горизонта конгломератов присутствуют редкие линзы мелкозернистых лиловых песчаников. Непосредственно у самого контакта в конгломератах резко преобладает галька лиловых и темно-лиловых туфов, сходных с туфами подстилающих пачек. Общая мощность пачки 150—180 *м*.

4. Лиловые и темно-лиловые среднезернистые песчаники, среди которых отмечен пласт (до 10 *м*) игнимбритов. Мощность 80 *м*.

5. Пачка лиловых липаритовых туфов и темно-серых игнимбритов. Венчает пачку горизонт лиловых песчаников. Общая мощность 180—200 *м*.

6. Сложно построенная пачка липаритовых порфиров и их туфов. В нижней части преобладают тонкоплитчатые лиловые кварцевые порфиры, выше которых залегают игнимбриты, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу обычными кристаллокластическими туфами серого и темно-серого цвета. Последние сменяются флюидальными лавами и фельзит-порфирами, а далее, отделенные резкой границей, залегают серые игнимбриты, сменяющиеся затем серо-лиловыми и лиловыми туфами. Мощность 200 *м*.

7. Пачка песчаников, в нижней части лиловых, выше серых известковистых, которым подчинен маломощный пласт (линза) липаритовых туфов.

В известковистых песчаниках содержится фауна брахиопод, мшанок, реже, пелеципод и трилобитов, по данным Р. Т. Грациановой (1954) нижнеэйфельская, по Н. Л. Бубличенко (1955) — верхнеэйфельская. Мощность пачки 180 *м*.

8. Крупно- и среднегалечные конгломераты с галькой липаритовых порфиров и, реже, известняков. Мощность 20—25 *м*.

9. Толща известковых песчаников, сланцев и известняков. Последние образуют почти всю верхнюю часть этой пачки, имеющей мощность около 400 *м*. Песчаники и сланцы развиты в основании толщи. Общая ее мощность 970 *м*.

В глинистых сланцах основания толщи и далее, вплоть до верхних ее горизонтов, сложенных песчанистыми известняками, содержится обильная живетская фауна криноидей, мшанок, брахиопод, одиночных и колониальных кораллов, трилобитов и, реже, пелеципод, гастропод и табулят. Среди брахиопод имеется *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Kon.).

10. Толща серых, темно-серых, голубовато-серых мелкозернистых тонкослоистых песчаников. Мощность 900 *м*.

11. Разрез венчается пачкой серых известково-глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Видимая мощность 400 *м*.

Все горизонты и пласты пород описанного выше разреза моноклинально падают на юго-запад под углом 55—60° при северо-западном простирании.

В рассмотренном разрезе имеются два горизонта конгломератов: нижний мощностью 150—180 *м* (пачка 3) внутри вулканогенных образований и верхний мощностью 20—25 *м* (пачка 8) среди осадочных пород, залегающих выше вулканогенной толщи.

В настоящее время существует несколько точек зрения на взаимоотношения между палеонтологически охарактеризованными эйфельскими и живетскими отложениями в разрезе по р. Коргон. Решение этого вопроса тесно связано с определением границ и возраста так называемой «коргонской свиты», в которой размещаются месторождения гематитовых руд (Попов, 1961; Лапин, 1963).

И. И. Белостоцкий (1956) считает, что второй (верхний) горизонт конгломератов является базальным, несогласно залегающим на подстилающих породах и составляющим основание верхнеживетской осадочной толщи. Р. Т. Грацианова (1954), детально изучавшая фауну этого разреза, указывает, что при формировании вулканогенно-осадочной толщи данного района имели место два перерыва, каждому из которых соответствуют горизонты конгломератов (нижний и верхний). Несколько позже Б. Н. Лапин (1958) пришел к выводу о согласном залегании всех пачек пород. Верхний горизонт конгломератов, как и нижний, отнесен им к внутриформационному типу.

В. Е. Попов (1962) предполагает, что нижний горизонт конгломератов (пачка 3), вероятно, внутриформационный, а второй — базальный, возникший в результате перерыва, разделяющего эйфельские и живетские отложения. Он, в частности, ссылается на В. А. Кузнецова (1941), который указывал на данном участке «незначительное угловое несогласие».

Таким образом, несмотря на то, что приведенный выше разрез изучался неоднократно многими исследователями, вопрос относительно «перерыва» и «углового несогласия» внутри вулканогенно-осадочной толщи девона этого участка до сих пор не решен.

Тем не менее представляется наиболее приемлемой точка зрения, ранее высказанная Б. Н. Лапиным (1958), согласно которой в данном разрезе имеет место согласное залегание всех горизонтов и пластов, сформировавшихся в условиях интенсивной постепенно затухающей вулканической деятельности в прибрежно-морских условиях. С прекращением вулканической деятельности здесь началось формирование мощной толщи песчано-карбонатных пород.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Разрозненные сведения по петрографии вулканогенных пород Горного Алтая имеются в работах П. П. Пилипенко (1915), Г. М. Саранчиной (1934), Ю. А. Кузнецова (1939) и некоторых других исследователей. Только в 1963 г. Б. Н. Лапин впервые более детально рассмотрел вопросы петрографии и петрохимии девонских вулканогенных образований всей территории Горного Алтая. Опираясь на его исследования и

описания различных типов пород, приведенные им по свитам разреза различных структурно-фациальных зон, а также используя материалы личных исследований, нам кажется, возможно дать следующую общую петрографическую характеристику девонских эффузивных, пирокластических и некоторых экструзивных образований Горного Алтая, изученных нами в опорных разрезах (табл. 4, 5, рис. 17, 18).

В обширном комплексе вулканогенных пород Горного Алтая представляется возможным выделить диабазы, диабазовые (базальтовые) порфириты, габбро-диабазы и габбро, андезитовые порфириты, лабрадоровые порфириты, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты, а также разнообразные пирокластические, лаво-шлаковые и миндалекаменные образования.

Диабазы слагают различной мощности покровы, пластовые залежи и дайковые тела. Среди этих пород могут быть выделены разновидности обычного типа и кварцсодержащие диабазы. Обычные диабазы в пределах центральной части Ануйско-Чуйского прогиба отмечены, в частности, по левому берегу р. Урсул между реками Туэкта и Тенька, где они образуют редкие маломощные (5—7 *м*) покровы с шаровым или массивным строением и хорошо выраженными миндалекаменными или лаво-шлаковыми зонами. Размер шаров, овальное или округлое строение которых дополнительно подчеркивается крупноскорлуповатой отдельностью или наличием миндалин по периферии последних, достигает 1,0 *м* в поперечнике.

В Уймено-Лебедском прогибе часто встречаются сравнительно мало измененные диабазы, близкие к долеритам, главным образом в виде покровов и, реже, даек или межпластовых залежей. Мощность покровов варьирует от 3 до 7 *м*, а иногда достигает 20—30 *м*. Отмечаются единичные покровы диабазов с шаровым строением. Покровы сопровождаются шлакоподобными миндалекаменными зонами мощностью от 0,3 до 1,0 *м*. Верхняя граница покровов обычно неровная, извилистая, со всевозможными занорышами, карманами и трещинами, заполненными плохо отсортированным терригенным или туфовым материалом. Иногда в верхних частях покровов наблюдаются шлаково-миндалекаменные зоны своеобразного глыбово-комковатого строения, обусловленного интенсивным растрескиванием кровли покрова. В верхней части покрова породы нередко на 50% состоят из пустот, имеющих весьма причудливые очертания (округлые, овальные червеобразные и др.) и заполненных кальцитом, гематитом, хлоритом и кварцем. Иногда устанавливается зональное строение миндалин: хлорит или гематит располагаются по периферии пустот, центральные части которых выполнены кальцитом. Размеры миндалин варьируют от 0,3 до 1,5 *см*. Нередко в шлаково-миндалекаменных зонах присутствуют включения песчаников или самих же диабазов. В нижних частях покровов, ближе расположенных к нормальным полнокристаллическим диабазам, слагающим покровы, породы становятся более массивными по сложению и миндалины в них обычно отсутствуют.

Межпластовые залежи диабазов наблюдались в Уймено-Лебедском прогибе по водоразделу рек Учал — Уйкарагаш и по р. Кайна среди верхнедевонских терригенных отложений. К пластовым залежам относятся и некоторые тела диабазов центральной части Ануйско-Чуйского прогиба по левобережью р. Урсул, залегающие среди вулканогенных образований эйфельского яруса среднего девона.

Дайки мелкозернистых диабазов широко развиты в Уйменской впадине, особенно на р. Кайна и отчасти на водоразделе рек Учал — Уйкарагаш. Мощность даек колеблется от 2,5 до 20—25 *м*.

Для диабазов характерна зеленая или темно-зеленая окраска, иногда с лиловым оттенком. Главными их минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, но иногда и оливин. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит и апатит. Вторичные новообразования развиты повсеместно, но неравномерно. Так, в кровле покровов диабазы обычно изменены сравнительно интенсивно, тогда как в середине или внизу покрова такие изменения, как правило, незначительны. Почти во всех диабазах отмечается аморфный базис, либо выполняющий интерстиции между главнейшими породообразующими минералами, либо являющийся существенной составной частью породы. Степень изменения последнего различна, но в большинстве случаев по нему развиты хлорит, кальцит и, реже, криптокристаллические агрегаты кварца. Наиболее часто встречаемые структуры диабазов — долеритовая, офитовая и пойкилитовая.

Плагиоклаз представлен андезином или лабрадором. Его содержание варьирует от 50 до 70%. Лейсты плагиоклаза образуют как бы основной каркас породы, а в промежутках между ними располагаются зерна пироксена или разложенного оливина. Форма кристаллов чаще удлиненнопризматическая, реже изометричная или широкотаблитчатая. Размер кристаллов колеблется от 0,3 до 2 *мм* (в среднем 0,4—0,6 *мм*). В верхних частях покровов на фоне более мелких лейст плагиоклазов иногда отчетливо выделяются их порфировые выделения. Иногда крупные лейсты имеют зональное строение и содержат реликты более основного сдвойникованного плагиоклаза, окаймленного по периферии оторочкой альбита. В кристаллах плагиоклаза постоянно встречаются чешуйки серицита, а при более интенсивных вторичных изменениях — агрегаты альбита, мусковита, кальцита и, реже, тонкодисперсные землистые образования соссюрита и чешуйки хлорита.

Пироксен диабазов — моноклинный, представлен авгитом или титан-авгитом. Он почти всегда имеет бурую или лиловую окраску всевозможных по густоте тонов, иногда с едва заметным плеохроизмом, чаще всего ксеноморфен по отношению к плагиоклазам. Размер его зерен от 0,08 до 1,5 *мм* (в среднем 0,4 *мм*). Мелкие зерна группируются, образуя небольшие скопления. Встречаются и крупные бесформенные кристаллы авгита с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Иногда в удлиненнопризматических кристаллах моноклинного пироксена отчетливо устанавливается структура песочных часов.

Пироксен чаще всего замещается лишь по периферии зерен мелкозернистыми агрегатами кальцита, хлорита и слабо развитыми оторочками магнетита. При значительных изменениях пород по нему развивается хлорит в ассоциации с серпентином, образующим характерные петельчатые структуры. Нередко пироксен полностью замещается кальцитом, мелкочешуйчатым хлоритом и криптокристаллическими агрегатами кварца.

Оливина в диабазах мало или он совсем отсутствует. Он малоустойчив по отношению к процессам вторичных изменений и почти всегда полностью замещен серпентином, обычно в ассоциации с кальцитом и, реже, хлоритом.

Особо следует отметить в псевдоморфозах по оливину большое количество зерен магнетита, образующего широкие каймы вокруг кристаллов оливина. Мелкие зерна последнего нередко полностью замещаются магнетитом.

Из акцессорных минералов в диабазах всегда присутствуют магнетит (иногда до 5—7%) и ильменит с оторочками лейкоксена; единично наблюдался биотит в ассоциации с ильменитом.

Химический состав диабазов представлен в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Особо следует отметить разновидности среднекристаллических порфировидных диабазов, являющихся переходным звеном к габбро-диабазам и образующих обычно дайки или межпластовые залежи.

Одним из участков, где эти породы широко распространены, является центральная часть Ануйско-Чуйского прогиба (Куротинский грабен), где, например, между реками Туэкта и Теньга, по левому берегу р. Урсул, среди верхнедевонских песчано-сланцевых отложений (каракольская свита по А. Н. Кононову, 1959) такие диабазы образуют серию тесно сближенных межпластовых залежей и даек. Пластовые залежи диабазов составляют здесь более 50% общей мощности разреза, в то время как в той же верхнедевонской вулканогенно-осадочной толще по р. Каракол они слабо развиты и лишь в верхней части разреза образуют маломощные (7—10 *м*) межпластовые залежи и, реже, дайки.

На контакте с пластовыми залежами среднекристаллических диабазов глинистые сланцы и алевролиты осветляются и ороговиковываются, напоминая по внешнему виду кремнистые сланцы. Ширина зон ороговикования колеблется от 20 *см* до 1,0 *м* в зависимости от мощности тела диабазов. Текстура пород массивная. Нередко в крупных межпластовых телах наблюдается грубая столбчатая отдельность; плоскости трещин отдельности направлены перпендикулярно кровле и подошве залежи. Степень кристалличности пород часто не зависит от мощности даек или силлов, но в центральных частях этих тел диабазы обычно лучше раскристаллизованы и менее подвержены вторичным изменениям. Во многих случаях кристаллы темноцветного минерала значительно крупнее полевых шпатов или образуют скопления, достигающие размеров 1—1,5 *см*, что придает породам порфировидный облик.

Состав среднекристаллических диабазов существенно не отличается от такового описанных выше мелкозернистых пород, структура их обычно офитовая и пойкилоофитовая.

Крупные кристаллы авгита по периферии обычно замещаются уралитовой роговой обманкой, изотропным хлоритом и, реже, актинолитом или тремолитом.

Основная масса более мелких кристаллов плагиоклазов и пироксенов подвержена интенсивной хлоритизации, альбитизации и соссюритизации. Во многих разностях имеется большое количество беспорядочно рассеянных игольчатых кристаллов актинолита и тремолита. Среди вторичных минералов есть и лейкоксен.

Данные о химическом составе среднекристаллических диабазов приведены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Кварцсодержащие диабазы мало распространены среди девонских вулканогенных пород Горного Алтая. В Уймено-Лебедском прогибе их дайки встречены среди живетских пестроцветных песчаников (учальская свита по В. М. Сенникову, 1960) в бассейне р. Кайна, где мощность даек варьирует от 7 до 12 *м*. Простирание даек согласное с вмещающими породами, но направление падения перпендикулярно напластованию.

В Ануйско-Чуйском прогибе такие диабазы наблюдались среди андезитовых порфиритов и их туфов в разрезе среднедевонских образований по левому берегу р. Урсул, на участке между поселками Онгудай и Каракол. Здесь они образуют, главным образом, согласные маломощные (4—5 *м*) пластовые тела и лишь изредка дайки мощностью 15—20 *м*. На контакте с дайками диабазов вмещающие их андезитовые порфириты и туфы эпидотизированы и содержат множество кварцевых и

Таблица 4

Химический состав вулканогенных пород Горного Алтая

Компонент	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143
SiO_2	48,51	46,63	49,89	45,29	50,21	44,40	49,50	53,96	52,22	56,93
TiO_2	2,20	1,06	0,84	1,04	1,32	0,90	1,61	0,80	1,11	0,73
Al_2O_3	16,41	16,68	15,77	16,41	16,01	15,50	16,29	18,19	17,30	16,27
Fe_2O_3	1,82	4,70	1,89	2,63	1,95	1,76	4,32	3,63	2,43	1,17
FeO	9,82	5,66	7,66	6,47	7,34	6,94	7,92	5,22	6,82	7,90
MnO	0,12	0,12	0,09	0,10	0,13	0,06	0,20	0,08	0,12	0,14
MgO	6,16	7,54	7,48	8,24	7,50	9,80	4,70	3,84	5,23	2,82
CaO	8,44	9,06	8,64	8,78	6,53	9,60	5,56	9,62	8,61	6,16
Na_2O	3,20	2,17	4,20	2,43	3,93	2,28	3,76	2,75	2,31	2,34
K_2O	1,20	2,58	0,20	1,80	0,80	2,28	2,62	0,80	0,50	2,25
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12
H_2O^-	1,62	4,09	3,16	6,51	4,14	0,54	0,32	1,61	2,69	3,16
H_2O^+						6,04	3,22			
Σ	99,50	100,29	99,84	99,73	99,86	100,10	100,02	100,50	99,34	99,99

Компонент	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153
SiO_2	52,52	52,62	46,46	49,02	49,60	44,90	44,10	44,13	60,88	60,58
TiO_2	0,80	0,55	2,10	1,40	1,20	2,04	1,50	1,62	1,09	1,11
Al_2O_3	15,37	15,20	14,71	18,20	17,20	17,53	17,07	17,13	13,06	14,09
Fe_2O_3	2,10	3,44	2,80	6,00	5,54	3,03	2,63	2,89	1,06	2,98
FeO	7,47	3,96	9,95	1,92	1,42	9,18	9,12	9,04	9,52	3,74
MnO	0,15	—	0,23	—	—	0,14	0,18	0,21	0,05	0,09
MgO	7,16	8,60	7,71	6,30	7,50	7,46	9,90	10,16	1,05	1,54
CaO	8,17	8,50	7,78	8,40	9,16	7,74	8,70	7,92	2,31	4,24
Na_2O	2,24	3,20	2,37	3,88	3,65	3,43	2,33	2,33	2,96	1,62
K_2O	0,36	0,55	0,94	1,21	1,05	0,22	0,39	0,82	4,18	4,48
P_2O_5	0,12	—	0,44	—	—	—	—	—	0,13	—
H_2O^-	3,89	3,51	3,82	0,28	0,32	0,29	4,41	0,31	3,08	4,64
H_2O^+				3,42	3,12	4,18		4,90		
Σ	100,35	100,13	99,31	100,03	99,76	100,14	100,33	101,46	99,37	99,11

Компонент	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163
SiO_2	57,38	66,10	56,60	54,25	53,53	57,10	59,65	49,55	49,02	51,86
TiO_2	1,06	0,52	0,75	0,78	0,80	0,82	0,50	0,92	0,93	0,98
Al_2O_3	15,84	10,85	17,66	17,53	15,56	14,32	17,08	12,47	15,29	16,64
Fe_2O_3	2,64	2,18	4,97	3,06	2,37	2,96	1,83	8,81	1,70	4,16
FeO	6,72	3,08	2,78	5,27	7,29	8,87	4,67	4,10	6,82	5,24
MnO	0,24	0,06	0,10	0,14	0,10	0,30	0,07	0,26	0,21	0,23
MgO	2,56	0,14	4,10	4,41	5,76	3,90	2,43	7,24	5,00	5,90
CaO	5,75	5,77	5,04	6,04	7,46	5,08	5,06	8,82	7,70	5,10
Na_2O	3,63	3,13	4,80	3,47	1,60	2,34	4,26	1,86	3,50	4,42
K_2O	0,80	1,52	1,10	1,10	0,29	1,02	0,89	0,25	0,71	1,16
P_2O_5	0,22	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	3,62	6,13	2,81	2,78	0,15	0,24	4,09	0,30	0,10	0,18
H_2O^+					5,63	1,54		5,32	8,78	3,62
Σ	100,46	99,70	100,71	98,83	100,54	98,49	100,53	99,90	99,76	99,49

Таблица 4 (продолжение)

Компонент	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173
SiO_2	62,40	55,60	52,00	47,67	45,49	48,69	48,07	52,31	49,64	73,73
TiO_2	1,21	0,68	0,57	2,04	2,32	1,28	1,45	1,33	1,11	0,30
Al_2O_3	13,47	15,14	18,22	20,23	17,73	19,27	17,12	17,12	18,91	12,15
Fe_2O_3	4,79	4,10	2,10	1,11	1,65	3,81	4,25	3,74	2,72	0,18
FeO	2,44	2,40	6,17	8,53	8,66	6,19	4,97	8,00	7,08	3,34
MnO	0,04	0,08	0,14	0,15	0,14	0,17	0,12	0,14	0,19	0,03
MgO	1,75	1,98	4,44	3,37	3,05	4,55	3,15	3,08	4,21	0,18
CaO	2,14	8,48	6,47	10,23	6,00	7,78	7,36	8,05	7,25	0,69
Na_2O	3,77	4,88	5,52	3,28	5,30	3,37	5,40	3,33	3,50	1,34
K_2O	4,51	1,04	1,92	0,90	2,15	0,30	0,30	0,30	0,50	6,55
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11
H_2O^-	0,17	0,32	0,22	2,88	7,92	4,64	4,29	2,10	5,21	0,88
H_2O+	2,79	4,96	2,32							
Σ	99,48	99,66	100,09	100,39	100,41	100,05	96,48	99,50	100,32	99,48

Компонент	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183
SiO_2	73,94	72,78	77,83	73,58	81,28	77,52	73,22	80,14	68,34	62,78
TiO_2	0,33	0,28	0,31	0,19	0,12	0,11	0,12	0,14	0,32	0,25
Al_2O_3	12,59	12,60	12,66	12,67	10,16	10,32	13,48	9,04	17,20	16,50
Fe_2O_3	—	0,07	0,50	1,02	—	0,30	1,17	1,50	1,68	2,82
FeO	3,13	3,65	1,21	2,98	1,74	4,56	1,21	1,97	1,98	4,18
MnO	0,01	0,08	0,05	0,07	0,05	0,05	—	0,01	—	—
MgO	0,33	0,16	0,15	0,30	0,28	0,57	2,10	0,20	1,50	1,17
CaO	0,75	0,51	0,31	0,63	0,38	0,49	3,01	0,12	3,50	3,57
Na_2O	1,94	0,14	6,70	4,10	5,30	4,34	3,85	4,28	3,09	4,02
K_2O	5,80	6,50	0,10	3,30	0,10	0,62	1,45	0,54	2,12	2,58
P_2O_5	0,02	0,05	—	—	—	0,04	—	—	—	—
H_2O^-	0,98	0,43	0,31	0,48	0,38	1,04	0,56	0,09	0,66	1,57
H_2O+								1,20		
Σ	99,82	97,25	100,13	99,32	99,79	99,96	100,17	99,23	100,39	99,44

Компонент	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193
SiO_2	74,94	66,47	72,43	68,24	69,92	76,05	76,40	73,07	68,64	72,40
TiO_2	0,20	0,41	0,17	0,30	0,28	0,21	0,20	0,18	0,18	0,18
Al_2O_3	12,84	16,82	14,93	15,50	14,13	11,57	11,73	12,67	13,03	13,72
Fe_2O_3	2,04	1,64	1,42	2,30	1,43	3,17	3,33	4,20	3,21	0,78
FeO	0,09	3,85	2,88	4,74	2,66	0,71	0,14	0,50	0,71	0,56
MnO	0,14	—	—	—	0,13	0,08	0,09	0,09	0,16	0,01
MgO	0,46	1,70	0,26	0,66	1,05	0,37	0,29	0,29	0,22	0,17
CaO	0,08	3,96	1,33	0,77	1,20	0,98	0,33	0,56	0,42	0,52
Na_2O	2,10	2,53	4,67	4,89	4,09	1,42	0,73	1,75	3,42	1,10
K_2O	5,86	1,92	1,36	2,16	3,23	3,53	6,33	5,72	9,02	10,18
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,14	0,44	1,21	0,40	0,10	0,13	0,40	0,30	0,22	0,22
H_2O+	1,02				1,66	1,92	0,45	0,90	1,05	0,34
Σ	99,91	99,74	100,66	99,96	99,88	100,14	100,42	100,23	100,28	100,18

Таблица 4 (продолжение)

Компонент	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203
SiO_2	74,37	76,43	76,58	76,80	77,66	76,42	71,60	73,42	76,38	73,25
TiO_2	0,25	0,12	0,06	0,08	0,18	0,03	0,22	0,23	0,21	0,31
Al_2O_3	13,09	11,31	12,49	11,02	11,30	11,95	14,95	13,66	11,50	13,83
Fe_2O_3	0,46	2,11	0,99	0,63	1,92	1,40	2,24	2,15	1,15	0,24
FeO	0,27	0,50	0,68	0,70	0,28	2,54	0,74	0,13	0,75	2,55
MnO	—	0,01	0,02	0,01	—	—	—	0,05	—	0,02
MgO	0,25	0,28	0,06	0,40	0,23	0,11	0,38	0,20	0,18	0,20
CaO	0,53	0,11	0,26	1,00	0,04	1,23	0,76	0,98	0,52	0,56
Na_2O	3,70	4,09	3,78	2,56	3,02	2,18	3,36	4,56	0,25	3,84
K_2O	5,20	4,28	4,52	5,88	4,56	4,49	4,26	3,26	8,22	4,78
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,10	—	0,18	0,16	0,34	0,12	0,36	0,27	0,23	0,28
H_2O^+	2,13	—	0,46	0,73	0,34	0,20	1,12	0,95	0,74	
Σ	100,35	99,24	100,08	99,97	99,87	100,67	99,99	99,86	100,13	99,86

Компонент	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213
SiO_2	68,64	74,16	73,12	71,32	71,40	72,60	71,74	73,48	74,70	67,03
TiO_2	0,14	0,05	0,11	0,74	0,17	0,07	0,72	0,23	0,25	0,76
Al_2O_3	14,57	13,05	9,89	13,24	13,65	10,91	13,01	11,19	11,45	17,37
Fe_2O_3	1,76	1,40	1,22	1,44	0,16	1,44	2,35	0,48	1,15	1,46
FeO	3,17	1,91	2,06	2,81	2,88	2,74	2,12	4,04	2,84	1,48
MnO	—	—	0,05	0,07	0,06	0,08	0,01	0,06	0,01	0,08
MgO	0,66	0,54	0,39	1,08	0,98	0,66	0,22	1,00	0,28	0,59
CaO	1,97	1,60	3,52	0,44	1,20	2,28	0,30	0,60	1,28	0,93
Na_2O	4,59	2,05	1,81	4,86	2,38	4,58	4,92	0,53	2,54	6,67
K_2O	4,24	4,97	4,76	0,90	5,38	2,22	2,25	7,02	4,18	2,49
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,06	0,04	0,02	2,50	0,42	0,26	0,32	0,22	0,12	0,29
H_2O^+	0,44	0,28	3,22		1,40	2,06	1,82	1,04	0,90	1,38
Σ	100,24	100,05	100,17	99,80	100,08	99,90	99,78	99,89	99,70	100,53

Компонент	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223
SiO_2	68,56	68,06	68,92	73,07	69,60	72,85	71,13	66,71	68,32	53,58
TiO_2	0,33	0,36	0,65	0,24	0,58	0,19	0,40	0,53	0,34	0,50
Al_2O_3	14,09	15,72	17,56	13,29	11,88	13,11	11,60	15,17	16,16	19,13
Fe_2O_3	1,12	3,89	0,98	1,47	0,90	0,53	0,53	1,54	1,50	2,87
FeO	3,18	1,59	1,44	1,74	6,11	2,98	2,86	2,24	1,82	1,70
MnO	0,03	0,08	0,08	0,05	0,09	0,06	0,10	—	—	—
MgO	0,98	0,59	0,62	0,66	0,63	0,59	0,69	1,50	1,05	7,10
CaO	0,56	1,43	1,10	0,87	2,02	1,17	2,74	5,70	3,94	6,66
Na_2O	3,40	6,76	6,37	4,20	5,10	5,00	2,45	2,35	2,30	3,47
K_2O	5,70	0,51	1,36	3,17	0,53	2,46	2,70	2,41	2,90	2,21
P_2O_5	—	—	—	—	0,15	—	0,12	—	—	—
H_2O^-	0,24	0,18	0,10	1,01	2,09	0,46	4,27	1,72	1,16	2,24
H_2O^+	1,32	0,63	1,17							
Σ	99,51	99,80	100,35	99,77	99,68	99,40	99,59	99,87	99,49	99,46

Таблица 4 (продолженне)

Компонент	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233
SiO_2	64,26	67,26	73,52	78,62	74,68	74,67	52,35	58,87	65,18	57,35
TiO_2	0,70	0,14	0,24	0,33	0,28	0,36	0,77	0,78	0,66	0,80
Al_2O_3	14,82	11,34	11,74	9,51	11,68	10,98	16,25	16,09	16,74	16,73
Fe_2O_3	5,95	1,20	2,61	3,09	2,86	1,84	2,26	2,45	1,70	3,37
FeO	2,19	5,65	1,47	1,00	0,93	1,02	6,58	4,19	4,38	4,53
MnO	0,11	0,27	0,15	0,12	0,15	0,09	0,15	0,14	0,1	0,18
MgO	0,62	0,83	0,50	0,27	—	0,13	5,56	1,69	1,62	2,52
CaO	1,70	4,13	0,44	0,33	0,15	0,50	8,01	5,99	3,21	5,50
Na_2O	4,61	1,44	0,30	5,10	2,22	1,53	1,68	2,16	2,48	2,97
K_2O	2,67	4,44	7,90	0,99	5,89	7,78	0,33	1,59	1,64	1,79
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,10	0,14	0,11	0,16
H_2O^-	0,10	0,33	0,28	0,16	} 0,56	} 0,42	0,19	0,20	0,35	0,13
H_2O^+	1,70	2,70	0,40	0,18			5,12	4,08	3,50	2,91
Σ	99,43	99,73	99,55	99,70	99,40	99,32	99,4	98,4	99,6	99,0

Компонент	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243
SiO_2	76,06	78,15	78,39	73,18	70,42	71,44	75,08	70,43	70,81	75,37
TiO_2	0,12	0,10	0,17	0,22	0,30	0,23	0,19	0,20	0,32	0,25
Al_2O_3	12,51	11,04	11,46	12,96	13,56	12,08	12,92	13,71	12,00	11,45
Fe_2O_3	0,72	0,47	0,08	1,27	2,01	0,64	1,18	2,04	3,02	1,26
FeO	1,47	1,65	2,28	1,93	2,58	6,39	1,96	2,54	2,55	2,43
MnO	0,01	0,04	0,06	0,06	0,10	0,10	0,10	—	—	—
MgO	0,71	0,12	0,12	0,53	0,51	0,13	0,21	0,29	0,18	0,09
CaO	0,44	0,14	0,49	0,28	1,43	0,64	0,78	0,09	0,38	0,29
Na_2O	2,80	4,18	6,50	4,77	4,55	4,45	3,29	3,87	4,31	3,42
K_2O	4,82	3,24	0,24	3,59	2,78	3,66	3,96	2,63	3,74	4,21
P_2O_5	0,02	0,03	0,03	0,06	0,09	0,03	0,06	0,04	0,06	0,04
H_2O^-	0,03	0,12	0,08	0,25	0,10	} 0,23	0,13	} 0,19	} 0,16	} 0,18
H_2O^+	0,99	0,18	0,17	1,21	0,85		0,57			
Σ	100,6	99,5	100,1	100,3	99,3	100,0	100,4	98,1	97,9	98,9

Компонент	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254
SiO_2	74,50	72,78	68,57	58,55	61,99	72,97	72,79	76,64	76,02	76,40	72,36
TiO_2	0,25	0,22	0,43	0,70	0,59	0,32	0,2	0,23	0,21	0,22	0,20
Al_2O_3	12,04	11,89	13,81	11,51	16,82	12,23	12,58	12,46	11,38	12,46	13,07
Fe_2O_3	0,64	0,65	0,67	2,01	1,52	1,78	2,4	1,88	1,52	0,51	0,76
FeO	2,87	4,08	4,38	3,95	3,23	0,93	2,22	1,36	1,65	1,79	3,59
MnO	0,06	0,13	0,07	0,05	0,07	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	0,48	0,42	0,37	2,27	1,95	0,79	0,59	0,59	0,68	0,27	0,32
CaO	0,11	0,61	0,79	0,55	1,02	0,67	0,28	0,10	0,52	0,10	0,17
Na_2O	5,32	4,52	4,36	4,65	1,33	0,37	0,48	0,37	0,64	3,99	3,34
K_2O	2,60	3,65	4,45	5,14	7,59	6,84	7,13	4,81	5,78	3,56	5,58
P_2O_5	0,03	0,04	0,09	0,11	0,10	0,09	0,05	0,02	0,08	0,04	0,03
H_2O^-	0,13	0,11	0,18	0,34	0,16	} 2,41	} 1,50	} 1,83	} 1,66	} 0,50	} 0,50
H_2O^+	1,19	0,83	0,43	1,95	1,83						
Σ	100,2	99,9	98,6	97,8	98,2	99,42	100,25	100,31	100,16	99,86	99,96

Примечание. 134 — пироксеновый диабаз (дайка), водораздел рек Учал — Уйкараташ. 135 — оливинсодержащий диабаз (покров), водораздел рек Учал — Уйкараташ. 136 — пироксеновый диабаз из даек, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 137 — пироксеновый диабаз из даек, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 138 — кварцсодержащий диабаз (дайка), река Кайна. 139 — диабаз, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 140 — диабаз, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 141 — диабазовый порфирит (покров), р. Пыжа, Б. Н. Лапин, 1963. 142 — диабазовый порфирит (покров), р. Кайна, Б. Н. Лапин, 1963. 143 — кварцсодержащий диабазовый порфирит (покров), район пос. Кокурю, Б. Н. Лапин, 1963. 144 — диабазовый порфирит (покров), р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 145 — диабазовый порфирит, хр. Тонгош, Б. Н. Лапин 1963. 146 — среднекристаллический порфировидный диабаз (силл), р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 147 — диабаз (силл), р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 148 — габбро-диабаз (шток), р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 149 — габбро-диабаз, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 150 — габбро, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 151 — габбро-диабаз, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 152—153 — андезитовый порфирит, р. Уландрык. 154 — андезитовый порфирит, район пос. Кокурю. 155 — андезитовый порфирит, р. Кызыл-Шин. 156—157 — андезитовый порфирит, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 157 — андезитовый порфирит, р. Пыжа. 158—159 — пироксеновый андезитовый порфирит, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 160 — амфиболовый андезитовый порфирит, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 161 — авгитовый андезитовый порфирит, р. Ак-Кая. Б. Н. Лапин, 1963. 162 — пироксеновый андезитовый порфирит, р. Тырган, Б. Н. Лапин, 1963. 163 — пироксеновый андезитовый порфирит, р. Баюк, Б. Н. Лапин, 1963. 164 — андезитовый порфирит, р. Уландрык, Б. Н. Лапин, 1963. 165 — андезитовый порфирит, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 166 — трахиандезит, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 167—172 — лабрадоровый порфирит. 173—174 — кварцевый порфир, р. Уландрык. 175 — кварцевый порфир, р. Урсул. 176 — фельзит-порфир, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 177—178 — фельзит, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 179 — фельзит, р. Урсул. 180 — кварцевые порфиры, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 181 — кварцевые порфиры, р. Шиберта, Б. Н. Лапин, 1963. 182 — кварцевый порфир, р. Ело, Б. Н. Лапин, 1963. 183 — кварцевый порфир, р. Иккол, Б. Н. Лапин, 1963. 184 — кварцевый порфир, р. Уландрык, Б. Н. Лапин, 1963. 185 — фельзит-порфир, р. Каракол, Б. Н. Лапин, 1963. 186 — фельзит-порфир, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 187—188 — фельзит-порфир, р. Каракокша, Б. Н. Лапин, 1963. 189—191 — фельзит-порфир, р. Уландрык, Б. Н. Лапин, 1963. 192 — ортофир (комендит), К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 193 — ортофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 194 — базокварцевый кератофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 195 — порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 196 — сферолитовый афир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 197 — риолитовый афир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 198 — сферолитовый порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 199 — фельзит, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 200 — микропойкилитовый афир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 201 — риолитовый афир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 202 — базокварцевый ортофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 203 — базокварцевый кератофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 204 — кератофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 205 — кварцевый порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 206 — риолитовый порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 207 — кератофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 208—209 — риолитовый порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 210 — порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 211 — кварцевый ортофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 212 — микропойкилитовый афир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 213 — порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 214 — кварцевый кератофир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 215 — бескварцевый порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 216 — порфир, К. А. Аникиева, Г. Б. Кочкина, 1961. 217 — игнимбрит, водораздел рек Учал — Уйкараташ. 218 — игнимбрит, р. Коргон. 219—220 — туфы переходного типа от игнимбритов к кристаллокластическим туфам, водораздел рек Учал — Уйкараташ и Ак-Кая. 221 — литокристаллокластический туф кислых эффузивов, р. Урсул Б. Н. Лапин, 1963. 222 — кристаллокластический туф кислых эффузивов, р. Урсул, Б. Н. Лапин, 1963. 223 — кристаллокластический туф кварцево-биотитовых порфиритов, р. Ак-Кая, Б. Н. Лапин, 1963. 224 — туфолава (палеотипный игнимбрит), р. Баюк, Б. Н. Лапин, 1963. 225 — туфолава кварцевого порфира, р. Кума, Б. Н. Лапин, 1963. 226 — пепловый туф кварцевого порфира, р. Коргон, Б. Н. Лапин, 1963. 227 — туфолава (палеотипный игнимбрит), р. Коргон, Б. Н. Лапин, 1963. 228—229 — брекчия кварцевого порфира (жерловое тело), г. Бель, Б. Н. Лапин, 1963. 230 — андезитовый порфирит, р. Урсул, А. Н. Кононов, 1964. 231—232 — дацитовый порфир, р. Урсул, А. Н. Кононов, 1964. 233 — андезитовый порфирит, р. Урсул, А. Н. Кононов, 1964. 234—237 — риолитовый порфир, р. Урсул, А. Н. Кононов, 1964. 238 — риолитовый фельзит, р. Шиверта, А. Н. Кононов, 1964. 239—240 — риолитовый порфир, р. Шиверта, А. Н. Кононов, 1964. 241 — риолитовый фельзит, р. Б. Черга, А. Н. Кононов, 1964. 242—243 — риолитовый

порфир р. Б. Черга, А. Н. Кононов, 1964. 244 — риолитовый порфир, р. Урсул, А. Н. Кононов, 1964. 245 — риолитовый порфир, р. Каракол, А. Н. Кононов, 1964. 246 — дацитовый порфир, р. Каракол, А. Н. Кононов, 1964. 247—248 — измененный порфир, р. Каракол, А. Н. Кононов, 1964. 249 — кварцевый порфир, р. Бурата, А. О. Смилкстын, 1964. 250 — фельзит-порфир, р. Бурата, А. О. Смилкстын, 1964. 251 — фельзит, Черная гора, А. О. Смилкстын, 1964. 252 — кварцевый порфир, Черная гора, А. О. Смилкстын, 1964. 253—254 — кварцевый порфир, р. Урсула, А. О. Смилкстын, 1964.

карбонатных прожилков, иногда также мелкие миндалины, заполненные кальцитом.

Структура кварцсодержащих диабазов ничем не отличается от типичной для описанных выше диабазов обычного типа. Основными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз, моноклинный пироксен и кварц. Кварц образует ксеноморфные зерна и выполняет промежутки между лейстами плагиоклазов. В единичных случаях отмечались бипирамидальные кристаллы кварца. Размер его кристаллов — от 0,24 до 0,4 *мм*. Содержание кварца достигает 5%. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и игольчатые кристаллы апатита. В состав некоторых кварцсодержащих диабазов входит также биотит. Из вторичных минералов наиболее распространены хлорит, альбит и серицит. Химический состав кварцсодержащих диабазов приведен в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Диабазовые (базальтовые) порфириты распространены меньше, чем диабазы обычного типа, и преимущественно в виде покровов. Они отмечены в ряде разрезов девонских вулканогенных толщ на территории Ануйско-Чуйского и Уймено-Лебедского прогибов. В юго-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба в районе пос. Кокурю нижняя часть девонского разреза представлена серией покровов диабазовых порфиритов, имеющих мощность от 5 до 40 *м*. В разрезе по р. Урсул (район пос. Онгудай) покровы диабазовых порфиритов также присутствуют главным образом в нижней части вулканогенного разреза среди андезитовых эффузивно-пирокластических образований. Более широко развиты покровы диабазовых порфиритов в Уймено-Лебедском прогибе, например в разрезах по рекам Пыжа, Кайна и на водоразделах рек Учал — Уйкарагаш. В Уймено-Лебедском прогибе они имеются среди верхнедевонских осадочных толщ, в то время как в Ануйско-Чуйском прогибе залегают главным образом в низах эйфеля.

Окраска диабазовых порфиритов темно-зеленая, зеленая, реже серо-зеленая или лиловая. Текстура пород массивная или миндалекаменная.

Главные компоненты пород — плагиоклаз, моноклинный пироксен и оливин (незначительное количество). Акцессорные минералы — магнетит и апатит.

В диабазовых порфиритах обычно хорошо выражена порфировая структура. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, пироксеном, реже оливином и составляют до 15—20% всей массы породы. Размеры их колеблются от 0,5 до 3,5 *мм*.

Структура основной массы чаще всего интерсертальная, но в сильно измененных породах основная масса представлена тонкозернистыми агрегатами хлорита, серицита, кальцита, эпидота, а иногда и участками кварца, на фоне которых выделяются мелкие лейсты плагиоклаза, поэтому о ее интерсертальном строении в таких породах можно только догадываться.

Плагиоклаз в диабазовых порфиритах преобладает над пироксеном как в порфировых выделениях, так и в основной массе. Он представ-

лен андезин-лабрадором, реже лабрадором, нередко обладает зональным строением. Форма фенокрист широкотаблитчатая, удлиненнопризматическая; нередко они образуют гломерофировые скопления. Плагиоклаз основной массы — андезин или олигоклаз-андезин. Последний типичен для пород с весьма тонкокристаллической основной массой, содержащей весьма узкие микролейсты плагиоклазов. По плагиоклазам обычно развиваются серицит, мусковит, эпидот, кальцит и альбит. Последний образуется чаще всего по микролейстам основной массы.

Моноклинный пироксен — бесцветный авгит. Фенокристы его большей частью короткостолбчатые или четырехугольной (в сечении) формы. В основной массе кристаллы авгита ксеноморфны или тонкопризматичны. Размеры порфировых выделений достигают 0,5 *см*, в среднем 1,0—1,5 *мм*, а в основной массе — 0,2—0,3 *мм*.

По авгиту развиваются хлорит, кальцит и эпидот, местами нацело его замещающие.

Оливин встречается редко и присутствует лишь в порфировых выделениях, размер которых не превышает 2—3 *мм*. Форма его кристаллов неправильная или короткостолбчатая, с округлыми очертаниями. Даже в слабо измененных породах он полностью замещен серпентин-хлоритовыми агрегатами, образующими характерные петельчатые структуры.

Акцессорные минералы в диабазовых порфиритах — магнетит и апатит. Химические анализы диабазовых порфиритов (базальтовых) приведены в табл. 4 и на рис. 17.

Габбро-диабазы пространственно приурочены к участкам широкого развития даек и межпластовых залежей, представленных диабазами, и слагают преимущественно небольшие штокообразные тела и, реже, пластовые залежи (силлы). Они отмечались, в частности, в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба по правобережью р. Урсул, между устьями рек Туэкта и Теньга, а также по р. Каракол среди верхнедевонских песчано-сланцевых отложений каракольской свиты. В целом же распространение их сравнительно ограничено.

Габбро-диабазы образуют либо самостоятельные межпластовые залежи и штоки, либо в одних и тех же телах наблюдаются взаимопереходы между ними и порфировидными диабазами. Максимальные размеры штоков обычно не превышают 400 *м* в поперечнике.

Габбро-диабазы отличаются сравнительно крупной зернистостью, размеры темноцветных минералов и полевых шпатов 1,5×0,3 *см*.

Главные компоненты габбро-диабазов — плагиоклаз и моноклинный пироксен. Акцессорные минералы — ильменит, магнетит, сфен и апатит, вторичные — уралитовая роговая обманка, эпидот, цоизит, лейкоксен, хлорит, серицит, актинолит и тремолит. Структура пород габбро-диабазовая до габбровой.

Плагиоклаз представлен идиоморфными удлиненнопризматическими или широкотаблитчатыми кристаллами андезин-лабрадора и лабрадора с четко выраженными широкими полисинтетическими двойниками.

Моноклинный пироксен — авгит, кристаллы которого обычно ксеноморфны и занимают промежутки между плагиоклазами; лишь иногда они образуют изометричные кристаллы, не приспосабливающиеся к очертаниям плагиоклазов. Размеры кристаллов авгита изменяются от 0,3 до 0,4—0,6 *см*.

Авгит в различной степени подвержен вторичным изменениям. Он полностью или частично замещен уралитовой роговой обманкой, хлоритом, актинолитом, тремолитом или соссюритом.

Для габбро-диабазов типичны значительные вторичные изменения, вызванные, в частности, динамометаморфизмом. Вследствие этого в них

Таблица 5

Химический состав гипабиссальных и субвулканических пород Горного Алтая

Компонент	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264
SiO_2	75,89	75,80	76,82	74,18	72,93	73,21	69,85	70,40	71,04	77,80
TiO_2	0,16	0,18	0,14	0,21	0,12	0,22	0,52	0,35	0,36	0,15
Al_2O_3	11,85	10,03	10,65	14,07	13,62	14,35	14,29	13,45	14,22	10,18
Fe_2O_3	0,38	2,58	1,87	1,96	1,60	1,64	1,04	1,54	0,89	0,39
FeO	2,29	2,53	1,62	1,28	1,11	0,67	2,18	2,18	1,56	2,59
MnO	0,03	0,03	0,06	0,08	—	0,05	0,06	0,07	0,05	0,01
MgO	0,10	—	0,05	0,15	0,04	0,20	0,70	0,60	0,47	0,33
CaO	0,11	0,37	0,17	3,05	2,85	0,61	1,55	1,35	0,84	0,73
Na_2O	1,79	4,28	4,70	3,89	3,77	4,06	4,06	4,09	3,20	2,65
K_2O	6,98	3,43	3,57	1,48	3,01	4,58	4,16	4,47	6,10	4,23
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,66	0,16	0,15	0,15	0,65	0,08	0,20	0,14	0,38	0,30
H_2O^+		0,62	0,38	0,42	0,73	0,64	1,28	1,29	0,79	
Σ	100,24	100,01	100,18	100,92	100,43	100,31	99,89	99,93	99,90	99,36

Компонент	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275
SiO_2	73,24	76,53	75,34	75,52	76,13	74,86	74,16	74,56	68,40	74,94	75,24
TiO_2	0,30	0,12	0,18	0,20	0,20	0,20	0,05	0,07	0,23	0,10	0,05
Al_2O_3	13,20	12,36	12,52	12,12	12,42	12,00	13,05	14,37	16,54	11,47	12,53
Fe_2O_3	0,50	1,27	2,54	1,47	1,83	2,54	1,40	—	1,40	1,87	1,83
FeO	1,35	1,51	0,43	0,16	0,28	0,23	1,91	1,54	1,59	1,20	0,75
MnO	—	0,02	0,05	—	0,07	0,06	—	—	0,27	—	0,12
MgO	0,44	0,48	—	0,25	0,14	0,13	0,54	0,59	0,30	0,17	0,26
CaO	1,61	0,67	0,56	0,25	0,33	0,42	1,60	1,11	0,98	0,75	0,75
Na_2O	3,97	2,86	1,76	2,21	2,30	2,83	2,05	3,87	5,70	2,43	2,57
K_2O	5,22	4,94	7,22	6,49	6,50	6,33	4,97	3,55	3,13	5,21	5,17
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,83	0,10	0,25	0,15	0,30	0,17	0,04	0,24	0,50	1,20	0,38
H_2O^+		0,20	0,50	0,75	0,40	0,63	0,28	0,40	1,14	0,56	0,52
Σ	100,66	101,06	101,35	99,57	100,90	100,40	100,05	100,30	100,18	99,90	100,17

Примечание. 255 — аляскитовый гранит, р. Уландрык. 256 — риолитовый гранит, р. Щебелык. 257 — рибекитовый гранит, р. Щебелык. 258—259 — кварцевый порфир, р. Тюте. 260—263 — гранит-порфир, Уймено-Лебедской прогиб. 264 — фельзит-порфиры, р. Урсул. 265—266 — щелочные кварцевые порфиры, р. Урсул. 267—270 — аляскитовый гранит, р. Аксай. 271 — кварцевый порфир, р. Уймень. 272 — гранит-порфир, хр. Салон. 273 — сиенит, г. Кызылташ. 274 — пегматитовый гранит, Туроган. 275 — гранофир, Березовый Лог.

иногда наблюдается слабая сланцеватость и катаклаз, выраженный сильной трещиноватостью кристаллов, их искривлением или даже ломкой и дроблением. В образовавшихся трещинах или небольших участках дробления наиболее интенсивно развиты вторичные минералы, особенно эпидот и цоизит, выполняющие микротрещины. Тремолит и актинолит чаще всего развиваются по периферии кристаллов уралитизированного авгита. Ильменит присутствует в виде неправильных зерен или скелетных форм, реже образует кристаллы с шестиугольными поперечными очертаниями. Размеры его зерен 0,5—0,8 *мм*. В подавляющем большинстве случаев ильменит разрушен, и по нему развиты мелкозер-

нистые агрегаты лейкоксена и титанита. Апатит обычно образует удлиненные шестоватые, короткостолбчатые или, реже, гексагональной формы кристаллики. Размер игольчатых кристаллов по удлинению 1,5—2 *мм*.

Химический состав габбро-диабазов и габбро гипабиссальных тел по р. Урсул приведены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Андезитовые порфириты широко распространены на территории Горного Алтая. В Уймено-Лебедском прогибе они играют существенную роль в строении вулканогенных толщ как среднедевонского (эйфельский ярус), так и верхнедевонского (франский ярус) возраста, а в Ануйско-Чуйском и Коргонском прогибах сосредоточены преимущественно в низах разреза вулканогенных толщ эйфельского яруса среднего девона. Обычно андезитовые порфириты образуют системы покровов различной мощности, от 5—7 до 20—30 *м*, и лишь в редких случаях — дайки. В изученных разрезах эти породы составляют до 50% мощности вулканогенных толщ, например, по р. Кайна в Уймено-Лебедском прогибе, а в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба по р. Урсул (в районе пос. Онгудай) из 2450 *м* мощности вулканогенной толщи низов разреза около 1100—1200 *м* занимают покровы андезитовых порфиритов. В различных структурно-фациальных зонах андезитовые порфириты занимают различное возрастное положение — от эйфельского яруса среднего девона до франского яруса верхнего девона.

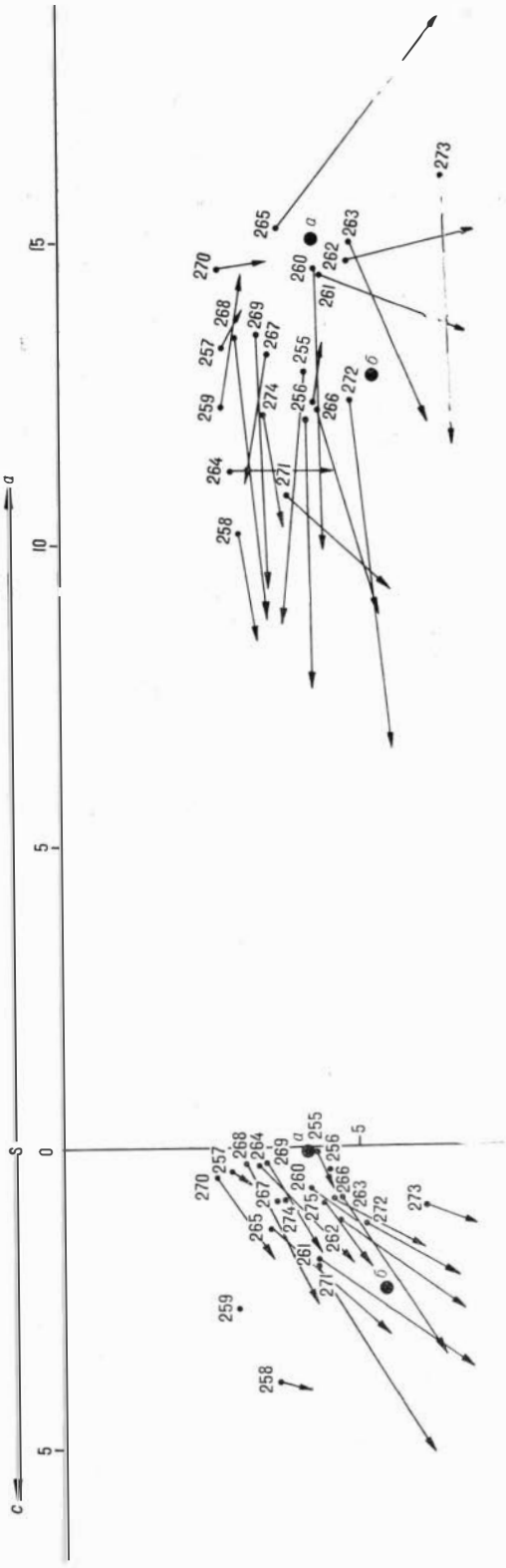


Рис. 18 Диаграмма химического состава девонских кислых гипабиссальных пород Горного Алтая.
Средний состав пород, по р. Дэли: *а* — щелочной гранит; *б* — гранит.

Среди разнообразных пород рассматриваемого типа по особенностям состава представляется возможным выделить наряду с обычными кварцевые и кварцсодержащие андезитовые порфириты.

Типичные порфириты обладают массивной или миндалекаменной текстурой; структура их порфировая, но нередко встречаются порфиры афирового сложения, с редкими единичными мелкими фенокристами. В таких породах, например в андезитовых порфиритах из самых низов вулканогенной толщи р. Уландрык, наблюдается флюидальная полосчатая текстура. Эти породы, близкие к афиритам, нередко обладают грубой или сравнительно четко выраженной столбчатой отдельностью. Чаще всего они окрашены в темно-зеленые и темно-серые до черных или темно-лиловые тона.

Главные породообразующие минералы андезитовых порфиритов — плагиоклаз, слагающий основную массу породы и порфировые выделения, и темноцветный минерал, обычно полностью замещенный новообразованиями.

Вторичные минералы: хлорит, серицит, кальцит, альбит, эпидот, цоизит, лейкоксен, реже пренит и цеолиты — развиты повсеместно. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, ильменит, гематит, апатит, титанит и в единичных случаях циркон.

В андезитовых порфиритах наблюдаются витрофировая, микропойкилитовая, пилотакситовая, трахитоидная или микролитовая структуры.

Плагиоклаз порфировых выделений — обычно олигоклаз-андезин и андезин, в сильно измененных породах альбитизированные. Наиболее характерны широкотаблитчатые, удлиненнопризматические и, реже, изометричные кристаллы размером от 0,5 до 5 *мм*.

В основной массе плагиоклаз — чаще всего удлиненнопризматические лейсты размером от 0,04 до 0,2 *мм*. В сравнительно свежих породах микролейсты представлены олигоклазом или олигоклаз-андезином, а в измененных — альбитом. По плагиоклазам нередко развиваются агрегаты серицита и кальцита, часто в ассоциации с тонкодисперсными агрегатами эпидота, изредка хлоритом и пренитом. Повсеместно отмечаются процессы альбитизации плагиоклазов.

Темноцветный минерал — авгит образует короткостолбчатые кристаллы в фенокристах и присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в основной массе породы. Количество его в породах изменчиво, от весьма малых содержаний до 30—40% всей массы породы. Темноцветный минерал нередко полностью замещен хлоритом, кальцитом и эпидотом. Вторичные процессы сильно преобразуют не только плагиоклаз порфировых выделений, но и основую массу породы; в сильно измененных породах основная масса превращена целиком в мелкозернистый агрегат альбита, серицита, хлорита, кальцита, эпидота и, реже, кварца.

Несмотря на то, что среди темноцветных минералов в андезитовых порфиритах достоверно установлен только авгит, в них иногда встречаются кристаллы темноцветного минерала, полностью замещенные вторичными минералами и имеющие ромбовидные сечения, весьма характерные для роговой обманки. Такие кристаллы обычно окружены опацитовыми каймами, постоянно полностью замещены хлоритом и кальцитом. Б. Н. Лапин (1963) подобные породы на р. Урсул относит к роговообманковым андезитовым порфиритам.

Кварцевые андезитовые порфириты весьма редки. Их покровы отмечены лишь в разрезе по р. Урсул в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба. Главная отличительная особенность этих порфиритов — наличие кварца в порфировых выделениях. Форма кри-

сталлов округлая, бипирамидальная, с извилистыми очертаниями. Размер зерен от 0,4 до 1,3 *мм*.

Содержание вкрапленников кварца не превышает 7—10% объема породы.

Плагиоклаз резко преобладает среди порфировых выделений. Его изометричные кристаллы полисинтетически сдвойникованы, размеры их в среднем не превышают 1,5 *мм*. Темноцветного минерала в породе так же мало, как и кварца. Он образует неправильной формы кристаллы, полностью замещенные хлоритом. Основная масса порфиритов аллотриоморфнозернистая, серицит-хлорит-полевошпатовая.

Следует отметить, что вторичные процессы в кварцевых андезитовых порфиритах менее многообразны, нежели в обычных андезитовых порфиритах. Плагиоклаз замещается кальцитом, или по нему рассеяны чешуйки серицита, без каких-либо скоплений. Хлорит развит только по темноцветному минералу и присутствует в незначительных количествах в основной массе. Таким образом, из вторичных минералов — кальцита, хлорита, серицита, альбита — наиболее развит последний; он составляет большую часть основной аллотриоморфнозернистой массы породы.

Химические анализы андезитовых порфиритов представлены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Лабрадоровые порфириты в изученных нами разрезах были отмечены лишь в пределах Уймено-Лебедского прогиба среди верхнедевонских вулканогенно-осадочных образований (тарболинская свита, по В. М. Сенникову, 1960). Эти породы чаще всего образуют покровы, которые наблюдались на водоразделе рек Учал — Уйкарагаш, на междуречье р. Кызыл — Долу — Кележе и по р. Кайна. В последнем пункте лабрадоровые порфириты, возможно, слагают также крупную межпластовую залежь, а в среднем течении р. Пыжа выше устья р. Карай они, несомненно, залегают в виде силла мощностью около 15—20 *м*.

На водоразделе рек Учал — Уйкарагаш покровы лабрадоровых порфиритов отделены друг от друга пузыристыми шлакоподобными миндалекаменными зонами мощностью от 0,3—0,5 до 1,0—2,5 *м*. Мощность самих покровов от 3—7 до 15—30 *м*, но местами достигает 50 *м*. В их кровле появляется значительное количество миндалин, их размер увеличивается, а самая верхняя часть покровов в большинстве случаев представлена пузыристой ноздреватой шлакоподобной породой, целиком карбонатизированной.

Четкая граница раздела между миндалекаменной зоной и порфиритами основной части покрова нигде не устанавливается. Миндалины обычно заполнены хлоритом и кальцитом.

Отличительная черта лабрадоровых порфиритов — постоянное наличие в них большого количества крупных порфировых выделений кристаллов лабрадора. Форма их удлиненнопризматическая или изометричная в срезах, параллельных (010), размер кристаллов 1,5—2 *см*. Расположение фенокрист в покровах порфиритов весьма разнообразно, тогда как в межпластовых залежах ориентировка фенокрист и мелких лейст плагиоклазов основной массы субпараллельная, что придает породам трахитоидный облик. Кроме плагиоклаза, в породах есть моноклинный пироксен и в переменном количестве акцессорные минералы — магнетит и апатит. Структура пород порфировая, с интерсертальной или диабазово-офитовой микроструктурой основной массы.

Кристаллы лабрадора в фенокристах почти всегда имеют зональное строение. Мелкие лейсты плагиоклаза в основной массе часто окаймляют фенокристы лабрадора.

Плагиоклаз основной массы образует удлиненнопризматические или короткостолбчатые изометричные кристаллы, по составу варьирующие от андезин-лабрадора до андезина. Размер этих лейст колеблется от 0,08 до 0,2 *мм*. Идиоморфизм плагиоклазов основной массы по отношению к кристаллам пироксена обычно четко выражен.

Пироксен лабрадоровых порфиритов моноклинный, представлен авгитом. В шлифе он бесцветный или слегка лиловатый, почти всегда ксеноморфен по отношению к плагиоклазам. Размеры его кристаллов изменяются от 0,16 до 0,5 *мм*, а содержание — от 20 до 30%.

Вторичные минералы, образующиеся за счет пироксена — хлорит, кальцит и актинолит. В сильно измененных породах пироксен почти полностью замещен ими, а по периферии кристаллов окружен оторочками магнетита. В лабрадоровых порфиритах межпластовых залежей отмечается замещение пироксена актинолитом, иногда образующим скопления размером до 2—2,5 *мм*. В таких участках длинностолбчатые кристаллы актинолита обнаруживают весьма отчетливый плеохроизм от бесцветного или бледно-зеленого до зеленого и, реже, темно-зеленого цвета.

Лабрадоровые порфириты в большинстве случаев существенно изменены: хлоритизированы, серицитизированы и карбонатизированы, вплоть до полного замещения плагиоклаза и пироксена основной массы. Особенно сильно подвержена вторичным преобразованиям основная мелкокристаллическая масса порфиритов. В наиболее измененных породах фенокристы лабрадора и более крупные лейсты плагиоклазов основной массы как бы утопают в криптокристаллических хлорит-серицит-карбонатных агрегатах. Интенсивнее всего изменены лабрадоровые порфириты из верхних частей покровов, расположенных вблизи миндалекаменных зон. Миндалины лабрадоровых порфиритов обычно выполнены кальцитом, хлоритом и кварцем, нередко имеют зональное строение, со сменой минералов от периферии к центру в следующем порядке: кварц — кальцит — хлорит, кальцит — кварц — кальцит — хлорит.

Химические анализы лабрадоровых порфиритов представлены табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Плагиопорфиры сравнительно редко встречаются среди девонских вулканогенных пород. Они наблюдались нами на р. Кызыл-Шин в Ануйско-Чуйском прогибе и на водоразделе рек Учал — Уйкарагаш в Уймено-Лебедском прогибе. На р. Кызыл-Шин они образуют единичные покровы мощностью 5—15 *м* в пачке осадочно-вулканогенных пород эйфельского яруса (?) среднего девона (см. рис. 16, колонка 9, пачка 2). На междуречье рек Учал — Уйкарагаш отдельные пластовые тела этих пород отмечены среди верхнедевонских фельзитов и фельзитовых порфиров (в угульской свите по В. М. Сенникову, 1960).

По структурно-текстурным особенностям и составу плагиопорфиры делятся на две разновидности: бескварцевые и кварцевые. Бескварцевые плагиопорфиры окрашены в розовые тона и обладают массивной или флюидальной текстурой. Они содержат редкие мелкие, не более 2 *мм*, порфировые выделения изометричных или удлиненнопризматических кристаллов олигоклаза или альбита, погруженных в аллотриоморфнозернистую массу аналогичного состава. Основную массу пород образуют беспорядочно расположенные микролейсты калиевого полевого шпата и, реже, альбита. Размеры лейст не превышают 0,08 *мм*. В основной массе есть, кроме того, микрокристаллические агрегаты лейст альбита, занимающие округлой или неправильной формы участки. В этих обособлениях удлиненные микролейсты альбита располагаются радиально, образуя сферолиты.

Кварцевые плагиопорфиры имеют светло-серую или серую окраску и флюидальную или шаровую текстуру. Эти породы наблюдались лишь на водоразделе рек Учал — Уйкарагаш. Весьма характерно сферолитовое строение основной массы кварцевых плагиопорфиров. Редкие порфировые выделения представлены олигоклазом или альбитом, кристаллы которых (размером 1,5—2,0 *мм*) полисинтетически сдвойникованы.

Шаровые обособления не превышают 2,0 *см* в поперечнике при средних размерах 0,4—0,8 *см*. Часто они имеют неправильную округлую форму и близко соприкасаются друг с другом, причем многие из них как бы наращиваются на ранее образованные обособления. Внутреннее строение таких обособлений разнообразно — радиально-волокнисто-концентрическое, метельчатое, радиально-лучистое и иное, более сложное. Состав их кварцево-полевошпатовый. Неправильной формы промежутки между кварцем и полевыми шпатами иногда заполнены агрегатами хлорита. Радиально-волокнисто-концентрическое строение обособлений обусловлено чередованием концентрических полос шириной 0,2—0,4 *мм*, сложенных тонковолокнистыми агрегатами полевого шпата, и полос, образованных ксеноморфными зернами кварца, иногда с примесью хлорита. Нередко эти шаровые обособления состоят из кварц-полевошпатовых агрегатов аллотриоморфного или фельзитового строения, но, как правило, и в них наблюдается тенденция к радиально-лучистой или радиально-концентрической ориентировке слагающих такие обособления мелких неправильной формы удлиненных зерен или их агрегатов.

Основная масса плагиопорфиров — либо один калиевый шпат, либо калиевый шпат и кварц. В первом случае основная масса состоит из мелких, до 0,16 *мм*, сферолитов, образованных только калиевым полевым шпатом. Строение сферолитов радиально-тонковолокнистое, форма либо неправильно округлая, либо самой различной конфигурации ввиду их плотного прилегания друг к другу, без каких бы то ни было промежутков. В породах с массивной текстурой строение основной массы аллотриоморфнозернистое, с обилием радиально-лучистых, метельчатых агрегатов, состоящих из калиевого полевого шпата и образующих основную часть породы. Кварц в таких плагиопорфирах встречается либо в виде самостоятельных резко ксеноморфных мелких зерен, либо их скоплений изометричных или неправильных очертаний. В таких участках нередки мелкие изометричной или короткостолбчатой формы кристаллы ортоклаза в кварце, размеры которых достигают 1 *мм*. Текстура плагиопорфиров, содержащих кварц в основной массе, флюидальная, с чередованием тончайших полос мелкозернистого калиевого шпата с полосами, состоящими из более крупных зерен кварца и изометричных или короткостолбчатых кристаллов калиевого шпата или его радиально-волокнистых сферолитов. В полосах на всем их протяжении имеются микропегматитовые срастания кварца и калиевого шпата, в которых кристаллики калиевого полевого шпата резко идиоморфны по отношению к кварцу. Такие же микропегматитовые срастания кварца и ортоклаза есть и в участках, обладающих сферолитовым строением. Срастания располагаются между тесно сближенными сферолитами калиевого полевого шпата.

Вторичные изменения плагиопорфиров заключаются главным образом в процессах пелитизации калиевого полевого шпата, серицитизации плагиоклаза, порфировых выделений и серицитизации и хлоритизации основной массы породы.

Акцессорные минералы — обычно сфен, реже циркон, игольчатый апатит, магнетит и пирит.

Кварцевые порфиры совместно с фельзит-порфирами и фельзитами относятся к группе пород, наиболее распространенных на территории Горного Алтая. Все эти породы образуют преимущественно пластовые тела, залегающие среди пирокластических или осадочных пород, и в редких случаях слагают мощные серии тел, лишь местами разделенные единичными маломощными линзами пирокластических пород. Общая мощность таких серий достигает 200—250 *м* (р. Урсул, водораздел рек Учал — Уйкарагаш). Реже встречаются дайки этих пород. Наиболее интересен в таком отношении район пос. Шашикман, где в разрезе по р. Урсул среди андезитовых порфиритов и их туфов сравнительно часто встречаются дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Для всех пород рассматриваемой группы характерна афанитовая сливного облика основная масса, нередко включающая порфировые выделения кварца и полевого шпата, и массивная или флюидальная текстура.

Окраска пород серо-зеленая, светло-зеленая, светло-розовая и реже лиловая или темно-лиловая. Состав основной массы — кварц-полевошпатовый. Изучение ее связано с большими трудностями, так как она довольно мелкозерниста (фельзитовая, микрофельзитовая или микросферолитовая). Особенно это касается измененных, главным образом альбитизированных, пород, в которых трудно установить, какой из полевых шпатов преобладает — натровый (альбит) или калиевый (ортоклаз).

Для более строгого выяснения соотношений между калиевым и натровым полевыми шпатами был применен метод массового окрашивания шлифов (Кигай, 1960), позволивший выявить также строение и состав сферолитов, характер альбитизации порфировых выделений ортоклаза, детали строения кварц-полевошпатовых агрегатов основной массы и т. д. Это дало возможность уточнить название многих пород и избежать таких неопределенных наименований, как альбитофир, базокварцевый альбитофир и прочие, широко используемых многими исследователями в применении не только к палеотипным породам липаритового ряда, но и к измененным породам сиенитового и даже андезитового ряда.

Типичные кварцевые порфиры в отличие от других пород рассматриваемой группы содержат порфировые выделения кварца наряду с полевыми шпатами или без них. Количество порфировых выделений обычно незначительное, не превышает 10—15% объема породы. Текстура пород массивная либо флюидальная.

В породах преобладают кварц и полевые шпаты (ортоклаз, олигоклаз и альбит), соотношения между которыми варьируют: преобладает либо кварц, либо ортоклаз, либо плагиоклаз. Вторичные минералы — альбит, хлорит, серицит, кальцит, лимонит, лейкоксен. В единичных случаях встречаются ксеноморфные кристаллы эпидота. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, сфен и редкие зерна циркона. Структура пород аллотриморфнозернистая, фельзитовая, реже микропойкилитовая или сферолитовая с элементами микропойкилитовой. В отдельных разновидностях пород, обладающих фельзитовой основной массой, устанавливается ее пористое строение, напоминающее структуру литоидных пемз.

Кварц в порфировых выделениях содержится в виде кристаллов округлой и овальной формы, с довольно причудливыми очертаниями и бухтообразными заливами — результат коррозии зерен кварца основной массой. Реже кварц образует бипирамидальные кристаллы. Размеры порфировых выделений варьируют от 1—2 до 5 *мм*.

В кварцевых порфирах, слагающих дайки в районе пос. Шашнкман, по р. Урсул, кристаллы кварца порфировых выделений, обладающие прекрасным идиоморфизмом, нередко расположены в центре сферолитов радиально-волокнистого строения, достигающих размера 2—2,5 *мм*. Сферолиты состоят из плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Содержание кварца в основной массе резко колеблется; обычно он представлен ксеноморфными мелкими зернами, максимальные размеры которых не превышают 0,1 *мм*. Особенно низкое его содержание отмечено в кварцевых порфирах, развитых по р. Уландрык; в них основная масса состоит главным образом из ортоклаза, а кварц присутствует лишь в порфировых выделениях. В породах с флюидальной текстурой зерна кварца концентрируются в отдельных полосах, в которых полевых шпатов очень мало.

Ортоклаз в порфировых выделениях — изометричные, коротко-столбчатые или слегка округлые кристаллы размером от 0,3 до 1,5 *мм*, изредка до 2—4 *мм*. Повсеместно наблюдается помутнение кристаллов ортоклаза, а во многих случаях он частично или полностью замещен альбитом.

В основной массе породы кристаллы ортоклаза ксеноморфны, размеры их максимум 0,08—0,1 *мм*. В кварцевых порфирах с аллотриоморфнозернистой основной массой содержание ортоклаза достигает 60—70% объема породы, остальная часть представлена кварцем и плагиоклазом. Такие породы, в которых отсутствуют порфировые выделения кварца, весьма близки к плагиопорфирам. Иногда основная масса кварцевых порфиров имеет микропертитовое строение.

Плагиоклаз в порфировых выделениях — сдвойникованный олигоклаз. Им образованы изометричные или удлиненнопризматические кристаллы размером не более 0,4—1,0 *мм*, лишь изредка 5 *мм*. Иногда встречаются гломерофировые скопления олигоклаза. Вторичные минералы, развивающиеся по олигоклазу,— альбит, серицит, реже, кальцит, хлорит или эпидот.

Основная масса пород — кварц, ортоклаз, плагиоклаз и вторичные минералы, аналогичные тем, которые развиты по порфировым выделениям. Путем окрашивания шлифов установлено, что нет ни одной разновидности пород, в которых в основной массе полностью отсутствовал бы калиевый полевой шпат (ортоклаз). Вторичных минералов обычно мало. Постоянно присутствует только серицит. Кроме того, широко распространены гидроокислы железа, пелит, рудная пыль, мелкие скопления гематита, а также лейкоксен и лимонит.

Акцессорные минералы основной массы — чаще всего мелкие кристаллики магнетита, ильменита, сфена и, гораздо реже, апатит и единичные мелкие зерна (до 0,04 *мм*) циркона.

Химические анализы кварцевых порфиров помещены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Фельзитовые порфиры имеют много общего с описанными выше кварцевыми порфирами, но в них нет порфировых выделений кварца. Кроме того, в фельзит-порфирах обычно хуже выражена порфировая структура, а иногда порфировые выделения полевых шпатов в них макроскопически почти не различимы.

Порфировые выделения в фельзит-порфирах представлены исключительно полевыми шпатами — альбитизированным ортоклазом (он очень редок), олигоклазом и альбитом. Количество порфировых выделений весьма незначительно, не более 7—10% общего объема пород. Размеры фенокрист варьируют в среднем от 0,3 до 0,8—2 *мм*, но не превышают 5 *мм*. Олигоклаз, а нередко и альбит обладают четко выражен-

ными полисинтетическими двойниками с хорошо сохранившимися идиоморфными очертаниями. Лишь в породах с повышенным содержанием кварца в основной массе повсеместно наблюдается коррозия порфировых выделений полевых шпатов. Изредка встречаются гломерофировые скопления плагиоклазов. Основная масса пород кварц-калишпат-плагиоклазовая, с аллотриоморфной, фельзитовой, криптофельзитовой или микропойкилитовой структурой. Иногда в одном шлифе сочетаются несколько структур, например аллотриоморфная с элементами микросферолитовой или аллотриоморфнопризматическая с элементами микропойкилитовой. Аллотриоморфная структура в фельзит-порфирах обычно характерна для пород с повышенным содержанием ортоклаза в основной массе. Процессы вторичных изменений и интенсивность их проявления как в порфировых выделениях, так и в основной массе мало чем отличаются от описанных выше, при характеристике кварцевых порфиров. Акцессорные минералы — чаще всего сфен и магнетит.

Химические анализы фельзит-порфиров приведены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Фельзиты в отличие от кварцевых и фельзитовых порфиров лишены порфировых выделений кварца или полевого шпата. Текстура их массивная или флюидальная, а иногда породы обнаруживают ясно выраженное шаровое строение.

Фельзиты массивного строения представляют собой аллотриоморфный криптокристаллический (собственно фельзитовый) кварц-полевошпатовый агрегат с размерами зерен от сотых долей до 0,1—0,2 *мм*. Нередко на фоне равномерно раскристаллизованной кварц-полевошпатовой массы располагаются либо участки с микропойкилитовой структурой, либо отдельные мелкие радиально-лучистые сферолиты.

Фельзиты с шаровой текстурой светло-серые, содержат овальные или шарообразные обособления, заключенные в микрокристаллическую сливного облика кварц-полевошпатовую массу. Последняя часто имеет полосчатое, флюидальное строение и как бы обтекает эти обособления. Размеры шаров и овалоидов колеблются от 0,5 до 1,5—2 *см*. Количество их и распределение в фельзитах разнообразное. Иногда в отдельных участках эти обособления настолько сближены, что связующая их масса выполняет лишь небольшие промежутки между ними. Шаровые обособления либо образованы аллотриоморфными агрегатами кварца и полевого шпата, либо в центральных частях сложены криптокристаллическими агрегатами кварца, а по периферии — радиально-концентрическими скоплениями тонковолокнистых сростков кварца и полевых шпатов.

Основная масса пород имеет массивное или флюидальное строение, кварц-полевошпатовый состав и аллотриоморфную или фельзитовую структуру. В основной массе содержатся либо небольшие, до 0,4 *мм* сферолиты, либо неправильные метельчатые кварц-полевошпатовые агрегаты. В породах, в которых много гематитовой пыли, слегка намечается пемзовидное пористое строение основной массы. Флюидальная текстура последней обусловлена концентрацией то крупных (до 0,02 *мм*), то более мелких зерен кварца и полевого шпата. В фельзитах с полосчатой флюидальной текстурой одни полосы имеют аллотриоморфную структуру, другие — сферолитовую либо сферолитовую в сочетании с микропойкилитовой. Мощность полос со сферолитовой структурой нередко достигает 15—20 *см*, а разделяющих их тонких полос не превышает 1—2 *см*.

Сферолиты обычно имеют волокнистое радиально-лучистое строение и состоят из калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Размеры их

в среднем 0,5 *мм*. Иногда сферолиты образованы удлиненными ксеноморфными зернами альбита и имеют вид радиально-лучистых агрегатов. В очень редких сферолитах в центре присутствуют небольшие ксеноморфные зерна кварца. Сферолиты либо соприкасаются друг с другом, либо разобщены небольшими бесформенными или вытянутыми в виде полос участками, состоящими из относительно крупных, размером 0,2—0,6 *мм*, ксеноморфных зерен кварца. Последний содержит пойкилитовые вростки удлиненнопризматических или изометричных кристаллов буроватого ортоклаза. Размеры кристаллов полевых шпатов не превышают 0,1—0,2 *мм*.

Вторичные минералы в фельзитах — альбит, серицит и хлорит. Акцессорные — циркон, сфен, магнетит и пирит.

Химические анализы фельзитов помещены в табл. 4, а также на диаграмме (рис. 17).

Пирокластические породы в Горном Алтае распространены повсеместно и играют весьма существенную роль в строении разрезов. Особенно широко они развиты по рекам Урсул, Коргон, Ак-Кая, на водоразделах рек Учал — Уйкарагаш, Кележе — Кызыл — Долу и в других районах, составляя подчас до 50% всей массы продуктов вулканической деятельности. Несомненно, наличие такого количества пирокластического материала свидетельствует о сильной эксплозионной деятельности. Среди пирокластических пород по составу выделяются породы андезитового и липаритового ряда, а по размерам слагающего эти породы обломочного материала — туфы и туфовые брекчии.

Туфы и туфовые брекчии андезитовых порфиритов относятся к наиболее распространенным пирокластическим породам. В разрезах по р. Урсул (онгудайская свита) и на водоразделе рек Учал — Уйкарагаш они образуют пачки мощностью до 450 *м*, расчлененные редкими покровами андезитовых порфиритов. Существенную роль они играют также среди верхнедевонских вулканогенных образований Уймено-Лебедского прогиба. Обычно пачки туфов и туфовых брекчий переслаиваются с покровами андезитовых порфиритов, причем мощность отдельных пластов колеблется от 0,5 до 4—7 *м*, но иногда достигает 10—15 *м*. Маломощные прослои туфов, как правило выклиниваются по простиранию и представляют собой линзы длиной от 10—15 до 50 *м* и более.

Туфы имеют темно-серо-зеленую, темно-зеленую и зеленую, реже лиловую окраску. В зависимости от состава и количества обломков в рассматриваемой группе пород выделяются кристаллокластические туфы, состоящие главным образом из обломков кристаллов, и литокристаллокластические туфы, в которых наряду с обломками кристаллов содержится большое количество обломков пород. Взаимопереходы между этими туфами совершенно постепенные. Кристаллокластические туфы обычно более равномернозернистые и размер обломочного материала в них меньше. Литокристаллокластические туфы во многих случаях представляют собой переходный тип пород между туфами и туфовыми брекчиями.

Главным компонентом литокристаллокластических и кристаллокластических туфов является плагиоклаз. Он представлен альбитом, олигоклазом или альбитизированным андезином. Форма его обломков рогульчатая, клиновидная, серповидная, угловатая или округлая. Наряду с обломками в туфах много прекрасно сохранившихся кристаллов плагиоклазов удлиненнопризматической, изометричной или широкотаблитчатой формы, с четкими полисинтетическими двойниками. Чаще все-

го кристаллы хорошо сохранившиеся, небольших размеров, примерно 0,2—0,3 *мм*.

Гораздо меньше по сравнению с плагиоклазами обломков темноцветных минералов, обычно полностью замещенных продуктами их разрушения. Лишь в отдельных случаях сохраняются реликты, позволяющие установить принадлежность темноцветных минералов моноклинному пироксену — авгиту. Размеры обломков и сохранившихся кристаллов от 0,1 до 3 *мм*, в среднем 0,2—0,5 *мм*. Иногда в туфах присутствуют редкие небольшие, до 0,2—0,3 *мм*, обломки кристаллов кварца.

Обломки пород в литокристаллокластических туфах — это, как правило, андезитовые порфириты с пилотакситовой, микролитовой или микропойкилитовой структурой основной массы. Форма обломков также весьма разнообразна, от угловатой до округлой или овальной. Размеры обломков от 0,5 до 8 *мм*, в среднем 3—4 *мм*.

Сравнительно крупные обломки кристаллов или их сохранившиеся отдельные индивиды, а также обломки андезитовых порфиритов погружены в мелко-, криптокристаллическую массу преимущественно хлорит-альбитового состава.

Вторичные изменения в туфах весьма интенсивны и сопровождаются образованием альбита, хлорита, кальцита, серицита, эпидота, пренита, цеолитов, кварца, актинолита, лимонита и лейкоксена. Кроме того, почти повсеместно присутствует тонкораспыленный гематит.

В сильно измененных рассланцованных туфах обломки минералов и пород почти полностью теряют свои очертания, и туфы приобретают вид сплошного мелкозернистого эпидот-серицит-кальцит-хлорит-альбитового агрегата с неясными реликтами первичной обломочной структуры. Акцессорные минералы в туфах — магнетит, ильменит, апатит, реже сфен.

Туфовые брекчии андезитовых порфиритов в отличие от туфов состоят из крупных, до 10—15 *см*, обломков андезитовых порфиритов, а иногда и глыб размером до 30—50 *см*. Форма обломков или глыб остроугольная, но в общем изометричная, или несколько округлая. Крупнообломочный материал заключен в тонкозернистую туфовую массу, идентичную обычным туфам. Границы горизонтов туфовых брекчий отчетливые лишь тогда, когда они залегают среди покровов андезитовых порфиритов. Чередование пластов туфов и туфовых брекчий обычно сопровождается постепенными взаимопереходами.

Туфы и туфовые брекчии кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов отличаются наличием в их составе многочисленных обломков кварца и, кроме того, обломков кристаллов олигоклаза, альбита, ортоклаза и единичных зерен темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом. В литокристаллокластических туфах, помимо указанных выше минералов, существенную роль играют обломки фельзитов, фельзит-порфиров, реже кварцевых порфиров. В единичных случаях наблюдаются мелкие и редкие обломки андезитовых порфиритов, кварц-серицитовых сланцев, аплита, пемзы.

Обломки кристаллов кварца чаще всего угловатые, клиновидные, серповидные, игольчатые и лишь изредка представлены кристаллами бипирамидальной или округлой формы. Размеры обломков 0,08—0,4 *мм*, а иногда 1,5 *мм*. Олигоклаз или альбит — также обломки всевозможной формы, реже широкотаблитчатые и изометричные кристаллы размером от 0,1 до 1,0 *мм*. Обычно их больше, чем кварца. Реже в туфах встречаются обломки кристаллов ортоклаза (до 1,0 *мм*), часто альбитизированного. Резкое преобладание обломочного ортоклаза (до 70%)

отмечено лишь в кристаллокластических туфах бассейна р. Уландрык и в некоторых туфах р. Коргон. В туфах, относительно слабо литифицированных, наряду с мельчайшими обломками кварца, олигоклаза, альбита и ортоклаза есть небольшие (до 0,04 *м*) рогульчатой формы обломки стекла, полностью замещенного тонкодисперсным кальцитом.

Среди обломков кислых эффузивов в литокристаллокластических туфах много фельзитов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Структура основной массы этих пород в обломках чаще всего микрофельзитовая, аллотриоморфная, реже микросферолитовая, микропойкилитовая или микролитовая. Текстура массивная или флюидальная. Лишь единичные обломки в туфах иногда представлены андезитовыми порфиритами с пилотакситовой структурой.

В обломках размером не более 0,8 *мм* отмечена пузыристая пемза. Округлые пустоты в ней выполнены тонкодисперсным агрегатом хлорита, альбита, кварца и кальцита, а основная масса замещена преимущественно кальцитом.

Форма обломков весьма разнообразна — угловатая до округлой, средние размеры 0,5—3 *мм*. Содержание обломков пород в литокристаллокластических туфах колеблется в пределах 30—50%, но иногда достигает 70—80%, например в туфах по р. Уландрык, в то время как в кристаллокластических туфах обломков пород, как правило, 3—4 на шлиф.

Обломки кристаллов и пород в туфах погружены в измененную массу, состоящую из весьма мелких обломков минералов и пепловых частиц. В зависимости от первичного состава и степени литификации туфов цементирующая масса в них имеет различное строение и состав. В наименее литифицированных разностях в основной массе наряду с обломками минералов содержится большое количество пепловых частиц, замещенных кальцитом, альбитом и серицитом и погруженных в тонкозернистую альбит-серицит-хлориговую массу. В тех случаях, когда пепловые частицы почти отсутствуют или полностью разрушены, основная масса туфов образована мельчайшими (до 0,04 *мм*) обломками кварца и альбита, реже ортоклаза в сочетании с криптокристаллическими кварц-альбит-серицитовыми агрегатами. Наконец, в сильно литифицированных туфах основная масса имеет вид фельзита альбит-кварцевого или серицит-альбит-кварцевого состава с рассеянными мелкими чешуйками или небольшими скоплениями хлорита. В этих туфах обломки кристаллов сильно корродированы и имеют зубчатые очертания.

Вторичные минералы в туфах — альбит, кварц, кальцит, серицит, хлорит, гидрослюды и лейкоксен. Наиболее интенсивно проявились процессы альбитизации.

Акцессорные минералы (редкие зерна) — сфен, циркон, апатит и магнетит.

Наряду с описанными выше кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами широко распространены витрокластические туфы, отмеченные, в частности, на р. Ак-Кая, где они слагают мощную, до 80 *м*, пачку, венчающую вулканогенную толщу, а также на р. Коргон.

Текстура этих пород массивная или шаровая, отдельность скорлуповатая. Цвет пород светло-серо-розоватый, темно-лиловый или темновато-коричневый. Туфы сложены обломками стекла и редкими мелкими обломками пемзы, а также пемзовыми «шарами» — округлыми обособлениями размером 5—6 *см*. Обломки пепловых частиц, образовавшиеся в результате разрыва газовых пузырьков в вулканическом стекле, имеют весьма причудливую, но характерную форму рогулек, ободков, не-

редко спикул трех- и четырехосевых губок. Размеры пепловых частиц не превышают 1,0 *мм*, в среднем 0,4—0,6 *мм*.

Процессы девитрификации в витрокластических туфах проявлялись повсеместно и довольно интенсивно, вследствие чего в отдельных случаях с трудом устанавливается их первичная витрокластическая обломочная структура. Последняя лучше всего сохраняется в тех породах, в которых вторичные изменения проявились главным образом карбонатизацией туфов. В таких карбонатизированных туфах сравнительно крупные (0,3—1,0 *мм*) пепловые частицы полностью замещены тонкодисперсными агрегатами кальцита.

В туфах, не подвергшихся карбонатизации, главными вторичными минералами являются альбит, кварц, гидрослюды и серицит. В одних случаях пепловые частицы замещены альбитом и кварцем с оторочкой гидрослюды и серицита, в других — полностью замещены исключительно гидрослюдой и серицитом. В интенсивно литифицированных туфах очертания пепловых частиц наблюдаются только при одном николе. При скрещенных николях основная масса представляет собой криптокристаллический альбит-кварц-серицитовый агрегат, в котором лишь изредка выделяются девитрифицированные рогульки, замещенные серицитом или кварцем.

Весьма близки к витрокластическим витрокристаллокластические туфы, в которых в отличие от витрокластических туфов содержатся мелкие обломки кристаллов или пород в количестве, не превышающем 5—10% объема породы. Обломки минералов или их сравнительно сохранившихся кристаллов представлены олигоклазом и кварцем, обломки пород — фельзитами, микропегматитовыми гранитами, андезитовыми порфиритами. Величина обломков минералов и кристаллов от 0,1 до 2,0 *мм*, аналогичные размеры имеют и обломки пород.

Игнимбриты (спекшиеся туфы) отличаются от рассмотренных выше туфов присутствием линзовидных или пламеневидных включений литифицированного стекла (типа фьямме), имеющих субпараллельную ориентировку; своеобразной структурой течения, обусловленной огибанием, обтеканием удлиненными линзовидными включениями и уплощенными вытянутыми пепловыми частицами обломков кристаллов и мелких обломков пород; отчетливой флюидальной текстурой, вызванной слиянием сильно уплощенных линзовидных включений и образованием тонких извилистых прерывистых полос.

По внешнему облику цементирующая масса игнимбритов чаще всего плотная, сливная, благодаря чему многие породы такого типа, содержащие редкие и очень мелкие по размерам включения (фьямме), бывают сходными с обычными фельзитами. Если в игнимбритах много обломков кварца и полевых шпатов и очень мало пламеневидных включений, то они макроскопически едва отличаются от кварцевых порфиров.

Различные по мощности и количеству пластовые тела игнимбритов наблюдались по рекам Коргон, Урсул, Ак-Кая, Н. Кележе и на водоразделе рек Учал — Уйкараташ. Особенно много игнимбритов среди вулканогенных и терригенно-осадочных пород на р. Коргон и на водоразделе рек Учал — Уйкараташ. В первом случае игнимбриты залегают среди грубообломочных красноцветных терригенных пород, покровов фельзит-порфиров и кварцевых порфиров эйфельского яруса среднего девона. Впервые детальное описание игнимбритов этого разреза было дано Б. Н. Лапиным (1959), который выделил их под названием «туфолавы (палеотипные игнимбриты)». На водоразделе рек Учал — Уйкараташ игнимбриты залегают среди красноцветных терригенно-осадочных пород, преимущественно грубообломочных (мелкогалечные конгло-

мераты, крупнозернистые песчаники). На р. Урсул маломощные, до 1,5 *м* пласты игнимбритов встречаются в пачке фельзит-порфиров и их туфов, мощность которой около 100 *м*. По р. Н. Кележе в пачке мощностью 200—250 *м* устанавливается чередование пластов игнимбритов с покровами лиловых фельзит-порфиров и фельзитов. Пласт игнимбритов мощностью около 5 *м* найден также в нижней части эйфельской вулканогенно-осадочной толщи по р. Ак-Кая.

Во многих случаях в верхних, а иногда и в нижних частях пластовых тел, сложенных игнимбритами, отмечается совершенно постепенный переход к обычным витрокластическим или витрокристаллокластическим туфам, особенно наглядный на р. Коргон, а также на водоразделе рек Учал — Уйкараташ, где в верхней части вулканогенно-осадочной толщи (уйкараташская свита) сложно построенная пачка пирокластических образований, залегающая среди красноцветных терригенных пород, выглядит следующим образом. В основании пачки на красноцветных грубозернистых песчаниках с маломощными линзами конгломератов залегает пласт мощностью 10 *м* витрокристаллокластических туфов, в верхней части совершенно постепенно переходящих в игнимбриты, образующие пласт мощностью около 20 *м*. Последние кверху, в свою очередь, также постепенно сменяются витрокристаллокластическими туфами, мощность которых не превышает 6,5—7 *м*. Выше, отделенный четкой границей, залегает пласт мощностью около 10 *м* витрокристаллокластических туфов, в верхней части вновь совершенно постепенно сменяющихся игнимбритами. Пласт игнимбритов мощностью около 5 *м* затем снова перекрывается витрокристаллокластическими туфами. Постепенные переходы игнимбритов в туфы затрудняют точное определение их мощности. Она в среднем изменяется от 7—10 до 12—15 *м* при минимальных размерах 1,5—5 *м* и максимальных 20—25 *м*. Обычная ассоциация игнимбритов с покровами излившихся пород и их туфами, формировавшимися в континентальной обстановке, или с красноцветными грубообломочными терригенными породами свидетельствует о том, что образование игнимбритов связано с извержениями, происходившими в наземных условиях или в прибрежных зонах на сравнительно небольших глубинах вблизи вулканических аппаратов центрального типа.

Цвет игнимбритов чаще всего серо-лиловый, темно-серо-лиловый или лиловый. Лишь изредка, например, в разрезе по р. Урсул, окраска игнимбритов светло-серая, со слабым зеленоватым оттенком, либо темно-серая. В игнимбритах содержится большое количество обломков кварца, олигоклаза или альбита, а также пемзы.

Главная составная часть игнимбритов, так же как витрокластических туфов,— пепловый материал. Но пепловые частицы игнимбритов, как правило, сплющены, вытянуты, тесно сближены и обладают субпараллельной ориентировкой, что обусловливает своеобразную прерывистую тонкополосчатую флюидальную текстуру пород. Структура течения подчеркивается тем, что пепловые частицы обтекают включения кристаллов и их обломки. В некоторых игнимбритах пепловые частицы настолько сближены, что теряют свои первоначальные очертания и основная масса во многих участках приобретает пемзовую трубчатую структуру. Размеры уплощенных пепловых частиц по длине варьируют от 0,1 до 0,7 *мм*.

Пепловый материал игнимбритов обычно замещают кварц, кальцит, альбит, серицит, гематит и, реже, гидрослюды и хлорит.

Обязательной составной частью основной массы игнимбритов являются линзовидные, ленточные, пламеневидные включения (фьямме)

перекристаллизованного стекла и литоидной пемзы с пузыристой или пористой структурой. Включения, как правило, ориентированы субпараллельно уплощенным пепловым частицам. Чаще всего включения совершенно постепенно переходят в основную пепловую массу игнимбритов, и наоборот. Включения четко обособляются главным образом в тех случаях, когда они переполнены гематитовой пылью. Так же как пепловым частицам, им была свойственна, по-видимому, пластичность в момент образования игнимбритов. Об этом свидетельствует не только признак флюидального строения включений, но и то, что они, так же как пепловые частицы, обтекают обломки кристаллов или пород.

Длина включений от 0,5 до 4 *см*. В продольном сечении их форма линзовидная, а в плоскости флюидальности туфов — изометричная или самых причудливых очертаний. Включения стекла буроватые, с едва намечающимися процессами карбонатизации; участками в них наблюдаются небольшие обособления мелкочешуйчатого хлорита в сочетании с мельчайшими зернами кварца и альбита. Иногда отмечается девитрификация стекла, сопровождаемая образованием сферолитов.

В сильно измененных игнимбритах включения превращаются в кварц-полевошпатовые агрегаты, обладающие фельзитовым строением. Обломки альбита, олигоклаза, кварца и ортоклаза в игнимбритах остроугольные или округлые; иногда одни обломки кристаллов как бы вдавливаются в другие. Сохранившиеся удлиненнопризматической формы кристаллы плагиоклазов полисинтетически сдвойникованы и чаще всего имеют субпараллельную ориентировку, согласную с удлинением пепловых частиц и включений. Длина кристаллов не превышает 2—3 *мм*. Средние размеры обломков 0,2—0,4 *мм*.

Остроугольные, изометричные или неправильные обломки пород представлены преимущественно фельзитами, фельзит-порфирами и лишь изредка андезитовыми порфиритами. Размер обломков в среднем 0,4 *мм*.

Наряду с описанными встречаются п е м з о в ы е игнимбриты, отличающиеся тем, что в них среди пепловой массы присутствуют главным образом включения пемзы, имеющей ноздреватое строение. В этих породах содержатся также единичные кластические зерна кварца и плагиоклаза размером до 1,6 *мм* и остроугольные обломки пород.

Сходны с игнимбритами также туфы переходного типа от игнимбритов к обычным кристаллокластическим или витрокристаллокластическим туфам. Такие туфы встречены, например, в разрезе по р. Ак-Кая, где они совместно с обычными кристаллокластическими туфами образуют пачку мощностью около 350 *м*. Б. Н. Лапин (1963) относит их к кристаллокластическим и литокристаллокластическим, но отмечает, что среди них иногда встречаются туфолавы (палеотипные игнимбриты). На водоразделе рек Учал — Уйкарагаш такими же туфами сложены две пачки мощностью 140 и 25 *м*.

Общим признаком этих туфов, так же как игнимбритов, является наличие витрокластической основной массы со следами течения и пламеневидных включений типа фьямме. Тем не менее в отличие от игнимбритов в них нет уплощенных вытянутых пепловых частиц с субпараллельной ориентировкой; кристаллы и их обломки расположены беспорядочно.

Существенная составная часть рассматриваемых туфов — биотит. Он имеет вид удлиненных листочков размером 0,1—1,5 *мм*, часто ориентированных параллельно флюидальности основной массы и огибающих крупные обломки кристаллов кварца или плагиоклазов. Иногда листочки биотита изгибаются в результате вдавливания в него кристаллов.

Пламеневидные включения — это разложенное стекло. Они имеют расплывчатые очертания, хотя и выделяются на фоне основной массы вследствие того, что по их периферии располагается тонкодисперсный гематит. Включения имеют также пузыристое пемзовидное строение. В туфах содержатся обломки кварца, альбита и олигоклаза размером до 2,5—3,0 *м* угловатых или неправильных очертаний.

Основная масса туфов — обычно тонкая смесь мельчайших стекловатых пепловых частиц и обломков кварца и полевых шпатов размером до 0,04 *мм*.

Химические анализы пирокластических пород приведены в табл. 4 и на диаграмме (рис. 17).

Лаво-шлаковые образования представлены лавовыми брекчиями, эвтакситами, пористыми шлаками и миндалекаменными образованиями.

Лавовые брекчии залегают чаще всего в кровле покровов фельзит-порфиров или кварцевых порфиров. В таких случаях их мощность не превышает обычно 0,5—0,6 *м*. Кроме того, они встречаются в виде самостоятельных пластовых тел и линз мощностью около 2—3 *м* среди туфовых брекчий и туфов, а в районе г. Бёль Б. Н. Лапиным (1960) они отмечены в краевых зонах штоков фельзит-порфиров и гранофиров, заполняющих жерла древних (девонских) вулканов. Для лавовых брекчий характерны грубообломочная структура, лавовый цемент и светло-серая, серо-зеленая или темно-серая окраска.

Остроугольные или оплавленные обломки в лавовых брекчиях сложены массивными или флюидальными фельзитами, фельзит-порфирами и, реже, кварцевыми порфирами. Размер обломков колеблется от 1—2 до 2—3 *см*. Нередки совершенно постепенные взаимопереходы между обломками и лавовым цементом.

В лавовых брекчиях, залегающих в верхних частях покровов, расположенных среди терригенных пород, обычны небольшие обломки мелкозернистых песчаников.

Лавовый цемент имеет кварц-полевошпатовый состав, чаще всего аллотриоморфнозернистую фельзитовую или сферолитовую структуру и содержит редкие порфировые выделения альбита или олигоклаза.

Эвтакситы весьма близки к рассмотренным выше лавовым брекчиям. Они также обладают обломочной текстурой, но в отличие от лавовых брекчий обломочный материал в них более мелкий (не превышает 1 *см*), а его содержание нередко достигает 80% общего объема породы; в таких породах обломки почти соприкасаются друг с другом. Весьма характерна для эвтакситов сравнительно четко выраженная ориентировка большинства обломков, в общем параллельная кровле покровов, хотя наряду с удлиненными обломками в эвтакситах содержатся обломки изометричные или неправильные.

Основная масса эвтакситов аллотриоморфнозернистая кварц-полевошпатовая.

Вторичные минералы в лавовых брекчиях и эвтакситах — главным образом кальцит и серицит.

Пористые шлаки и миндалекаменные образования являются в большинстве случаев обязательным элементом покровов диабазов, диабазовых, лабрадоровых и андезитовых порфиритов. Обычно они слагают кровлю покровов. Даже среди сильно измененных пород при наличии пористых шлаков или миндалекаменных зон представляется возможным в сложных на первый взгляд монотонных эффузивных пачках выделять самостоятельные покровы.

Пористые шлаки обладают темно-серой окраской и пористой или ноздреватой текстурой. В кровле покровов они образуют зоны мощностью до 0,3—0,5 *м*. Форма пор в шлаках весьма причудлива, размеры же обычно варьируют от 0,04 до 1,6 *мм*, хотя максимальные размеры пустот овальной формы достигают 0,5—1,0 *см*. В шлаках встречаются единичные вкрапленники кристаллов альбитизированного плагиоклаза и темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом. Иногда в основной массе шлаков равномерно рассеяны редкие микролейсты плагиоклаза. Встречаются также обломки андезитовых порфиритов размером не более 2—3 *см*.

Основная масса пористых шлаков андезитовых порфиритов в различной степени подвержена вторичным изменениям. Обычно она представляет собой слабо поляризующую зеленоватую или буроватую массу с равномерно рассеянной в ней тонкой гематитовой пылью и иногда с тончайшими лейстами плагиоклаза, размеры которых не превышают 0,06 *мм*. В интенсивно измененных пористых шлаках основная масса превращена в тонкозернистый кварц-альбит-хлорит-эпидотовый агрегат с примесью распыленного гематита и мелких чешуек серицита.

В верхних частях покровов диабазов и диабазовых порфиритов мощность пористых шлаков обычно не превышает 0,3—0,4 *м*, в них часто прослеживаются линзовидные вытянутые включения, придающие шлакам облик флюидальных лав. Кроме включений, в этих шлаках присутствуют обломки альбитизированных диабазов.

В миндалекаменных породах в отличие от пористых шлаков пустоты заполнены халцедоном и, в редких случаях, цеолитами. Наиболее распространены кварц, хлорит и кальцит. В центре некоторых миндалин, заполненных хлоритом, иногда присутствуют мелкие кристаллы апатита или магнетита. Нередко миндалины имеют концентрически-зональное строение с таким расположением минералов в направлении от периферии к центру: гематит — хлорит — кальцит, кальцит — кварц — халцедон, гематит — кальцит, хлорит — кальцит.

В заключение обзора вулканогенных пород Горного Алтая приведем некоторые сравнительные данные. В пределах этой обширной территории естественные ассоциации вулканогенных и осадочных пород весьма разнообразны, что обусловлено сложностью развития отдельных прогибов.

В Уйменском прогибе развиты мощные красно- и пестроцветные лагунно-континентальные девонские отложения, среди которых в средней части разреза имеются также морские, мелководные сероцветные породы (известняки, мергели, песчаники, алевролиты). Вулканогенные накопления представлены преимущественно породами андезитового и липаритового состава. Породы базальтового ряда сосредоточены главным образом в центральной части прогиба, характеризующейся наибольшими мощностями девонских отложений. Прослеживаемые в Уйменском прогибе вулканогенные накопления образуют в разрезах как бы два самостоятельных комплекса, которые разделены морской осадочной толщей живетских отложений. Нижний из них (эйфельский) сложен средними и основными породами — андезитовыми порфиритами и диабазами, верхний (франско-фаменский) залегает на размытой поверхности живетских отложений и представлен в нижней части андезитовыми и лабрадоровыми порфиритами, реже диабазами, а вверху — исключительно излившимися породами кислого состава.

Эйфельский вулканизм в Уйменском прогибе развивался главным образом в наземных условиях. По своему типу он был центральным, что подтверждается обилием пирокластических продуктов и наличием

жерловых фаций (Лапин, 1960). Верхнедевонский вулканизм был подводным, трещинным, а также центральным, наземным.

В Ануйско-Чуйском прогибе девонские отложения также имеют сложное строение. Нижний девон здесь местами сложен, по-видимому, красноцветными терригенными породами лагунно-континентального происхождения (каракудюрская свита), средний отдел девонской системы — преимущественно морскими сероцветными отложениями, верхний девон, завершающий разрез зоны,— черносланцевыми толщами.

Вулканогенные породы обильно развиты в среднем и верхнем отделах девонской системы. Эйфельская часть разреза в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба сложена андезитовыми порфиритами и их пирокластами, реже излившимися породами липаритового состава. В северо-западной части прогиба в эйфеле развиты лишь липаритовые излияния. Живетский же и верхнедевонский комплексы вулканогенных пород на всей территории прогиба представлены преимущественно липаритового ряда породами и их туфами.

Вулканогенные породы, принадлежащие эйфельскому ярусу, относятся к продуктам наземных или островных центральных извержений, а живетские и верхнедевонские вулканогенные накопления — преимущественно к продуктам подводных излияний. В юго-восточной части прогиба эйфельские вулканогенные породы имеют преимущественно липаритовый состав и сопровождаются их пирокластами, образовавшимися главным образом в наземных условиях при извержениях вулканов центрального типа. Об этом можно судить по широкому распространению пирокластических пород и их ассоциаций с красноцветными лагунно-континентальными породами.

В целом для Горного Алтая устанавливается следующее. Во-первых, в системе его прогибов вулканогенные породы появляются лишь начиная с эйфеля. Во-вторых, в направлении с северо-востока, от Уйменского прогиба, на юго-запад, к Чарышско-Теректинской зоне, постепенно и почти полностью исчезают из девонских разрезов основные породы и увеличивается в этом же направлении роль пород кислого состава. В-третьих, на территории Горного Алтая в целом породы липаритового состава решительно преобладают.

На диаграммах химических составов вулканогенных пород Горного Алтая (рис. 17, 18) видно, что эффузивные, субвулканические и гипабиссальные породы вулканогенных комплексов различных регионов принадлежат нормальному щелочно-земельному ряду. Проекции их фигуративных точек располагаются по обе стороны вариационной линии средних типов щелочно-земельных пород по Р. Дэли. Изученные породы группируются в двух участках. Один из них отвечает породам базальтового состава, второй — породам липаритового ряда. В то время как основные породы базальтового состава характеризуются повышенным содержанием полевошпатовой извести («с» достигает 9,5—10), кислые породы липаритового ряда обеднены ею («с» не превышает 3). К первой группе примыкают лабрадоровые порфириты, которые характеризуются повышенными по сравнению с диабазовыми порфиритами значениями величины «в» — не ниже 18. Фигуративные точки андезитовых порфиритов разбросаны в значительном интервале (характеристика «в» изменяется от 9,5 до 12), в связи с чем трудно однозначно определить их связь с какой-либо одной из отмеченных двух групп. Среди андезитовых порфиритов возможно выделение разновидностей, тяготеющих к основному ряду пород, и разновидностей, имеющих, судя по их петрохимическим особенностям, определенную связь с породами кислого состава. Андези-

товые порфириты второго типа отличаются повышенным содержанием полевошпатовой извести.

Несколько обособленно расположены фигуративные точки таких малораспространенных пород, как плагиопорфиры, отмеченных в угульской свите в Уймено-Лебедском прогибе. Для них характерно резко повышенное содержание калия и в связи с этим низкие значения коэффициента *n*.

КУЗНЕЦКИЙ ПРОГИБ И ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Вулканогенные породы Кузнецкого прогиба сосредоточены главным образом в его обрамлении в разрезах девонских отложений. Каменноугольные вулканогенные образования здесь почти не известны, а предположительно пермские развиты на сравнительно ограниченных площадях не только на окраинах, но и в центральной части прогиба. Возраст и состав девонских вулканогенных пород Кузнецкого прогиба изучен пока еще недостаточно полно. Пермские вулканогенные породы в последнее время подверглись более детальному исследованию и описаны сравнительно подробно. Их аналоги в виде даек установлены близ г. Томска и г. Новосибирска в Колывань-Томской складчатой системе.

СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РАЗРЕЗОВ

Главная масса девонских вулканогенных пород располагается на окраинах Кузнецкого прогиба (рис. 19), но на западной окраине их очень мало. Здесь господствуют мощные (более 2500 *м*) преимущественно карбонатные толщи с подчиненными пачками терригенных отложений, принадлежащие среднему и верхнему отделам девонской системы (Фомичев, 1940; Ржонсницкая, 1959). В этих отложениях лишь местами отмечают присутствие туфов, а также редких покровов излившихся пород и отдельных пластовых интрузий, представленных диабазовыми порфиритами, диабазами и отчасти альбитофирами, залегающими среди нижнеэйфельских (туфы) и живетских (остальные породы) отложений. Изучение состава и условий залегания всех этих вулканогенных пород западной окраины Кузнецкого прогиба проводилось попутно, при стратиграфических исследованиях, поэтому имеющиеся в настоящее время сведения неполны. Более интересны разнообразные породы восточной окраины прогиба, где изучены многие разрезы, позволяющие выявить основные черты развития вулканической деятельности в девонскую эпоху, например разрезы в Барзасском районе в окрестностях пос. Крапивино, а также на реках Н. Терсь, Бель-Су, Тельбес и Кондома (рис. 20).

Девонские отложения **на северо-востоке Кузнецкого прогиба в** Барзасском районе (рис. 20, колонка 1) изучались в связи с поисками лептобиолитовых углей, залегающих в этих отложениях. Девонские толщи были вскрыты буровыми скважинами на двух разведочных площадях — Невской и Ермаковской, расположенных соответственно севернее и южнее пос. Барзас. По А. В. Тыжнову (1938), впервые детально изучившему Барзасский район, а также по более поздним данным В. С. Муромцева (1956), здесь имеется мощная толща девонских эффузивно-туфогенных образований, фациально изменчивая и замещаемая по простиранию терригенно-красноцветной толщей. Эти толщи залегают несогласно на подстилающих кембрийских или силурийских отложениях и трансгрессивно и несогласно перекрываются живетскими отложениями,

содержащими фауну брахиопод (в том числе *Euryspirifer* ex. gr. *cheehiel* Kon.) и филлопод, или верхнедевонскими красноцветными породами. Наблюдаемая здесь доживетская серия девонских вулканогенных и осадочных пород предположительно датируется нижним девоном и эйфе-

Рис. 19. Расположение изученных разрезов девонских вулканогенных образований Кузнецкого прогиба:
1 — изученные разрезы; 2 — область распространения девонских отложений.

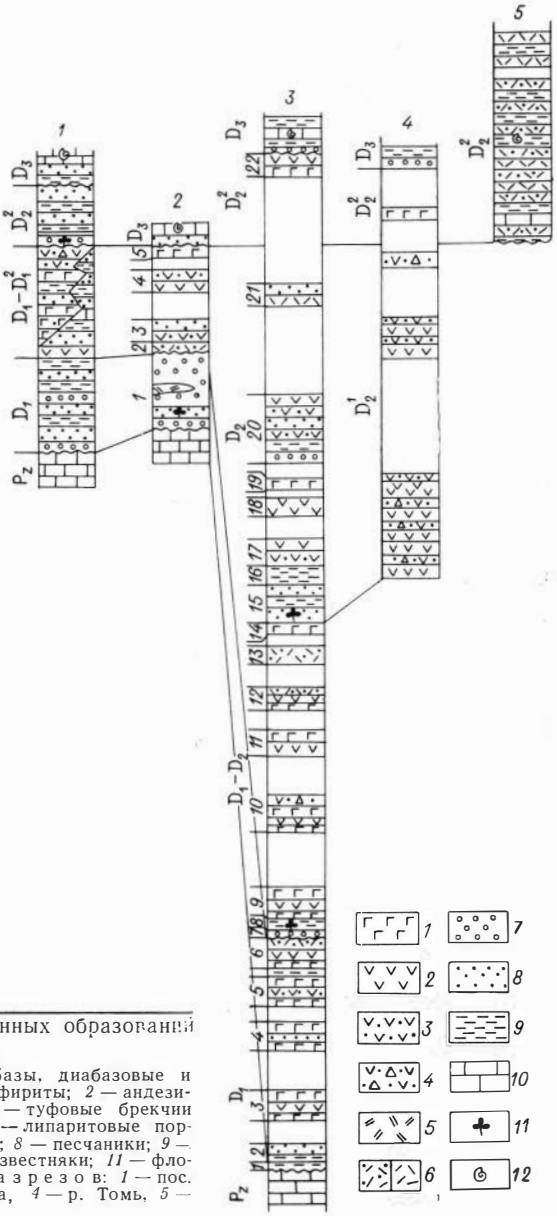


Рис. 20. Разрезы девонских вулканогенных образований Кузнецкого прогиба.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — андезитовые порфириты; *3* — туфы андезитовые; *4* — туфовые брекчии андезитовые; *5* — дацитовые порфириты; *6* — липаритовые порфиры, туфы липаритовые; *7* — конгломераты; *8* — песчаники; *9* — алевролиты, аргиллиты; *10* — додевонские известняки; *11* — флора; *12* — фауна. Местоположение разрезов: *1* — пос. Барзас, *2* — пос. Крапивино, *3* — р. Кондома, *4* — р. Томь, *5* — с. Митрофаново.

лем. В основании разреза располагается красногорская толща, которую подстилают конгломераты с галькой нижнепалеозойских пород; вся эта толща состоит из красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, прорезанных дайками лабрадоровых порфиритов.

В южной части Барзасского района над красногорской толщей залегает, по данным А. В. Тыжнова (1938), дмитриевско-перебойская

толща, в строении которой принимают участие главным образом сероцветные породы (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты), в меньшей мере битуминозные известняки и горючие сланцы. Породы прорваны дайками основных магматических пород. В центральной части Барзасского района, примерно на широте пос. Барзас, дмитриевско-перебойская толща почти нацело замещается вулканогенными породами эффузивно-туфогенной толщи А. В. Тыжнова, сложенной основными и средними излившимися породами и их туфами. В верхней части толщи развиты преимущественно базальты и диабазовые порфириты и в меньшей степени андезитовые порфириты; все эти породы залегают в виде покровов и даек. В верхних частях отдельных покровов хорошо заметны шлаковые образования, часто состоящие из миндалекаменных пород. Мощность эффузивно-туфогенной толщи примерно 200 *м*.

По данным В. С. Муромцева (1956), аналогичная эффузивно-туфогенная толща была вскрыта при бурении на Ермаковской площади (было пройдено 180 *м*). Она залегает непосредственно на красногорской толще, сложенной в основном разнообразными туфами и подчиненными покровами порфиритов; видимая мощность последней 443 *м*.

В отложениях барзасской свиты (живет), залегающей несогласно на подстилающих толщах и сложенной в основном сероцветными осадочными породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами), в низах разреза с маломощными слоями липтобиолитовых углей отмечены незначительной мощности силлы и дайки. Они располагаются только в нижней части свиты в обнажении у Дедушкиной горы на правом берегу р. Барзас севернее одноименного поселка, где отмечены также туфы, содержащие остатки псилофитов.

На **восточной окраине Кузнецкого прогиба** в окрестностях пос. Крапивино (рис. 20, колонка 2) девонские отложения слагают ядерную часть Крапивинского палеозойского купола. Девонский разрез купола сходен с описанным выше Барзасским разрезом. Верхняя его часть, отвечающая верхнему девону, сложена исключительно осадочными породами (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже известняками и конгломератами) и залегает несогласно на нижележащем комплексе пород. Последний сложен преимущественно вулканогенными породами вверху и осадочными внизу и по возрасту, по-видимому, относится к нижнему и среднему (эйфель) девону (Карцева, 1959).

Разрез осадочно-вулканогенной серии прослеживается с некоторыми, порой значительными, пропусками в обнажениях на юго-восточном и западном крыльях купола по р. Томь и по ее притоку р. Тайдон и выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Мощные, преимущественно красноцветные конгломераты, залегающие непосредственно на интенсивно дислоцированных нижнепалеозойских известняках. Конгломераты имеют иногда брекчиевидный облик, обломки в них не сортированы. Наряду с гальками размером от 0,03 до 0,1 *м* в диаметре в них встречаются валуны до 0,5 *м* и даже глыбы до 1 *м* и более в поперечнике.

На правом берегу р. Томь, в 2—2,5 *км* выше устья р. Осиповка, в нижней части конгломератовой толщи присутствуют невыдержанные по простиранию слои и линзы (до 10 *м* мощности) песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих обильные растительные остатки, по А. Р. Ананьеву нижнедевонские. В собранных Г. Н. Карцевой образцах песчаников и аргиллитов из конгломератовой толщи по р. Тайдон Е. М. Андреевой были определены также нижнедевонские споры. По рекам Томь и Тайдон конгломераты прорезаны многочисленными дайками

лабрадоровых порфиритов и плагиопорфиров. Общая мощность рассматриваемой части разреза 200 *м*.

2. Кластические породы — главным образом лиловые туфы. Среди них залегают прослои туфовых песчаников и брекчий. Они располагаются на неровной поверхности конгломератовой толщи. Мощность около 25 *м*.

3. Лабрадоровые порфириты, образующие покровы, чередующиеся с подчиненными пачками красноцветных песчаников, алевролитов, туфов и туфовых брекчий. Видимая мощность 50—60 *м*. Выше по разрезу стратиграфическая последовательность осадочных и вулканогенных накоплений прослеживается с трудом ввиду его не совсем удовлетворительной обнаженности.

4. После значительного пропуска в обнажениях (60—70 *м* по мощности) на правом берегу р. Томь, в 2 *км* ниже устья р. Осиповка, наблюдаются выходы темно-серых лабрадоровых порфиритов, сменяющихся выше по разрезу вулканогенными кластическими и красноцветными осадочными породами (туфовыми брекчиями, туфами, конгломератами). Видимая мощность вулканогенных пород 60 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 25 *м*.

5. Диабазовые порфириты, зеленые, завершающие видимую часть разреза осадочно-вулканогенной толщи на западном крыле Крапивинского купола. Мощность около 30 *м*.

Контакт описанной вулканогенно-осадочной толщи с верхним девоном на западном склоне Крапивинского поднятия не обнажен. Он наблюдается по р. Тайдону, где разрез осадочно-вулканогенной толщи завершается полимиктовыми конгломератами. На конгломератах несогласно залегают желтовато-серые песчаники, содержащие несколько прослоев темно-серых известняков с обильной фауной фаленового горизонта франского яруса нижнего девона. Выше разрез верхнего девона продолжается относительно маломощной толщей осадочных серо- и красноцветных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, конгломератов), которая, в свою очередь, согласно перекрывается каменноугольными отложениями.

В Крапивинском разрезе в отличие от Барзасского отсутствуют стратиграфические аналоги барзасской свиты.

Г. Н. Карцева (1959) отмечает маломощную (около 300 *м*) толщу осадочных красноцветных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов и мергелей) с остатками флоры. Эту толщу она сопоставляет с красногорской толщей Барзасского района. Красноцветные породы, по данным Г. Н. Карцевой, прорезаны дайками порфиритов.

В верхнем течении р. Н. Терсь, как указывают Ю. В. Марчук и другие исследователи, отложения, принадлежащие всем трем отделам девонской системы, распространены значительно шире. Нижний и средний девон, по его данным, представлен здесь тельбесской серией и антроповской свитой. Эта часть разреза, достигающая мощности 3240 *м*, сложена красноцветными конгломератами и песчаниками, а также излившимися основными породами и их туфами. Верхний девон, начинающийся мощными конгломератами (110 *м*), сложен главным образом красноцветными породами (конгломератами, песчаниками и алевролитами). В его составе имеются также основные излившиеся породы и известняки. Общая мощность верхнего отдела девонской системы 480—500 *м*. Девонские отложения согласно перекрываются каменноугольными.

В **южной части Кузнецкого прогиба** девонские отложения распространены весьма широко, но наилучшим образом они обнажены в пре-

делах Тельбесского района по рекам Кондома, Мундыбаш, Учулен, Б. Таз, Тамала и др.

Низы девонского разреза видны по р. Кондоме в окрестностях с. Белый Камень (рис. 20, колонка 3). Здесь девонские отложения залегают в крыльях крупной антиклинали, осложненной разрывом. В ядерной части антиклинали выступают нижнепалеозойские зеленокаменные породы и известняки. Начало разреза хорошо прослеживается по правому и отчасти левому берегу р. Кондома, на южном крыле антиклинали, в 2,5—5 *км* к югу от с. Белый Камень. На этом участке наблюдается такая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

1. Красные аргиллиты, содержащие в нижней части разрозненные и весьма окатанные обломки (до 15 *см* в поперечнике) подстилающих нижнепалеозойских известняков, на которых они залегают несогласно. Мощность 10 *м*.

2. Песчаники зеленовато-серые и зеленые, грубозернистые, сменяющиеся выше по разрезу красными алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 40 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 55 *м*.

3. Диабазовые порфириты, чередующиеся с пачками вулканических брекчий и туфов, пересекаемых дайками лабрадоровых порфиритов и диабазов. Мощность 90 *м*, затем следует пропуск в обнажениях 100 *м*.

4. Диабазовые порфириты, образующие покровы мощностью до 10—20 *м* каждый, чередующиеся с пластами вулканических брекчий и маломощными пачками красноцветных пород. Мощность 80 *м*; далее пропуск в обнажениях 45 *м*.

5. Диабазовые порфириты, чередующиеся с маломощными пластами вулканических брекчий. Мощность 85 *м*.

6. Покровы диабазовых и андезитовых порфиритов мощностью до 10—12 *м* каждый, их туфов и туфовых брекчий, чередующиеся с маломощными пачками красноцветных пород. В верхней части пачки располагаются маломощные (до 3—4 *м*) пласты липаритовых туфов. Мощность 100 *м*.

Описанная часть разреза, общая мощность которой превышает 600 *м*, соответствует учуленской свите, выделяемой Г. М. Руткевичем и другими исследователями в самых низах девонской вулканогенно-осадочной серии Горной Шории.

В аналогичных осадочных породах Израсского района П. Ф. Лавреновым выявлены споры девонского возраста (определения Ю. С. Надлера), а В. Г. Руткевич указывает на развитие по р. Тельбес в составе учуленской свиты темно-серых плотных известняков, в которых в 1945 г. К. В. Радугиным была обнаружена фауна нижнего девона — эйфеля.

Учуленская свита весьма изменчива по составу и мощности. По рекам Тельбес и Таз, по данным В. Г. Руткевича, ее состав сходен с описанными выше, мощность же изменяется от нескольких до 100 *м*. В Израсском районе мощность аналогичной толщи, по П. Ф. Лавренову, 1550 *м*. В ее строении здесь существенное участие принимают кератофиры и кварцевые кератофиры. Значительную мощность (1750 *м*), по данным В. П. Болтухина и Г. П. Турченко (1964), свита имеет в бассейне р. Томь.

Разрез вышележащей толщи изучался по р. Кондома между с. Белый Камень и пос. Мундыбаш, на северном крыле отмеченной выше антиклинали. Продолжение Кондомского разреза девонской вулканогенной серии на этом отрезке представляется в следующем виде (снизу вверх):

7. Конгломераты полимиктового состава, сложенные главным образом обломками эффузивных пород нижележащей учуленской свиты. На правом берегу р. Кондома против с. Белый Камень их мощность составляет всего 7 *м* (они здесь срезаны нарушением). На южном крыле антиклинали полная мощность конгломератов 20 *м*. Рассматриваемые псефиты по положению в разрезе и составу в полной мере отвечают базальным грубообломочным образованиям и фиксируют, таким образом, перерыв, отделяющий рассматриваемую толщу, выделяемую В. Г. Руткевичем и другими под названием тамалинской, от учуленской.

8. Зеленовато-серые и красные аргиллиты и алевролиты, перекрываемые липаритовыми туфами. В аргиллитах содержатся остатки псилофитовой флоры. Мощность 22 *м*.

9. Диабазовые порфириты, образующие систему покровов, разделенных миндалекаменными шлаковыми зонами и достигающих мощности 15—20 *м* каждый. В нижней части толщи залегает покров лабрадоровых порфиритов мощностью 6 *м*. Мощность всей пачки 90 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 135 *м*.

10. Диабазовые порфириты, перемежающиеся с покровами лабрадоровых порфиритов и редкими пластами туфовых брекчий. Мощность 100 *м*, затем — пропуск в обнажениях 100 *м*.

11. Чередующиеся покровы лабрадоровых и диабазовых порфиритов. Мощность 70 *м*, вслед за чем следует пропуск в обнажениях 60 *м*.

12. Андезитовые порфириты, чередующиеся с покровами диабазовых порфиритов и пластами туфовых брекчий; в верхней части толщи есть липаритовые туфы. Мощность 60 *м*, далее — пропуск в обнажениях 75 *м*.

13. Липаритовые туфы зеленого цвета. Туфовая толща пронизана дайками диабазовых порфиритов. Мощность 55 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 15 *м*.

14. Диабазовые порфириты. Мощность 15 *м*. Ими завершается разрез тамалинской (тазовской) свиты по р. Кондома.

Таким образом, тамалинская свита по р. Кондома (общая мощность свыше 800 *м*) сложена преимущественно основными излившимися породами — диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами. В верхней ее половине незначительно развиты андезитовые порфириты, а в самой верхней ее части — липаритовые туфы. Осадочные породы наблюдались лишь в основании свиты. Они в описанном разрезе перекрываются маломощными кислыми туфами. Возраст тамалинской свиты определяется условно как нижне-среднедевонский.

Весьма сходный состав, по данным В. П. Болтухина, Г. П. Турченко, В. Г. Руткевича и других исследователей, имеет тамалинская (тазовская) свита в Томь-Усинском и Тельбесском районах. В Томь-Усинском районе, по В. П. Болтухину и Г. П. Турченко, ее мощность 1800 *м*, а на р. Таз, по данным В. Г. Руткевича, около 700 *м*. По р. Таз верхняя ее часть сложена главным образом осадочными породами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками. Около одной трети верхней части свиты составляют туфы, а весьма незначительная ее часть образована порфиритами.

Слои, расположенные стратиграфически выше, хорошо обнажены в окрестностях пос. Мундыбаш, где последовательность их залегания такова (снизу вверх):

15. Красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, подстилаемые гравелитами и конгломератами, в составе которых преобладают обломки различных эффузивов. В. С. Батуриным в этой толще были обнаружены остатки протолепидодендронов. Мощность 100 *м*.

16. Аргиллиты и алевролиты, реже гравелиты и песчаники, темно-серые, серые и зеленовато-серые. В средней части толщи — прослои серых мергелей. Мощность 24 *м*.

17. Андезитовые порфириты (45 *м*), подстилаемые туфовыми брекчиями, туфами и песчаниками. Мощность 62 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 55 *м*.

18. Андезитовые порфириты. Мощность 45 *м*, далее — пропуск в обнажениях 30 *м*.

19. Диабазовые порфириты. Мощность 12 *м*, вслед за чем — пропуск в обнажениях 40 *м*.

20. Андезитовые порфириты, образующие покровы мощностью до 20—30 *м*, чередующиеся с пачками красноцветных осадочных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов) и туфов. В верхней части толщи имеется маломощный (8 *м*) покров лабрадорового порфирита. Мощность 170 *м*, а далее — пропуск в обнажениях 225 *м*.

21. Кварцевые кератофиры (6,5 *м*), перекрываемые красными аргиллитами с известковистыми стяжениями. Среди аргиллитов есть прослои песчаников и линзы гравелитов. Мощность 500 *м*, после чего следует пропуск в обнажениях 275 *м*.

22. Диабазовые порфириты, образующие покровы мощностью до 5—10 *м*, чередующиеся с туфовыми брекчиями и пачками красноцветных осадочных пород. Мощность 100 *м*.

Толща 22 несогласно перекрывается морскими отложениями низов верхнего девона, содержащими характерную фауну фаленового горизонта.

По рекам Томь и Бель-Су (рис. 20, колонка 4) девонская вулканогенная серия обнажена несравненно хуже, так как разрез по этим рекам прослеживается с большими пропусками в обнажениях. Девонская вулканогенная толща здесь граничит на востоке по тектоническому контакту с гранитами и сиенитами. Нижняя ее часть почти не обнажена. В разрезе по р. Томь наблюдаются лишь редкие выходы андезитовых порфиритов и кератофиров. Лучше обнажена центральная часть разреза, в которой развиты оливиновые диабазовые порфириты, андезитовые порфириты и их туфы. О составе верхней части разреза приходится судить лишь по редким разрозненным выходам осадочных (конгломератов, песчаников) и вулканогенных (туфовых брекчий) пород. Лишь в самых верхних горизонтах Томского и Бельсинского разрезов, как и в Кондомском разрезе, появляются покровы основных излившихся пород.

Девонская вулканогенная серия Томь-Бельсинского района перекрыта осадочной красноцветной толщей верхнего девона, сложенной преимущественно аргиллитами и алевролитами.

На **северо-западной окраине Кузнецкого прогиба** вулканогенные образования приурочены только к нижней части видимого разреза живета. Они выступают в ядерных частях нескольких крупных антиклинальных складок, образующих, по данным А. Л. Матвеевской (1960), довольно хорошо выраженную зону положительных структур в центральной части Томь-Колыванской дуги.

Девонская вулканогенная серия (буготакская свита, по А. Л. Матвеевской) обнажена в ядрах Ордынской, Буготакской и Митрофановской антиклиналей (Матвеевская, 1960). Наиболее полный разрез вскрывается в центральной части Буготакской антиклинали, где она имеет мощность порядка 1500—1700 *м*. Буготакская свита залегает несогласно на подстилающих нижнепалеозойских толщах. По рекам Б. и М. Коен, Буготак и Иня свита начинается серыми тонкослоистыми

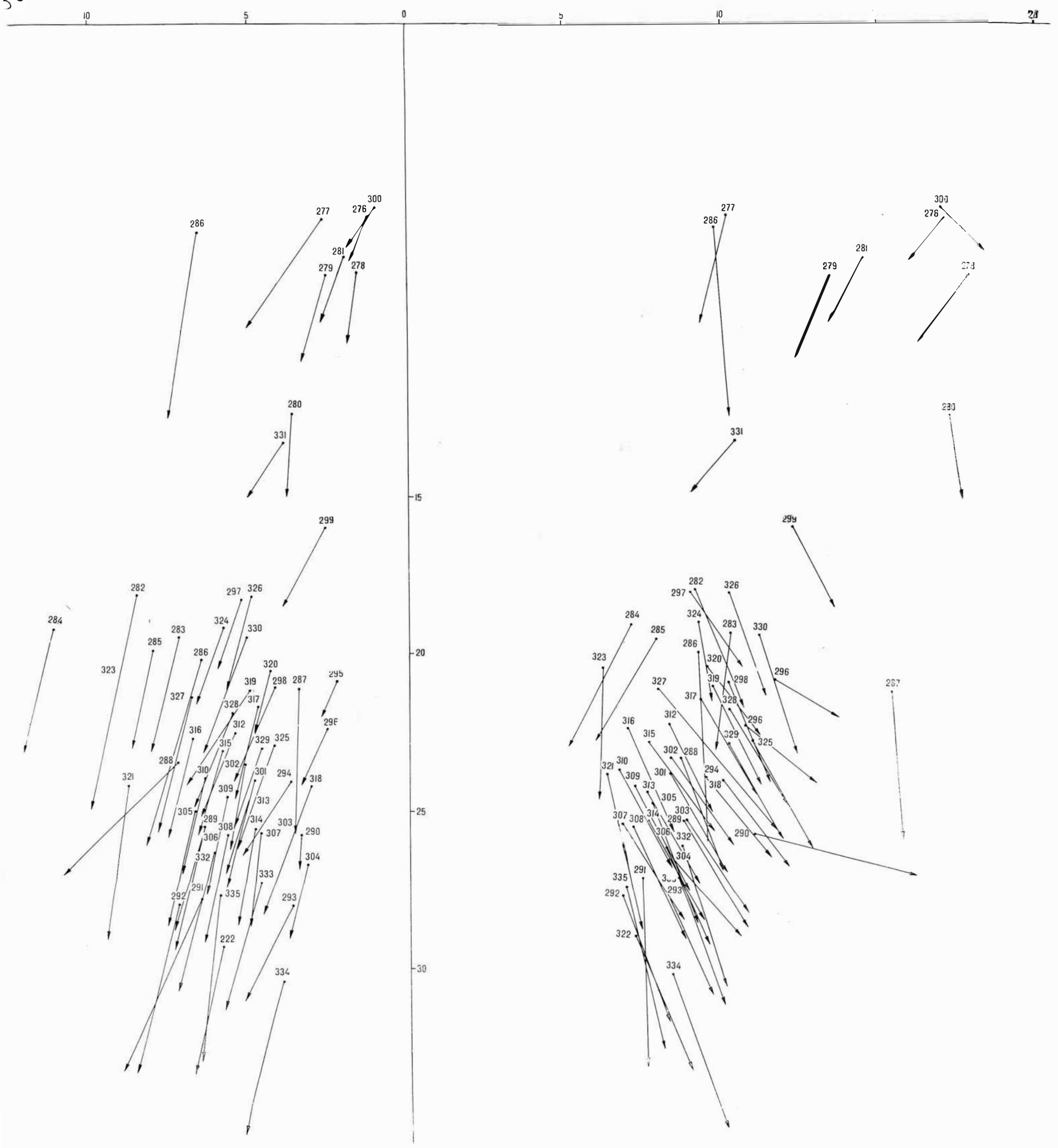


Рис. 21. Диаграмма химического состава девонских вулканогенных образований Кузнецкого прогиба.

немыми известняками мощностью 20—30 *м*. Выше следует песчано-сланцевая толща (300—350 *м*) с небольшим количеством даек и силлов основных и кислых магматических пород. Толща перекрывается основными и средними излившимися породами (800—900 *м*) с редкими пачками осадочных пород и туфов, количество которых увеличивается в верхней части толщи. Мощность отдельных покровов излившихся пород достигает 10—12 *м*. Самая верхняя часть буготакской свиты мощностью 400—500 *м* сложена кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами и фельзит-порфирами.

Живетский возраст буготакской свиты в этом разрезе подтверждается обнаруженной А. Л. Матвеевской обильной фауной табулят и строматопорид.

Вулканогенная толща Буготакской антиклинали согласно перекрывается фаунистически охарактеризованной осадочной толщей, принадлежащей верхам живета (кабанихинская свита А. Л. Матвеевской).

В разрезе по левому берегу р. Томь в районе с. Митрофаново (рис. 20, колонка 5) вулканогенные породы образуют толщу около 450 *м* мощности, сложенную почти исключительно фельзит-порфирами и фельзитами и их туфами. Основные породы (диабазовые порфириты) были отмечены лишь на правом берегу р. Томь против с. Ново-Романово, где они залегают, вероятно, во вмещающих породах в виде даек и пластовых тел. Вулканогенные породы в разрезе чередуются с маломощными пачками осадочных пород, темно-серых сланцев и плотных пелитоморфных известняков.

Вулканогенные образования в данном разрезе представлены преимущественно кластическими породами, преобладающими над излившимися. Это различные туфовые брекчии, а также кристалло- и литокластические туфы, многие из которых по внешнему облику весьма сходны с игнимбритами. Все вулканогенные породы описанного разреза очень сильно изменены вторичными процессами: эпидотизированы, хлоритизированы, серицитизированы и катаклазированы. В осадочных породах вулканогенной толщи А. В. Тыжновым отмечена фауна кораллов и брахиопод девонского облика.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Девонская вулканогенная серия Кузнецкого прогиба представляет собой сложное геологическое тело. Помимо мощно развитых покровов и серий покровов, в ее строении принимают участие пластовые интрузии (силлы) и дайки, а также разнообразные туфы и вулканические брекчии. Состав вулканогенных пород (табл. 6, рис. 21) весьма пестр, хотя господствуют долериты и диабазы, базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты, лабрадоровые порфириты и андезитовые порфириты. Несравненно меньше распространены эссекситовые порфириты, плагиопорфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, кератофиры, кварцевые кератофиры. Сравнительно обычны пирокластические и лавошлаковые образования.

Долериты и диабазы охватывают серию преимущественно полнокристаллических пород, обладающих типично диабазовой структурой. Встречаются они довольно часто, чаще всего в виде даек, редко небольших силлов. Окраска их темно-серая или зеленовато-серая. Преобладают оливиновые долериты и диабазы. Толеитовые диабазы и долериты встречаются значительно реже и отличаются от оливиновых на-

личием хлоритизированного стекловатого мезостазиса, в большей или меньшей степени обогащенного тонкодисперсным магнетитом.

Главные минералы долеритов и диабазов — оливин, моноклинный пироксен и плагиоклаз, а из акцессорных — магнетит, титаномагнетит и апатит. Содержание вторичных минералов колеблется в значительных пределах, от ничтожно малого в долеритах до весьма существенного в диабазах. Среди вторичных минералов первое место принадлежит хлориту, в меньших количествах присутствуют серицит, серпентин, иддингсит, тальк, гидроокислы железа, альбит, карбонаты и кварц. Структура пород офитовая (диабазовая), с элементами пойкилоофитовой. Размеры зерен главных первичных минералов от 0,5 до 2 *мм*.

Количество оливина и моноклинного пироксена непостоянно. Часто они образуют мелкие (до 2 *мм*) включения, напоминающие порфировые вкрапленники. Оливин лишь изредка сохранчется в неизмененном виде. Большей частью он замещен вторичными минералами — магнетитом, иддингситом, серпентином, тальком, хлоритом, гидроокислами железа, а также кварц-карбонатными агрегатами.

Моноклинный пироксен присутствует всегда в виде ксеноморфных кристаллов различного размера. Сравнительно редко встречаются крупные его выделения, которые содержат включения лейст плагиоклаза и образуют участки пойкилитического строения. Окраска пироксена бледно-розовая, иногда почти бесцветная. В диабазах всегда хорошо заметно замещение пироксена тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита. Наряду с этим наблюдаются сравнительно мало измененные диабазы с частично замещенным пироксеном.

Плагиоклаз — обычно полисинтетически сдвойникованный лабрадор, образующий удлиненные лейсты. Последние замещаются по краям, а иногда в центре мелкими агрегатами альбита. Нередко в диабазах отмечается помутнение кристаллов лабрадора и замещение их редкими чешуйками серицита.

Химический состав долерита приведен в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21).

Базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты представляют собой группу пород, наиболее широко распространенную среди девонских вулканогенных пород Кузнецкого прогиба. Они образуют преимущественно покровы, нередко группы покровов, разделенные маломощными пачками осадочных пород. Мощность отдельных покровов, как правило, не превышает 30—40 *м*. В отдельных случаях при хорошей обнаженности верхней части отдельных покровов в них хорошо прослеживаются шлаковые зоны либо миндалекаменных, либо, реже, пористых ноздреватых пород. Мощные покровы нередко имеют трехчленное строение. Внутренние части таких покровов отличаются более крупнозернистым строением и иногда соответствуют долеритам или диабазам, тогда как верхняя и нижняя части сложены мелкозернистыми порфировыми или афанитовыми базальтами и диабазовыми порфиритами.

Кроме покровов, нередко встречаются дайки, мощность которых обычно не превышает 5—10 *м*. Некоторые из них могут иметь более молодой (мезозойский) возраст.

Среди пород рассматриваемой группы можно различить разновидности, содержащие оливин и практически лишенные его.

Оливиновые базальты и диабазовые порфириты преобладают. Главные их минералы — оливин, моноклинный пироксен и плагиоклаз, акцессорные — магнетит и апатит. В диабазовых порфиритах с оливином обычно встречаются хлорит, иддингсит, серпентин, тальк, альбит,

Таблица 6

Химический состав вулканогенных пород Кузнецкого прогиба

Компонент	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285
SiO_2	66,43	72,80	63,28	67,16	54,19	67,45	51,92	50,20	49,26	50,04
TiO_2	0,87	0,18	0,65	0,53	1,09	0,45	0,79	1,21	0,68	0,82
Al_2O_3	14,87	12,40	16,76	14,92	17,44	15,00	18,88	17,72	21,17	16,68
Fe_2O_3	1,76	1,03	3,49	2,78	5,68	2,01	5,63	2,42	2,34	3,32
FeO	3,92	3,20	1,92	2,98	3,34	3,77	3,48	7,45	6,00	6,18
MnO	0,07	—	0,17	—	0,15	—	—	0,13	—	—
MgO	0,51	1,29	0,99	1,32	1,77	0,94	3,61	5,02	4,21	3,42
CaO	1,04	2,24	1,32	2,19	3,25	1,83	9,05	6,00	11,39	8,92
Na_2O	5,59	2,92	7,11	4,87	7,00	4,85	3,29	3,68	2,87	2,90
K_2O	3,43	3,06	1,59	2,18	0,75	2,85	1,25	1,42	0,57	0,87
P_2O_5	0,15	0,05	0,26	0,13	0,25	0,15	0,19	0,32	0,15	0,25
H_2O^- / H_2O^+	0,80	1,94	1,89	2,05	4,43	1,38	2,24	4,14	1,95	6,50
Σ	99,44	101,11	99,43	101,11	99,34	100,68	100,33	99,71	100,59	99,90

Компонент	286	287	288	289	290	291	292	293	294	295
SiO_2	53,54	49,15	46,34	46,80	45,16	47,68	46,78	50,79	52,03	54,91
TiO_2	0,66	1,14	1,10	2,56	1,50	1,35	1,25	1,06	1,90	1,72
Al_2O_3	16,85	16,51	16,43	16,06	12,60	15,38	15,99	12,45	13,31	12,62
Fe_2O_3	2,61	8,98	6,11	5,22	7,19	2,80	2,58	5,12	2,47	2,42
FeO	4,85	1,98	5,57	6,86	2,57	7,26	9,99	11,61	11,59	12,50
MnO	—	0,20	—	—	0,45	0,15	—	0,19	0,26	0,26
MgO	6,92	5,55	4,45	4,60	1,29	9,16	6,19	4,91	3,26	1,41
CaO	6,36	3,65	8,19	9,50	12,35	6,28	9,57	6,56	7,08	5,25
Na_2O	3,80	6,81	1,90	3,25	4,60	2,55	2,77	2,77	3,16	3,80
K_2O	0,91	0,31	3,02	1,40	0,58	1,82	0,95	2,28	2,26	2,72
P_2O_5	0,21	0,38	0,30	0,73	0,54	0,29	0,30	1,25	0,82	0,50
H_2O^- / H_2O^+	3,77	4,78	6,79	3,64	11,18	5,07	4,40	1,62	0,79	0,72
Σ	100,48	99,44	100,20	100,62	100,01	99,79	100,77	100,61	98,93	98,83

Компонент	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305
SiO_2	53,22	55,30	51,47	57,42	66,88	52,69	51,38	53,28	53,39	49,26
TiO_2	2,22	2,22	3,47	1,60	0,75	1,68	2,13	0,97	0,97	1,58
Al_2O_3	12,17	14,64	13,90	13,17	14,41	14,13	14,06	12,53	11,87	16,07
Fe_2O_3	2,74	1,28	2,21	2,42	1,44	2,07	3,12	2,64	2,50	2,60
FeO	11,09	10,13	10,82	8,52	3,24	10,65	9,35	11,17	12,61	9,33
MnO	0,25	0,20	0,24	0,22	0,04	0,26	0,29	0,20	0,13	0,20
MgO	2,26	2,37	2,96	1,23	0,43	4,18	3,64	4,32	3,82	5,24
CaO	6,28	6,60	5,81	4,68	1,51	7,78	8,17	7,32	7,80	8,65
Na_2O	3,50	3,12	3,25	3,63	4,46	3,16	3,43	3,26	3,47	3,15
K_2O	2,47	1,70	2,23	2,99	5,07	1,51	0,83	1,87	1,29	0,97
P_2O_5	0,86	0,82	0,89	0,50	0,10	0,52	0,78	0,92	0,71	0,55
H_2O^- / H_2O^+	0,70	2,18	2,89	3,87	1,06	1,60	2,65	1,53	1,35	1,76
Σ	97,76	100,56	100,14	100,25	99,39	100,23	99,83	100,01	99,91	99,36

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315
SiO_2	49,27	53,28	52,24	52,53	51,81	52,10	51,98	52,01	51,78	51,72
TiO_2	1,64	0,82	1,45	1,62	1,64	1,70	2,26	1,82	1,70	1,59
Al_2O_3	15,99	12,82	14,00	14,62	14,86	14,38	14,36	13,87	13,61	14,57
Fe_2O_3	2,35	3,50	3,84	2,98	2,19	2,67	4,11	1,53	4,24	5,85
FeO	10,39	9,85	8,81	9,54	10,39	9,77	8,11	12,32	9,66	6,57
MnO	0,16	0,22	0,26	0,27	0,24	0,28	0,15	0,22	0,22	0,21
MgO	4,93	4,46	5,26	4,51	4,11	4,27	3,16	4,01	4,48	3,57
CaO	8,65	6,26	8,41	8,49	8,69	8,22	6,37	7,82	7,90	8,60
Na_2O	3,14	3,12	3,04	3,02	2,68	3,41	3,15	3,02	3,29	3,16
K_2O	1,27	0,63	0,92	0,97	0,97	0,87	1,93	1,21	0,87	0,82
P_2O_5	0,69	0,74	0,45	0,48	0,32	0,52	0,88	0,51	0,48	0,48
H_2O^- / H_2O^+	1,37	2,23	1,78	1,56	1,49	1,90	3,17	1,37	2,06	2,20
Σ	99,85	97,93	100,46	100,59	99,39	100,09	99,63	99,71	100,29	99,34

Компонент	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325
SiO_2	52,19	53,15	53,54	53,18	53,40	48,64	48,64	50,12	52,64	52,14
TiO_2	1,74	1,88	0,98	1,93	2,32	1,50	0,40	1,54	2,51	0,27
Al_2O_3	15,61	14,42	12,65	15,08	13,81	17,58	14,87	17,38	15,40	14,93
Fe_2O_3	4,06	4,25	5,70	3,88	3,45	3,50	7,66	5,94	4,00	9,26
FeO	8,18	7,57	7,88	8,01	9,73	5,75	4,44	5,49	10,00	2,66
MnO	0,21	0,23	0,18	0,20	0,22	—	0,76	—	—	0,23
MgO	4,17	3,62	3,86	3,70	2,47	6,62	7,06	5,21	2,64	4,37
CaO	8,33	7,17	6,67	7,00	6,38	9,60	9,27	7,20	5,40	8,07
Na_2O	2,74	3,54	3,52	3,01	3,66	2,73	3,12	2,33	3,14	3,85
K_2O	0,98	1,43	2,18	2,51	1,09	0,53	0,99	0,77	1,74	2,08
P_2O_5	0,46	0,68	0,86	0,73	0,73	0,60	0,27	сл.	сл.	0,18
H_2O^- / H_2O^+	1,90	2,05	1,85	1,22	2,81	2,04	0,80	3,72	1,16	2,48
Σ	100,57	99,99	99,87	100,45	100,07	99,09	98,28	99,70	98,63	100,52

Компонент	326	327	328	329	330	331	332	333	334	335
SiO_2	54,76	51,16	49,68	50,16	51,00	61,96	49,55	51,38	49,94	49,82
TiO_2	2,33	2,47	2,10	2,31	2,47	1,54	1,00	1,20	1,11	1,25
Al_2O_3	15,05	16,07	15,56	14,82	15,71	15,34	16,20	14,58	13,63	14,80
Fe_2O_3	6,65	8,12	7,85	7,46	3,28	2,29	2,06	1,53	3,76	3,33
FeO	4,08	4,14	3,72	5,51	6,69	6,85	9,02	11,07	7,22	6,82
MnO	—	—	—	—	—	—	0,15	0,24	0,17	0,12
MgO	3,40	4,89	3,70	3,83	4,02	1,74	6,73	6,64	8,87	8,19
CaO	5,60	6,50	7,80	7,00	6,00	3,30	8,45	7,68	8,41	8,14
Na_2O	3,80	3,00	5,40	5,56	3,73	2,92	3,78	3,62	3,58	3,20
K_2O	1,48	1,27	2,06	1,90	2,06	2,94	0,86	1,40	1,44	0,60
P_2O_5	0,74	0,60	—	—	0,92	—	0,39	0,40	0,46	0,28
H_2O^- / H_2O^+	0,92	1,92	0,28	0,38	2,08	1,60	0,23	0,44	0,38	1,17
Σ	98,81	100,14	98,15	98,93	97,96	100,48	98,42	100,18	98,97	97,72

Таблица 6 (окончание)

Примечание. 276 — вулканический туф кислого состава (игнимбрит), р. Томь, окрестности разъезда Бель-Су. 277 — вулканический туф кислого состава, р. Кондома, пос. Мундыбаш. 278 — плагиопорфир, р. Томь ниже устья р. Тайдон. 279 — вулканический туф кислого состава, р. Мундыбаш, окрестности пос. Мундыбаш. 280 — эссекситовый порфирит, р. Ур, с. Бедари. 281 — кератофир, низы девонской вулканогенной серии, р. Томь. 282 — туф лабрадорового порфирита, р. Томь ниже устья р. Основой. 283 — лабрадоровый порфирит, р. Кондома, с. Белый Камень. 284 — лабрадоровый порфирит, р. Кондома, с. Подутесово. 285 — лабрадоровый порфирит (дайка), низовье р. Тайдон. 286 — безоливиновый диабазовый порфирит, р. Томь, окрестности разъезда Бель-Су. 287 — лавовый шлак оливинового диабазового порфирита, р. Томь, окрестности разъезда Бель-Су. 288 — лабрадоровый порфирит, низовье р. Тайдон. 289 — диабазовый порфирит, пос. Барзас. 290 — лавовый шлак диабазового порфирита, пос. Барзас. 291 — диабазовый порфирит, р. Томь, с. Ново-Романово. 292 — долерит, пос. Барзас. 293*—294 — кварцево-оливиновый долерит-монцонит, ж.-д. выемка у пос. Корай. 295 — пегматоидный долерит-монцонит, ж.-д. выемка у пос. Корай. 296 — кварцевый долерит-монцонит, ж.-д. выемка у пос. Корай. 297 — краевой долеритовый порфирит, ж.-д. выемка у пос. Корай. 298 — порфировидный кварцевый долерит-монцонит, р. Мрас-Су, правый берег. 299 — кварцевый монцонит, р. Мрас-Су, правый берег. 300 — микрогранит, дайка, правый берег р. Мрасса. 301 — базальт, гребень Караканских гор. 302 — базальт, правый берег р. Н. Терсь. 303 — базальт, левый берег р. Томь. 304 — базальт, гребень Караканских гор. 305 — базальт с крупными вкрапленниками плагиоклаза, левый берег р. Томь. 306 — базальт, правобережье р. Томь. 307 — базальт, р. Томь, г. Сосновая. 308—310 — базальт, правый берег р. Томь. 311—312 — базальт, правый берег р. Н. Терсь. 313 — базальт, левый берег р. Томь. 314 — базальт, правый берег р Томь. 315 — базальт, р. Томь у г. Сосновой. 316 — базальт, правый берег р. Н. Терсь. 317 — микродолерит, левый берег р. Томь. 318 — микродолерит, р. Томь у г. Сосновой. 319 — микротолеит, левый берег р. Томь. 320 — долеритовый порфирит, р. Н. Терсь. 321 — оливиновый долерит, р. Ушайка. 322 — порфировидный долерит, р. Томь. 323 — порфировидный эссексит-долерит, р. Томь. 324 — кварцевый эссексит-долерит, р. Б. Киргизка. 325 — эссексит-диабаз, р. Тугояковка. 326 — порфировидный эссексит-долерит, р. Тугояковка. 327 — монцонит, р. Ушайка. 328 — монцонит, р. Березовая. 329 — монцонит, р. Тугояковка. 330 — монцонит, дайка, р. Тугояковка. 331 — кварцевый сиенит-диорит-порфир, р. Ушайка. 332—333 — долерит, дер. Гусиный брод. 334 — долерит, ж.-д. выемка, р. Иня. 335 — долеритовый порфирит, р. Иня.

эпидот, серицит, карбонаты и кварц. Базальты окрашены в серый или темно-серый цвет, диабазовые порфириты — зеленовато-серые или зеленые. Структура рассматриваемых пород преимущественно порфировая, реже афировая. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная. Порфировые выделения образованы оливином, моноклинным пироксеном и плагиоклазом; фенокристы всех этих минералов идиоморфны, но обнаруживают признаки оплавления или коррозии.

Оливин в свежих породах прозрачен и почти бесцветен. Порфировые его выделения достигают 1,5—2 *мм*. В основной массе он встречается в виде мелких зерен. Нередко оливин замещен частично или полностью волокнистым хризотилом, тальком, карбонатами и кварцем, а нередко также иддингситом и магнетитом. Тончайшие агрегаты магнетита часто образуют псевдоморфозы по оливину или оторочки вокруг его зерен.

Моноклинный пироксен бесцветный или светло-серый, без признаков плеохроизма. Короткостолбчатые фенокристы его редки. Часто он содержится в основной массе в виде мелких зерен, заполняющих интерстиции между лейстами плагиоклаза. При вторичных изменениях пироксен замещается хлоритом, эпидотом и цоизитом.

Плагиоклаз обычно представлен лабрадором, очень редко андезином. Его редкие фенокристы часто сдвойникованы и отличаются большей основностью, чем плагиоклаз основной массы. Мелкие кристаллы

---

* Анализы 293—335 заимствованы у В. А. Кутолина (1963).

плагиоклаза в основной массе также принадлежат лабрадору, кристаллы которого иногда окаймлены тонкими оторочками альбита или альбит-олигоклаза. В диабазовых порфиритах плагиоклазы полностью замещены тонкодисперсными агрегатами альбита, серицита, эпидота, цоизита и хлорита. Оливиновые базальты и диабазовые порфириты содержат буроватое вулканическое стекло. Количество его непостоянно, в основном незначительно. При вторичных процессах стекловатая масса замещается тонкодисперсным хлоритом. В целом рассмотренные разновидности пород сходны с оливиновыми долеритами и диабазами, отличаясь от них главным образом лишь структурными особенностями.

Базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты, лишенные оливина, также играют существенную роль в строении девонской вулканогенной серии Кузнецкого прогиба. В отличие от описанных оливиновых базальтовых и диабазовых порфиритов в них полностью отсутствует оливин, зато содержание моноклинного пироксена существенно. Последний сравнительно редко образует мелкие короткостолбчатые фенокристы. В виде мелких большей частью идиоморфных зерен пироксен, как правило, равномерно рассеян в основной массе породы, где заполняет интерстиции между микролейстами плагиоклазов. Иногда встречаются мелкие пойкилитовые включения пироксена в фенокристах плагиоклаза.

Плагиоклаз фенокрист всегда представлен лабрадором. Мелкие же его лейсты в основной массе сложены либо более кислым лабрадором, либо, реже, андезином. Микролейсты плагиоклаза основной массы обычно переплетаются беспорядочно, но нередко вытянуты в определенном направлении. В последнем случае структура пород приобретает явно выраженный пилотакситовый облик. Иногда в рассматриваемых породах в очень значительном количестве присутствуют мелкие кристаллы магнетита размером до 0,1 *мм*. Их содержание может достигать 10—12%. Вторичные изменения в рассматриваемых породах аналогичны описанным выше изменениям оливиновых базальтов и диабазовых порфиритов.

Нередко в верхних частях покровов базальтов и диабазовых порфиритов встречаются несколько своеобразные разновидности этих пород. Для них характерно полное отсутствие оливина и незначительное содержание пироксена и рудного минерала при постоянном наличии в базисе породы хлоритизированного стекла. Редкие порфировые выделения таких пород образованы исключительно плагиоклазом. Их трахитоидная структура и незначительное содержание в них темноцветных минералов при основном составе плагиоклаза, сложенного лабрадором или андезином, сближают эти породы с лабрадоровыми порфиритами.

Химический состав базальтов и диабазовых (базальтовых) порфиритов приведен в табл. 6, а также на диаграмме (рис. 21).

По химическому составу некоторые породы данной группы близки к типичным базальтам (по Р. Дэли), но другие занимают промежуточное положение между базальтами и андезитами и приближаются по составу к андезито-базальтам.

Лабрадоровые порфириты занимают промежуточное положение между базальтами и диабазовыми (базальтовыми) порфиритами, с одной стороны, и андезитами и андезитовыми порфиритами, с другой. Свежие или почти не измененные кайнотипные эффузивные породы, имеющие состав лабрадоровых порфиритов, иногда выделяют под названием андезито-базальтов.

Лабрадоровые порфириты широко распространены лишь на востоке и на юге Кузнецкого прогиба и совершенно отсутствуют в пределах юго-западной и северо-западной окраин. Они залегают среди других пород девонской вулканогенно-красноцветной серии преимущественно в виде

покровов, но образуют также многочисленные дайки, которые секут породы главным образом нижней части разреза вулканогенной серии.

Лабрадоровые порфириты обладают хорошо выраженной порфировой структурой. Их афанитовая или тонкозернистая основная масса обычно имеет темно-серую, реже зеленовато- или фиолетово-серую окраску. Заключенные в ней крупные от 2—3 до 15 *мм* порфировые выделения принадлежат зеленовато-серому или светло-серому лабрадору.

Лабрадор фенокрист образует идиоморфные таблитчатые кристаллы с хорошо развитыми гранями (010). Строение кристаллов обычно зонарное, состав периферических зон отвечает олигоклазу. Вместе с лабрадором среди фенокрист изредка присутствует моноклинный пироксен в виде короткостолбчатых светло-бурых идиоморфных кристаллов.

Основная тонкозернистая масса пород характеризуется интерсертальной, микроофитовой, реже гиалопилитовой структурой; в последнем случае в породе развит бурый аморфный мезостазис. В строении основной массы участвуют основной андезин, реже олигоклаз или даже олигоклаз-альбит, образующие оторочки вокруг более основных плагиоклазов, а также отдельные ксеноморфные зерна моноклинного пироксена, обильные зерна магнетита и иголочки апатита.

Наряду со свежими лабрадоровыми порфиритами встречаются более или менее измененные породы, в которых и основная масса и фенокристы замещены хлоритом, серицитом, карбонатами, эпидотом, альбитом и кварцем. Вулканическое стекло базиса обычно превращается в тонкочешуйчатые агрегаты хлорита.

Химический состав лабрадоровых порфиритов можно видеть в табл. 6, а также на диаграмме (рис. 21), на которой рассматриваемые породы занимают промежуточное положение между базальтами и андезитами, больше приближаясь к типичным базальтам.

Андезитовые порфириты, как и лабрадоровые, значительно распространены среди пород девонской вулканогенной серии Кузнецкого прогиба. Они развиты в пределах северо-восточной, восточной и южной краевых его частей. Здесь они встречаются в ассоциации с основными базальтоидными породами и приурочены главным образом к нижней и средней частям вулканогенной серии; в верхней же ее части их значительно меньше. Андезитовыми порфиритами образованы мощные покровы, а также дайки. По р. Кондома, например, ниже устья р. Тельбес, мощность одного из таких покровов около 45—50 *м*.

Окраска андезитовых порфиритов темно-серая или зеленовато-серая, иногда с фиолетовым оттенком. Структура пород порфировая, но плагиоклаз фенокрист в них образует кристаллы, не превышающие 2—2,5 *мм* в длину. В андезитовых порфиритах существенно преобладает плагиоклаз, во вкрапленниках принадлежащий андезину. Его кристаллы оплавлены и почти всегда резорбированы. Часто они содержат пойкилитовые включения пироксена. В резко подчиненном количестве присутствуют мелкие вкрапленники ромбического пироксена.

Структура основной массы пород гиалопилитовая или пилотакситовая. В ее составе резко преобладает плагиоклаз. Моноклинный пироксен представлен мелкими редкими кристалликами и зернами. Микролиты плагиоклаза обычно сложены андезином, реже альбит-олигоклазом. Весьма редок аллотриоморфный калиевый полевой шпат. Часто в породах содержится стекловатый базис.

Вторичные изменения пород выражаются замещением пироксена и плагиоклазов агрегатами хлорита, карбонатами, кварцем и минералами группы эпидота; нередко плагиоклаз замещается альбитом, а мезостазис пород — хлоритом.

Эссекситовые порфириты отмечены на юго-западе Кузнецкого прогиба в сафоновских слоях в виде редких покровов мощностью до 25—40 *м*. Эти породы весьма сходны с андезитовыми порфиритами, интенсивно альбитизированы, карбонатизированы и хлоритизированы, что не позволяет установить с необходимой точностью содержание в их основной массе щелочного полевого шпата, хотя его присутствие и существенная роль несомненны.

На диаграмме (рис. 21) видно, что фигуративные точки соответствующих пород, залегающих в сафоновских слоях, располагаются намного правее фигуративной точки андезитов (по Р. Дэли) и близки к фигуративной точке трахиандезитов. Поэтому соответствие данного типа пород эссекситовым порфиритам вполне вероятно.

Плагиопорфиры представляют собой редко встречающийся тип пород. Они наблюдались среди девонских отложений в ядре Крапивинского палеозойского купола в виде даек, маломощных пластовых тел и мелких штоков. Такие тела были выявлены в нижнем течении р. Тайдон в девонской осадочно-вулканогенной толще почти непосредственно под верхнедевонскими отложениями, а также по р. Томь ниже устья р. Осиповка среди мощных конгломератов нижней части девонского разреза Крапивинского района.

Плагиопорфиры обладают желтовато-серой, красновато-серой или красной окраской и мелкозернистой основной массой, в которой хорошо заметны желтовато-серые или розовато-серые порфировые выделения олигоклаза, достигающие 2—3 *мм* в длину. Реже порфировые выделения образованы калиевым полевым шпатом. В основной массе сравнительно крупными размерами иногда выделяется и биотит, обычно замещенный хлоритом. Плагиоклаз фенокристаллов сдвойникован, более или менее разрушен и нередко замещен серицитовыми или серицит-карбонатными агрегатами. Основная масса плагиопорфиров сложена кварцем, альбитом и калиевым полевым шпатом, причем полевошпатовая ее часть резко преобладает над кварцем. В основной массе содержатся, кроме того, биотит и магнетит, из акцессорных минералов — апатит, а из вторичных — серицит и хлорит. Содержание тонкодисперсного материала гидроокислов железа изменчиво, но в целом весьма значительно. Присутствие этого материала и обусловливает появление красноватых тонов в окраске описываемых пород. Структура основной массы напоминает микрогранитную.

Химический анализ плагиопорфиров Крапивинского района приведен в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21). Этот анализ близок трахиандезитам по Р. Дэли, но отличается от них несколько повышенным содержанием кремнезема.

Фельзит-порфиры, фельзиты, кератофиры и кварцевые кератофиры развиты в девонской вулканогенной серии Кузнецкого прогиба в целом незначительно. Они вовсе не известны в присалаирской полосе, а также на северо-востоке прогиба. На южной его окраине, в северной части Горной Шории, такие породы установлены рядом исследователей, отмечающих, что кислые излившиеся породы по сравнению с основными и средними несравненно меньше распространены. Лишь на северо-западной окраине Кузнецкого прогиба, во внешней прикузбасской полосе Томь-Колыванской дуги, кислые излившиеся породы и их туфы играют существенную роль в строении живетской вулканогенной толщи. Эти породы здесь рассланцованы и сильно изменены вторичными процессами.

Фельзит-порфиры приурочены преимущественно к живетской вулканогенной толще северо-западной окраины Кузнецкого прогиба. Макро-

скопически это светло-серые, реже зеленовато-серые породы с порфировым строением. В их основной массе, имеющей афанитовое сложение, присутствуют вкрапленники полевых шпатов размером до 4 *мм*, составляющие иногда до 10% породы. Фельзит-порфиры состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Фенокристы образованы преимущественно олигоклазом, содержащим значительные вростки серицита и кварца. Более редки фенокристы мутного буроватого калиевого полевого шпата.

Основная кварц-полевошпатовая масса пород имеет микрофельзитовую структуру, иногда с явными признаками течения. Кроме аллотриоморфных зерен кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза, она содержит также незначительное количество мелких чешуек слюды. Значительно подчас количество короткостолбчатых и изометрических кристалликов сфена и титаномагнетита. Среди акцессорных минералов присутствует также апатит. Вторичные минералы — хлорит, альбит, карбонаты и кварц.

Кроме фельзит-порфиров, на северо-западной окраине Кузнецкого прогиба незначительно развиты фельзиты. Они отличаются от фельзит-порфиров полным отсутствием порфировых вкрапленников. В основном же состав этих пород, которым свойственна типичная литоидная структура, аналогичен составу основной массы фельзит-порфиров.

На юге Кузнецкого прогиба фельзит-порфиры и фельзиты не наблюдались в коренном залегании. Они были найдены здесь лишь в виде обломков в вулканических туфах кислого состава.

Кварцевые кератофиры были обнаружены на правом берегу р. Кондома южнее с. Подкатунь. Здесь ими, по всей вероятности, образован маломощный покров (видимая мощность 6,5 *м*), поверх которого залегает толща красноцветных аргиллитов и алевролитов. Эти породы имеют порфировое строение и лилово-бурую окраску. Порфировые выделения в них образованы сдвойникованным серицитизированным альбитом, реже альбитизированным калиевым полевым шпатом. Основная масса имеет фельзитовую структуру и сложена кварцем и альбитизированным калиевым полевым шпатом. Ее лилово-бурая окраска обусловлена значительной примесью тонкодисперсного материала гидроокислов железа. Кварц в составе основной массы нередко образует крупные зерна (по размеру они всегда уступают фенокристам плагиоклаза), которые обладают явно ксеноморфными очертаниями. Породы существенно изменены вторичными процессами, хлоритизированы и эпидотизированы. В них содержатся, кроме того, мелкие игольчатые кристаллы апатита. В основной массе пород весьма часто встречаются миндалины, заполненные кварцем (в центре) и хлоритом (по периферии).

Кератофиры отмечены только на юге Кузнецкого прогиба по р. Томь в нижней части вулканогенной серии. Они, вероятно, образуют маломощные покровы. Эти породы окрашены в лиловые тона и имеют хорошо выраженную порфировую структуру. Порфировые выделения, достигающие 1,5—2 *мм*, сложены удлиненными лейстами сдвойникованного альбита. Они часто содержат мелкие включения рудного минерала (магнетита) и в значительной мере замещены карбонатами. Основная масса пород сложена главным образом микролитами альбита. Промежутки между ними заполнены тонкозернистой массой, имеющей микрофельзитовую структуру и состоящей из кварца и калиевого полевого шпата. Кроме того, в основной массе есть мелкие зерна рудного минерала и тонкодисперсный пелитоморфный материал гидроокислов железа, обусловливающий лиловую окраску пород. Из вторичных минералов содер-

жатся также кальцит и серицит, они замещают плагиоклазы основной массы.

Химический состав кератофиров приведен в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21). Фигуративная точка, соответствующая химическому составу изученной породы, значительно удалена от соответствующей точки, изображающей состав кератофиров (по Р. Дэли), но близка к точке щелочноземельных трахитов.

Многие исследователи, изучавшие девонскую вулканогенную серию южной окраины Кузнецкого прогиба, указывают на существенное развитие в ее составе кислых и отчасти субщелочных излившихся и жильных пород.

В частности, М. А. Усов (1927) и В. С. Батурин (1935, 1936) давно уже отмечали в девонской вулканогенной серии этой части прогиба ортофиры, фельзит-порфиры и кварцевые альбитофиры, образующие маломощные покровы, силлы и дайки. По новейшим данным В. П. Болтухина и Г. П. Турченко, кератофиры развиты в низах вулканогенной серии Томь-Усинского района, а выше располагаются пирокластические образования — туфовые и лавовые брекчии и туфы, сложенные в значительной мере из обломков кератофиров.

Обилие кварцевых и бескварцевых кератофиров и их туфов отмечает П. Ф. Лавренов для девонской вулканогенной серии Израсского района Горной Шории.

Кварцевые кератофиры, приуроченные преимущественно к самым низам разреза вулканогенной серии, описаны П. Ф. Лавреновым как плотные стекловатые светло-зеленые, светло-серые и лиловые породы с раковистым изломом и флюидальной структурой. Им свойственна фельзитовая или сферолитовая структура основной массы. Порфировые выделения представлены лейстами альбита размером от 1 до 3 *мм*, по которым развит серицит, изредка зернами кварца. Кварц входит в состав основной массы пород, интенсивно серицитизированной, а в темноокрашенных разновидностях запыленной гематитом. Кератофиры обычно расположены стратиграфически выше кварцевых кератофиров. Они в большинстве случаев окрашены в голубовато-серые, лиловые или бурые тона. Эти породы образуют жерла вулканов и потоки. П. Ф. Лавренов отмечает распространение кварцевых порфиров, которые, по его данным, приурочены к средней части разреза девонской вулканогенной серии. В верхней части разреза они им не были обнаружены, хотя М. А. Усов (1936) указывал на дайки кварцевых альбитофиров, секущие эту часть разреза.

Пирокластические породы в девонской вулканогенной толще Кузнецкого прогиба теснейшим образом связаны с излившимися породами и распространены сравнительно широко. Главная их масса имеет тот же состав, что и рассмотренные выше излившиеся породы, но некоторые разновидности в нижней части вулканогенной серии на юге Кузнецкого прогиба возникли в результате извержения кислых липаритовых лав.

Пирокластические породы сложены туфовыми брекчиями и туфами. Туфовые брекчии развиты главным образом на юге и востоке Кузнецкого прогиба. В вулканогенной толще прикузбасской части Томь-Колыванской дуги они распространены менее широко, а на юго-западе прогиба не установлены.

В Томь-Бельсинском районе туфовые брекчии состоят из угловатых обломков главным образом андезитовых, реже диабазовых (базальтовых) порфиритов. Максимальные размеры обломков 15 *см*. Вместе с обломками меньшего размера они погружены в основную тонкозернистую

массу породы, образующую цемент ясно выраженного базального типа. Основная масса обычно зеленовато-серая, иногда пестрая, с красными и лиловыми разводами. Она состоит преимущественно из тончайших стекловатых пепловых частиц и продуктов их изменения, представленных хлоритом.

В Барзасском районе, где в вулканогенной серии преобладают диабазовые (базальтовые) порфириты, а также в других районах распространения аналогичных пород с ними связаны туфовые брекчии, которые отличаются примерно одинаковыми размерами обломков, обычно не превышающих 0,5 *см* в поперечнике. Брекчии имеют зеленую, зеленовато-серую или бурую окраску. Обломки пород, образующие грубокластическую часть таких брекчий, сложены почти исключительно базальтовыми порфиритами, реже другими типами излившихся пород, свойственных разрезу вулканогенной серии, а также обломками сильно измененных основных вулканических стекол. Цемент пород — весьма хлоритизированное серицит-кремневое вещество с мелкими осколками полевых шпатов и кварца, а также пород диабазового состава.

Туфы обычно сопровождают туфовые брекчии и часто с ними переслаиваются. От туфовых брекчий они отличаются гораздо меньшими размерами слагающих их частиц, а внешним видом часто напоминают алевролиты, песчаники, мергели или излившиеся породы типа порфиритов. Кластический материал туфов состоит из обломков пород и минералов, а также тончайших стекловатых пепловых частиц. В зависимости от количества обломков минералов и горных пород можно различить соответственно кристалло- и литокластические туфы. В кристаллокластических туфах обломки минералов существенно преобладают над обломками пород, в литокластических туфах те же обломки играют второстепенную роль. Помимо кристалло- и литокластических туфов, выделяются витрокластические туфы. Они состоят в основном из стекловатых пепловых частиц.

Кристалло- и литокластические туфы относятся к наиболее распространенным типам вулканических туфов. В зависимости от преобладания в породах обломков эффузивов того или иного состава и некоторых характерных минералов среди образований этого подразделения удобно выделять базальтовые, андезитовые и липаритовые туфы.

Базальтовые туфы в девонской вулканогенной серии Кузнецкого прогиба распространены в целом незначительно и представлены исключительно литокластическими разностями. Они были установлены в Барзасском районе, а также на южной окраине Кузнецкого прогиба. Им свойственна зеленовато-серая или буровато-серая окраска. Крупнокластическая их часть — угловатые обломки преимущественно базальтовых порфиритов. В подчиненном количестве присутствуют осколки полевых шпатов. Основная масса пород сложена полевыми шпатами, кварцем и тонкочешуйчатым хлоритом.

Андезитовые туфы распространены более широко, чем базальтовые, и наблюдаются на северо-востоке, востоке, юге и юго-западе Кузнецкого прогиба. Эти породы обладают зеленовато-серой или лилово-серой окраской. В их основной тонкозернистой массе содержатся мелкие обломки преимущественно лабрадоровых и андезитовых порфиритов, а также осколки минералов — почти исключительно полевых шпатов. Последние иногда достигают значительного размера (1,5 *мм*). Весьма часты обломки шлаков, значительно реже встречаются обломки излившихся пород базальтового или липаритового ряда. Основная масса андезитовых туфов сложена тонкозернистым агрегатом полевых шпатов и хлорита. Довольно часто и притом в обильном количестве в ее составе наблюда-

ются также вторичные — эпидот, альбит и кварц. Нередко обломки пород и основная масса туфов испытывают интенсивную карбонатизацию. В иных случаях карбонатизации подвергаются лишь осколки кристаллов полевых шпатов. Гораздо реже отмечается каолинизация полевых шпатов. Такого рода изменения установлены лишь для андезитовых туфов Крапивинского района.

Липаритовые туфы встречаются реже, чем другие разновидности туфов. Они известны на юге Кузнецкого прогиба, в Крапивинском районе, а также на северо-западе Кузнецкой впадины среди живетских вулканогенных пород. Эти туфы имеют зеленовато-серую или ярко-зеленую окраску. Обломочный материал в них, редко достигающий размера 2—3 *мм*, относится главным образом к излившимся породам липаритового ряда и осколкам минералов. Преобладают обломки фельзитов и фельзит-порфиров, реже кварцевых порфиров. Весьма редки обломки андезитовых порфиритов и вулканических стекол.

Фельзитам и фельзит-порфирам соответствуют афировая или порфировая структуры. Структура основной их массы фельзитовая или сферолитовая. Она сложена альбит-олигоклазом и калиевым полевым шпатом, а также кварцем. Порфировые выделения фельзит-порфиров — исключительно альбит-олигоклаз. Осколки минералов, слагающие главную часть крупнообломочной фракции кислых вулканических туфов, образованы кислыми плагиоклазами, кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Основная масса липаритовых туфов сложена тончайшим скрытокристаллическим агрегатом зерен, возникшим в результате девитрификации и вторичных изменений пепловых частиц. Иногда она обнаруживает микрофельзитовую структуру. Реликтовую пепловую структуру основной массы удается наблюдать весьма часто. В липаритовых туфах обычны процессы хлоритизации основной массы и альбитизации полевых шпатов. Нередко основная масса пород и полевые шпаты подвержены карбонатизации.

На юге Кузнецкого прогиба, а также на северо-западной его окраине среди пирокластических пород липаритового состава сравнительно редко встречаются игнимбриты (спекшиеся туфы). По составу они не отличаются от липаритовых лито- и кристаллокластических туфов, но для их структуры характерны некоторые отличительные особенности.

В игнимбритах скопления расстеклованных и спекшихся пепловых частиц ориентированы в определенном направлении и плотно облекают, изгибаясь, оплавленные включения пород и осколков минералов. Переходы от основной массы к обломкам обычно постепенные. Ориентированное субпараллельное расположение основной массы и скоплений обусловливает флюидальную структуру пород и создает полное впечатление течения материала. Основная масса иногда интенсивно эпидотизирована.

С описанными выше кислыми лито- и кристаллокластическими туфами связаны постепенными переходами также витрокластические туфы. В отличие от лито- и кристаллокластических туфов в них очень мало или совсем нет обломков пород и минералов, они состоят исключительно из стекловатых пепловых частиц. Витрокластические туфы имеют зеленовато-серую, буровато-серую или почти белую окраску и иногда напоминают мергели. Тончайшие пепловые стекловатые частицы превращены в связи с процессами девитрификации стекла в тонкозернистый скрытокристаллический агрегат большей частью неопределимых минералов, среди которых устанавливаются кварц или халцедон, хлорит и иногда серицит.

Нередко пепловые частицы замещаются карбонатами или тонкозернистым кварцем. Стекловатые частицы сцементированы тонкозернистым скрытокристаллическим агрегатом хлорит-серицитового состава. Кроме хлорита и серицита, в составе этой массы есть эпидот, карбонаты и гидроокислы железа. Эпидоту всегда сопутствует вторичный кварц. В витрокластических туфах встречаются мелкие обломки горных пород и минералов.

Обломки пород образованы фельзитами, фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами; осколки минералов — олигоклазом, андезином, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом, магнетитом и сфеном. Очень часто в витрокластических туфах присутствуют также обломки зеленоватого и буроватого вулканического стекла.

Лаво-шлаковые образования широко распространены среди пород девонской вулканогенной толщи Кузнецкого прогиба, особенно на северо-восточной, восточной и юго-восточной его окраинах. Они сопровождают почти каждый покров.

Обычно лавовые шлаки приурочены к верхним частям покровов, но в некоторых случаях слагают тела покровов почти целиком. Нижняя граница лаво-шлаковых оторочек расплывчатая и связана постепенными переходами с основной частью покрова, верхняя — обычно сравнительно ровная и довольно резко отделяет лаво-шлаковую зону от залегающего выше покрова.

Среди лаво-шлаковых образований, участвующих в строении верхних частей покровов, различаются пузыристые и миндалекаменные шлаки и лавовые брекчии.

Пузыристые и миндалекаменные шлаки — наиболее широко распространенная разновидность лаво-шлаковых образований. Пузыристые шлаки с незаполненными пустотами относительно редки. Более обычны миндалекаменные шлаки — ноздреватые породы, в которых разнообразной формы пустоты (эллипсоидальные, шарообразные, неправильных, весьма причудливых очертаний) размером от долей до 2—2,5 *см* заполнены кварцем, халцедоном, пренитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, а также битумами. Лавовые шлаки с пустотами, заполненными битумами, наблюдались в Барзасском и Крапивинском районах. Миндалины значительно отличаются друг от друга по пространственному размещению в них пустот и составу заполняющих пустоты продуктов. Иногда пустоты во всей шлаковой массе заполнены только одним минералом (кальцитом, кварцем или хлоритом). Но большей частью они заполнены одновременно несколькими минералами (кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом, битумами).

Иногда миндалины имеют зонарное строение. Обычно краевые части последних бывают сложены кальцитом или хлоритом, а центральные — кварцем, эпидотом и другими минералами. Нередко краевые части пустот основных пород сложены тонкими каемками бурого стекла (кружевные шлаки). Довольно часто среди лавошлаковой массы пород встречаются обломки вулканического стекла, густо пропитанные гидроокислами железа.

Лавовые брекчии более редки, чем пузыристые и миндалекаменные шлаки. Цементирующая лавовая масса этих пород по составу не отличается от материала обломков, остроугольные обломки и цементирующая их масса, как правило, сложены одной и той же разновидностью эффузивной породы. Контуры обломков в рассматриваемых породах в большинстве случаев довольно резки. Лишь изредка наблюдаются постепенные переходы от обломков к цементирующей их массе; такие породы по строению близки к эвтакситам.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В период между затуханием вулканической активности во второй половине девонского периода (в живетский век или в верхнедевонскую эпоху) и возобновлением ее в верхнем палеозое (в пермском периоде) в Кузнецком прогибе почти нигде не обнаруживаются ясные признаки деятельности древних вулканов. Известно тем не менее, что в нижнекаменноугольных отложениях прогиба имеются породы, содержащие более или менее значительную примесь пирокластического материала и относящиеся к турнейскому и визейскому ярусам (Микуцкий, 1958). В частности, кристаллокластические и кристалловитрокластические туфы выявлены С. П. Микуцким среди терригенно-пирокластических слоев абышевской зоны турне, образующих пачку от 5 до 65 *м* мощности. Т. Г. Сарычевой и Е. Д. Розановой терригенные породы (песчаники, алевролиты и аргиллиты) с примесью пирокластического материала отмечены в нижней части подъяковской зоны визе, имеющей мощность от 18 до 180 *м*. Пирокластический материал есть и в терригенных породах верхотомской зоны визе.

Проявления вулканической деятельности обнаруживаются в Кузнецком прогибе и в верхнем палеозое, в пермский период. Этому времени соответствует образование туфов и терригенных пород, содержащих пирокластический материал в верхах балахонской серии (нижняя пермь, ишановская подсвита). Такие породы образуют пачку 7—10 *м* мощности в Заломненской депрессии, в пределах которой они прослежены бурением на площади около 200 *км*^{2} (Алехина, 1960; Будников, Казанский, Лежнин, 1960). Эти породы сильно изменены и представлены бентонитами, в которых, по данным В. И. Будникова, Ю. П. Казанского и А. И. Лежнина (1960), имеется вулканический материал в виде пепловых частиц стекла с характерной рогульчатой, остроугольной и серповидной формой. Показатель преломления стекла (1,520—1,528) соответствует, скорее всего, андезитам. Среди пермских угленосных отложений в Кузнецком прогибе известны также немногочисленные тонкие (несколько сантиметров) прослои довольно мелкозернистых пепловых туфов.

Помимо бентонитов и пепловых туфов, в разрезах верхнепалеозойских отложений местами встречаются более или менее мощные пластовые залежи и дайки долерит-монцонитов. Они имеются в юго-восточной части прогиба — в Томь-Усинском и Мрасском районах, на востоке его — в бассейне р. Терсь, в Крапивинском районе на р. Змеинка, а также в Инской ветви Кузнецкого прогиба на площади Завьяловского угольного месторождения (Кутолин, 1963).

В Томь-Усинском районе, по данным А. И. Боева и Э. М. Сендерзона, имеются два силла, прослеженных на протяжении около 40 *км* на водоразделе рек Мрас-Су и Томь и далее на восток до р. Уса. Силлы дислоцированы совместно с вмещающими угленосными отложениями и смещаются теми дизъюнктивными нарушениями, которые секут угленосную толщу. Местами устанавливается, что силлы косо пересекают угленосные отложения. Мощность силлов изменчива, максимальная — 125—130 *м*. В этом районе наблюдалась также дайка долерит-монцонита мощностью до 25 *м*, прослеженная на протяжении 8 *км*, с падением на ЮВ под углом 70—75°. Эта дайка связана с верхним силлом.

В Терсинском районе установлена также пластовая аналогичного состава залежь — вероятно, северное продолжение верхнего силла Томь-Усинского междуречья. Максимальная мощность его такая же, как и двух предыдущих. В Крапивинском районе отмечены лишь дайки основных пород, а в Инской ветви Кузнецкого прогиба — пластовая залежь

основных пород, как и в предыдущих случаях изогнутая согласно с вме щающими породами.

Возраст долерит-монцонитовых и других силлов и даек пермский, по предположению В. А. Кутолина (1963), ссылающегося на залегание силлов, согласное с дислоцированными осадками «балахонской серии», что было установлено геологоразведочными работами последнего времени. Между тем таким доводам противоречит прямолинейная ориентировка даек, секущих складчатые толщи без каких-либо признаков повторения складчатости вмещающих отложений.

Таким образом, верхнепалеозойский возраст долерит-монцонитовых силлов устанавливается условно.

По петрографическим особенностям среди пород, слагающих силлы, В. А. Кутолин (1963) выделяет кварцево-оливиновые и кварцевые, а также пегматоидные долерит-монцониты, долеритовые порфириты, кварцевые долериты, диорит-монцониты и микрограниты. Кварцево-оливиновые долерит-монцониты имеют темно-серую окраску и состоят из лабрадора, калинатрового полевого шпата, оливина, моноклинного пироксена, микропегматита, кварца, амфибола, биотита, рудного минерала и апатита. Среди вторичных минералов много зеленого биотитоподобного минерала и иддингсита. Структура пород пойкилоофитовая. Оливин в них — гортонолит с 55—60% фаялитовой молекулы. Моноклинный пироксен имеет состав En : Wo : Fs = 37 : 43 : 20.

Кварцевые долерит-монцониты отличаются от описанного выше типа пород меньшим содержанием оливина и несколько повышенным — кварца и микропегматита. Плагиоклаз в них принадлежит андезину. Моноклинный пироксен содержит около 30% ферросилита, а оливин — около 60% фаялитовой молекулы. Некоторые разновидности этих пород имеют порфировидную структуру вследствие обособления крупных кристаллов плагиоклаза и пироксена.

Пегматоидные долерит-монцониты отличаются от кварцево-оливиновых и кварцевых главным образом структурой — гипидиоморфнозернистой, с элементами пегматоидного строения. Плагиоклаз в них — андезин; пироксен и оливин более железисты. Кварцевые монцониты существенно отличаются от рассмотренных выше пород: в них отсутствует оливин, больше калинатрового полевого шпата, кварца, микропегматита, роговой обманки, биотита и меньше количество пироксена.

Долеритовые порфириты, в которых вкрапленники представлены оливином, пироксеном и плагиоклазом, а основная масса имеет гиалопилитовую структуру и состоит из бурого стекла и микролитов плагиоклаза, типичны для краевых зон силлов. Что касается микрогранитов, то для них характерны наличие кислого плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, кварца, амфибола и биотита и микрогранитная структура. Химические анализы всех этих пород, отнесенных В. А. Кутолиным к трапповой формации, помещены в табл. 6 и показаны на диаграмме (рис. 21).

Вполне вероятно, что к верхнему палеозою относится также какая-то часть базальтов и туфов, обычно включаемых в состав мальцевской свиты. Во всяком случае, результаты пересмотра палеонтологических данных, обосновывающих возраст туфовой толщи Сибирской платформы (Садовников, 1964), заставляют предполагать, что, так же как и там, в Кузнецком прогибе отложения, относимые сейчас к нижнему триасу, могут, по крайней мере частично, принадлежать верхнему отделу пермской системы.

Вулканогенно-осадочные толщи соответствующего возраста сосредоточены в центральной части Кузнецкого прогиба, в северной части

Бунгаранской синклинали, в Салтымаковском хребте и Шарадановском увале. По данным В. А. Кутолина, в южном крыле Бунгаранской синклинали в этих толщах господствуют туфогенно-осадочные образования, а мощность и количество базальтовых покровов резко сокращаются. То же наблюдается и в Терсинском районе.

Наиболее полные данные о вулканогенных породах этих районов получены в недавнее время В. А. Кутолиным (1963), показавшим, что среди них имеются как излившиеся, так и интрузивные породы. Вулканическая деятельность началась с излияния базальтов, после чего произошло внедрение субвулканической интрузии микродолеритов (силлы и реже дайки), развитых среди базальтовых лав и осадочных пород, чередующихся с этими лавами. Вулканогенные образования В. А. Кутолиным разделены на четыре толщи, из которых две верхние отделены (каждая в отдельности) от подстилающих перерывом и базальными конгломератами.

Среди вулканогенных пород, имеющих, в общем, весьма однообразный состав, В. А. Кутолин описал базальты, являющиеся наиболее характерным членом вулканогенно-осадочных толщ, шаровые лавы, миндалекаменные породы, а также туфы и терригенные породы с примесью пирокластического материала (туффиты, «туфогенные песчаники» и алевролиты).

Базальты образуют покровы до 10 *м*, реже до 20 *м* мощности, прослеживаемые на протяжении до 500 *м*. Эти породы имеют темно-серую до черной окраску и состоят из мелких игольчатых фенокрист лабрадора, кристаллов оливина (гиалосидерита) и пироксена, погруженных в гиалопилитовую основную массу, состоящую из микролитов плагиоклаза, мелких зерен оливина и черного непросвечивающего стекла. В породах обычно содержатся миндалины, заполненные хлорофеитом, кальцитом и халцедоном. Иногда наблюдаются крупные вкрапленники лабрадора. Содержание пироксена и стекла неодинаково в базальтах из различных толщ. Шаровые лавы состоят из округлых или эллипсоидальных блоков базальта от 0,3 до 1,5—2,0 *м*, сцементированных массой из остроугольных мелких кусочков разложенного базальтового стекла и стекловатого базальта, скрепленных цеолитами и кальцитом. Кристалличность базальтов увеличивается от края к центру блоков. Нередко блоки покрыты наружной стекловатой или пузыристой коркой. Эти породы обычно не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются. Мощность их достигает 10 *м*, а прослеживаются они на несколько десятков, иногда сотен метров. В пластовых залежах отмечены микродолериты с пойкилофитовой структурой и микротолейиты, отличающиеся от них высоким содержанием стекла.

Залегающие в вулканогенной серии туфы имеют темно-зеленую окраску и состоят из алевритовых или псаммитовых обломков изотропного желто-бурого, желто-зеленого или зеленого базальтового стекла и цеолитового цемента порового типа. Встречаются также обломки моноклинного пироксена. Примесь пирокластического материала есть и в терригенных породах, что позволяет В. А. Кутолину выделять туфы и «туфогенные» песчаники и алевролиты.

Химические анализы базальтов и других вулканогенных пород приведены в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21).

Весьма близки по составу к предположительно верхнепалеозойским вулканогенным образованиям дайковые породы, известные в восточной части Томь-Колыванской складчатой системы в окрестностях г. Томска и г. Новосибирска.

В районе г. Томска дайки долеритов, эссексит-долеритов, монцонитов и гибридных пород, по данным К. В. Иванова (1956), пересекают складчатые структуры верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Долериты содержат значительное количество оливина, в эссекситовых долеритах присутствуют кварц, калиевый полевой шпат и микропегматит; монцониты же, образующие наиболее крупные дайки, состоят из андезин-лабрадора, калиевого полевого шпата, пироксена, амфибола, кварца, биотита, хлорита, рудных и акцессорных минералов. К гибридным породам К. В. Иванов относит кварцевые сиенит-диорит-порфиры и эссексит-диабазы, отличающиеся некоторыми особенностями состава и структуры, а также обилием мелких ксенолитов.

Химический состав пород приведен в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21).

В окрестностях г. Новосибирска В. А. Кутолин (1963) отметил дайки долеритов и долеритовых порфиритов мощностью от 1—2 до 100 *м*. Долериты имеют офитовую структуру и состоят главным образом из лабрадора, моноклинного пироксена (иногда с каемками амфибола) и оливина. В интерстициях содержатся кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Долеритовые порфириты отличаются наличием вкрапленников битовнита и оливина. Химические анализы пород помещены в табл. 6 и на диаграмме (рис. 21).

РУДНЫЙ АЛТАЙ

С тех пор как в 1938 г. появилась работа Н. А. Елисеева «Петрография Рудного Алтая и Калбы», в которой впервые были обобщены материалы по петрографии вулканогенных пород этой области, территория Рудного Алтая подвергалась весьма детальному исследованию. Изучены были вопросы стратиграфии и тектоники Рудного Алтая, общие вопросы его вулканизма и металлогении, многие вопросы петрографии и т. д. Тем не менее новейшие материалы по вулканогенным породам и их петрографии пока еще не систематизированы, хотя можно надеяться, что в ближайшие годы этот пробел будет ликвидирован, и появится новое обобщающее исследование вулканогенных пород Рудного Алтая, которое даст ясное и полное представление об особенностях развития вулканической деятельности на его территории.

В предлагаемом ниже очерке вулканической деятельности на Рудном Алтае рассмотрены главным образом вопросы размещения вулканогенных пород в разрезах в целях общего сравнения с другими территориями и лишь отчасти привлечены некоторые сведения о составе продуктов вулканической деятельности. Нельзя не отметить, что постоянно возникают дискуссии в отношении принадлежности тех или иных пород Рудного Алтая к продуктам вулканических извержений или к интрузивным образованиям. Это объясняется тем, что именно здесь особенно отчетливо прослеживаются тесные связи между глубинными магматическими очагами и теми излияниями и извержениями, которые ими питались. Наглядные примеры таких взаимоотношений между интрузиями и излияниями приведены для девонских вулканогенных образований в работах И. В. Дербикова (1952), Е. Б. Яковлевой (1954, 1956, 1957), Г. Н. Щербы (1954), В. И. Чернова (1954), В. С. Кузебного (1963) и других исследователей.

На Рудном Алтае вулканическая деятельность активно развивалась в течение девонского, каменноугольного и пермского периодов. Вулканическая деятельность каменноугольного периода была преемст-

венно связана с девонской, а пермского — возобновилась в меньших масштабах после значительного перерыва во времени, падающего на средний и верхний отделы каменноугольной системы.

В предлагаемом ниже очерке рассмотрены разрезы девонских вулканогенных образований и продукты девонской вулканической деятельности, затем разрезы и состав нижнекаменноугольных вулканогенных толщ и, наконец, общие сведения о строении и составе верхнепалеозойских вулканогенных образований.

СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РАЗРЕЗОВ

В Рудном Алтае девонские вулканогенные толщи сосредоточены главным образом в пределах Белоубинского и Быструшинского синклинориев, но встречаются и на территории Алейского и отчасти Синюшинского антиклинориев (рис. 22). Обзор этих разрезов удобнее начать с расположенного на востоке Белоубинского синклинория, а затем, постепенно перемещаясь на запад, рассмотреть разрезы других структурных зон (рис. 23).

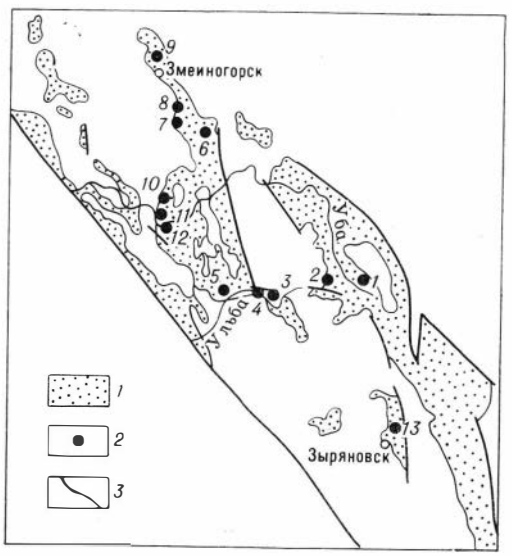


Рис. 22. Расположение изученных разрезов девонских вулканогенных образований Рудного Алтая:
1 — площади распространения вулканогенных пород; *2* — изученные разрезы; *3* — разломы

В **Белоубинском синклинории** наиболее интересны разрезы на реках Кучиха и Белая Уба в районе пос. Поперечное, на р. Брекса.

В районе пос. Поперечное на правобережье р. Белая Уба девонские отложения участвуют в строении сравнительно крупной антиклинали северовосточного простирания и довольно четко подразделяются на две толщи, резко отличающиеся по своему составу: нижнюю — вулканогенную и верхнюю — осадочную. Наиболее полный разрез (рис. 23, колонка 1) этих толщ имеется на юго-западном крыле антиклинали по правому берегу р. Кучиха. Он начинается в 2 *км* от ее устья, затем следует вниз по течению вплоть до р. Белая Уба и продолжается далее по правому берегу последней. Разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Сильно рассланцованные туфы липаритовых порфиров с редкими маломощными пластовыми телами серых базокварцевых кератофиров. Видимая мощность около 250 *м*.

2. Рассланцованные серые и темно-серые фельзиты и кварцевые кератофиры. Мощность 50 *м*.

3. Пачка желтовато-серых рассланцованных липаритовых туфов с маломощными пластовыми телами базокварцевых кератофиров и их вулканических брекчий. Мощность 130 *м*.

4. Серия покровов серых (базокварцевых) кератофиров с массивной текстурой. Мощность 180 *м*.

Общая видимая мощность вулканогенной толщи в разрезе свыше 600 *м*. Эта толща в пределах Лениногорского района выделяется под названием успенской свиты (Яковлев, 1955).

На вулканогенных породах согласно залегает мощная толща серых и темно-серых до черного цвета глинистых сланцев и алевролитов с прослоями и пластами серых и темно-серых песчаников, в верхней части разреза с пластовыми интрузиями, дайками, штоками и некками диабазов и габбро-диабазов. В низах осадочной толщи содержится фауна эйфельских брахиопод (Комар, 1957). Предполагается, что верхняя часть разреза толщи может принадлежать живетскому ярусу и верхнему отделу девонской системы. Осадочную толщу обычно выделяют под названием белоубинской свиты, предложенным Н. Н. Куреком еще в 1939 г.

На левом берегу р. Брекса, начиная от кл. Вдовинского до кл. Мартынова, а затем от устья последнего в направлении к г. Теремок (водораздел рек Брекса — Белая Уба), наблюдается один из наиболее полных разрезов девонских отложений Белоубинского синклинория (рис. 23, колонка 2), расположенный на границе его с Синюшинским антиклинорием. Последовательность слоев в разрезе следующая (снизу вверх):

1. По правому берегу кл. Вдовинского на додевонских метаморфических сланцах трансгрессивно, с резким угловым несогласием, залегают базальные конгломераты. Их галька сложена главным образом кварцем и метаморфическими сланцами. Мощность 8—10 *м*.

2. Выше конгломератов располагается пачка липаритовых туфов с маломощными слоями и линзами крупнозернистых песчаников (в основании пачки) и алевролитов. Общая мощность 140 *м*.

3. Серия маломощных покровов (базокварцевых кератофиров) с флюидальной текстурой. Мощность 60 *м*.

4. Липаритовые туфы с маломощными прослоями и линзами их вулканических брекчий. Мощность 100 *м*.

5. Маломощные покровы базокварцевых кератофиров, чередующиеся со слоями липаритовых туфов. Мощность 40 *м*.

6. Пачка липаритовых туфов и вулканических брекчий. Мощность 150 *м*.

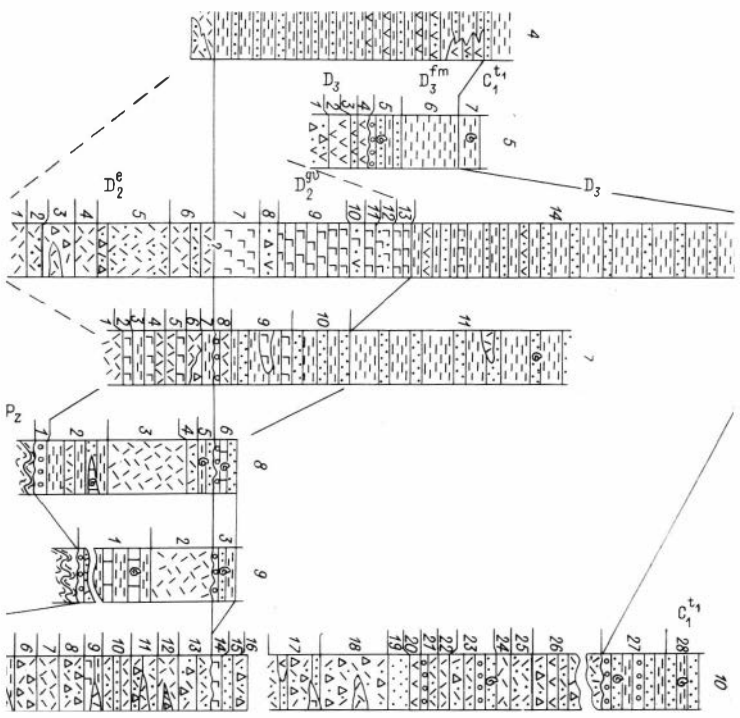
7. Песчаники известково-глинистые и глинистые сланцы с линзами и слоями глинистых известняков (мощность 5—10 *м*) с фауной. В верхней части пачки — липаритовые порфиры и их туфы (последние преобладают) с редкими маломощными слоями глинистых сланцев и песчаников. Общая мощность пачки 200 *м*.

Фауна в известняках этой пачки, впервые найденная А. Ф. Фоминых, представлена брахиоподами и мшанками, характерными для отложений эйфельского яруса среднего девона (Яковлев, 1955).

8. Выше залегает мощная пачка зеленых диабазов, андезитовых порфиритов и их туфов. В верхней части пачки туфы грубообломочные и по строению приближаются к туфовым брекчиям. Среди этих пород присутствуют маломощные выклинивающиеся по простиранию пластовые тела базокварцевых кератофиров и липаритовые туфы. Общая мощность 750 *м*.

От основания разреза и до этой пачки все породы сильно рассланцованы, выше по разрезу — менее рассланцованы.

9. Маломощные покровы серых и светло-серых кварцевых кератофиров. Мощность 80 *м*.


D3
D3fm
C1t1
D2e
D2gv
D3
Pz
C1t1

10. Липаритовые туфы и туфовые брекчии. Последние значительно преобладают в верхней части пачки. Мощность 70 *м*.

11. Светло-серые лавовые брекчии липаритовых порфиров. В нижней части пачки залегает маломощный (до 5 *м*) покров порфиритов. Мощность 80 *м*.

12. Мощная пачка покровов фельзит-порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров с редкими слоями их лавовых брекчий (мощностью 20—40 *м*) и маломощными линзами и прослоями липаритовых туфов. Мощность пачки 700 *м*.

13. Липаритовые туфовые брекчии и покров мощностью 20—25 *м* кварцсодержащих диабазов с миндалекаменной текстурой. Общая мощность 70 *м*.

Приведенный выше комплекс пород Г. Ф. Яковлевым (1955) был подразделен на четыре свиты (снизу вверх): лениногорскую — пачки 1—6; крюковскую — пачка 7; илинскую — пачка 8 и успенскую — пачки 9—13. Вулканогенные образования последней, как уже указывалось выше (рис. 23, колонка 1), развиты восточнее, ближе к центральной части Белоубинского синклинория.

14. На толще вулканогенных образований (пачки 1—13), так же как в предыдущем разрезе, согласно залегает мощная толща осадочных пород, относящихся к белоубинской свите и представленных темно-серыми до черного цвета алевролитами, глинистыми сланцами, переслаивающимися с темно-серыми мелкозернистыми песчаниками. В средней и верхней частях толщи среди осадочных пород содержатся слои липаритовых туфов мощностью от 10 до 50 *м*. Отложения этой толщи с перерывами от 40 до 70 *м* по разрезу прослеживаются до вершины г. Теремок. Общая мощность осадочной толщи в данном разрезе 1300—1400 *м*.

15. В районе г. Теремок на песчано-сланцевых отложениях согласно залегает толща, образованная покровами сильно измененных порфиритов и диабазов с линзами и пластами песчаников и алевролитов. В основании толщи — маломощные покровы светло-серых и серых фельзитов. Видимая мощность толщи около 600 *м*. Ею заканчивается разрез девонских отложений.

На рассмотренном участке, начиная от кл. Вдовинского до правобережья р. Кучиха, среди вулканогенных и, особенно, осадочных пород довольно широко развиты штоки, некки и крупные пластовые интрузивные залежи диабазов и габбро-диабазов. Максимальные размеры штоков в поперечнике 2—2,5 *км*.

Судя по приведенным выше описаниям разрезов, угловые несогласия или перерывы между толщами вулканогенных и осадочных пород, объединяемых в белоубинскую свиту, отсутствуют. Исключением является район Выше-Ивановского белка, где в основании белоубинской свиты залегает горизонт конгломератов (Яковлев, 1955; Комар, 1957). Тем не менее в отложениях, залегающих выше и ниже этого горизонта конгломератов, судя по данным В. А. Комар, содержится эйфельская фауна. Г. Ф. Яковлев, по-видимому справедливо, считает, что наличие этого горизонта конгломератов свидетельствует лишь о местном поднятии в пределах Синюшинского антиклинория в среднем девоне.

О непрерывности процессов осадконакопления в пределах Белоубинского синклинория не только в девонское, но и в каменноугольное время свидетельствуют факты, по которым устанавливается, что юго-восточнее рассматриваемой территории, в районе Зыряновска, на породах белоубинской свиты согласно залегают палеонтологически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения (Комар, 1957; Гречишникова, 1957, 1961).

В **Синюшинском антиклинории,** на его юго-западном крыле, на г. Сигнал, в районе с. Бутачиха приблизительно в 30 *км* к юго-западу от г. Лениногорска наблюдалась только нижняя часть девонского разреза (рис. 23, колонка 3). Здесь на древних метаморфических сланцах несогласно залегают (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты девонской толщи, кверху сменяющиеся гравелитами и песчаниками с редкими прослоями алевролитов и липаритовых туфов. В песчаниках содержится эйфельская фауна брахиопод, трилобитов и мшанок (Яковлев, 1955). Общая мощность пачки 120 *м*.

2. Выше следуют липаритовые и смешанного состава туфы, выклинивающиеся по простиранию и сменяющиеся андезитовыми порфиритами. В верхней части пачки на этих туфах залегают порфириты и их туфы. Мощность 100 *м*.

3. Серия покровов андезитовых порфиритов с массивной и миндалекаменной текстурой. В верхней части пачки залегает пласт андезитовых туфов мощностью 20 *м*. Общая мощность пачки 150 *м*.

4. Мощная пачка, сложенная серией покровов фельзитов и кварцевых кератофиров с линзами и слоями их туфов и туфовых брекчий. В основании пачки залегает пласт туфовых брекчий мощностью 20 *м*, в верхней части — покров андезитовых порфиритов мощностью 12 *м* с прекрасно выраженной миндалекаменной зоной в кровле покрова. Породы сильно рассланцованы, участками обохрены. Мощность пачки 300 *м*.

5. Рассланцованные туфы андезитовых порфиритов с единичными маломощными телами таких же порфиритов. Прослеженная мощность по разрезу 100 *м*.

6. По данным Э. Г. Дистанова (Комар, 1957), выше следует мощная пачка андезитовых туфов, среди которых присутствуют редкие покровы андезитовых порфиритов и липаритовых порфиров. Мощность 300 *м*.

7. Выше следует такая же мощная пачка вулканогенных и осадочных пород. Верхняя часть пачки образована липаритовыми порфирами и их туфами. Мощность 450 *м*.

Комплекс рассмотренных выше вулканогенно-осадочных пород перекрывается осадочными породами белоубинской свиты.

В. А. Комар (1957) указывает, что в нижней части этой свиты в районе г. Сигнал залегает горизонт конгломератов, и предполагает, что мощная осадочная толща (белоубинская свита) отделена от подстилающих вулканогенно-осадочных накоплений перерывом.

Г. Ф. Яковлев, напротив, считает, что все толщи здесь залегают согласно, и приводит следующие данные о строении верхней части девонского разреза в окрестностях пос. Бутачиха и пос. Черемшанка (рис. 23, колонка 4). По его данным, сложный вулканогенный комплекс, принадлежащий эйфельскому ярусу девонской системы, согласно перекрывается отложениями белоубинской свиты, мощность которой составляет 1300—1500 *м*. Свита представлена часто переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В них содержатся покровы андезитовых порфиритов и пласты их туфов, которые в верхней части разреза на некоторых участках преобладают над осадочными породами.

На отложениях белоубинской свиты согласно залегают палеонтологически охарактеризованные осадочные породы нижнего карбона (низы турнейского яруса).

Сравнительно недавно Л. И. Звягинцев (1965) привел следующий разрез среднедевонских вулканогенных образований в районе г. Зыряновска. Нижняя часть разреза сложена пачкой базальных конгло-

мератов, налегающих на нижнепалеозойские породы и имеющих мощность около 60 *м*.

Выше следует вулканогенная толща мощностью около 1000 *м* чередующихся андезитовых и липаритовых (кварц-альбитофировых по Л. И. Звягинцеву) туфов. В нижней части туфовой толщи встречаются пачки осадочных пород, а в верхней — кварцевых альбитофиров и андезитовых порфиритов. Продолжение разреза он наблюдал по правому берегу р. Хамир ниже пос. Путинцева, где также развиты преимущественно андезитовые и липаритовые туфы с подчиненными им пачками аргиллитов. Мощность этой части разреза около 350 *м*. Верхнюю часть данного разреза Л. И. Звягинцев описал по р. Бухтарма в 3 *км* к югу от упомянутого выше поселка. Здесь в низах разреза прослеживается толща чередующихся диабазовых и липаритовых (кварц-альбитофировых) туфов с подчиненными покровами диабазов, липаритовых порфиров (кварцевых альбитофиров) и их лавовых брекчий, а в верхней части залегает мощная (до 200 *м*) толща игнимбритов. Мощность вулканогенных пород на р. Бухтарма 565 *м*, а общая мощность среднедевонского вулканогенного разреза Зыряновского района достигает почти 2000 *м*.

В пределах **Быструшинского синклинория** вулканогенные образования известны среди эйфельских, живетских и верхнедевонских отложений.

В районе пос. Тарханка, по р. Чесурка (рис. 23, колонка 5) изучен небольшой участок распространения девонских андезитовых порфиритов, образующих систему покровов, сопровождаемых шлаковыми миндалекаменными зонами различной мощности — от 0,5 до 1,5 *м*, а также их туфами и туфовыми брекчиями. Прослеженная мощность вулканогенных пород 200 *м*. Разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Туфовые брекчии андезитовых порфиритов. Видимая мощность 50 *м*.

2. Серия покровов андезитовых порфиритов. Мощность 120 *м*.

3. Серо-зеленые и темно-зеленые туфы андезитовых порфиритов. Мощность 30 *м*.

4. Два покрова андезитовых порфиритов. Мощность 50 *м*.

5. Выше залегает пачка песчаников, переслаивающихся с серо-зелеными песчаниками и грязно-зелеными и серыми аргиллитами. В основании пачки — горизонт среднегалечных конгломератов мощностью 50 *м*. Участками непосредственно на конгломератах залегают линзы или тонкие слои мощностью до 1,0 *м* темно-серых песчаников. Общая мощность пачки 170 *м*.

В известковистых песчаниках нижней части приведенной выше пачки содержится фауна брахиопод, гастропод и пелеципод (Нехорошев, 1948; Гречишникова, 1957), характерных для отложений фаменского яруса верхнего девона.

6. По данным И. А. Гречишниковой (1957), выше палеонтологически охарактеризованных песчано-сланцевых отложений пачки 5 залегает мощная толща зеленовато-серых и серых алевролитов и аргиллитов. Мощность 320 *м*.

7. Выше согласно залегает пачка зеленовато-серых и серых алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями темно-серых глинистых известняков и мелкозернистых песчаников. Пачка содержит фауну брахиопод, пелеципод и, реже, мшанок, которую В. П. Нехорошев (1948), впервые детально изучивший строение и фауну данного разреза, отнес к низам турнейского яруса нижнего карбона.

По правобережью р. Глубокая, на северо-восточном крыле синклинория, разрез девонских вулканогенных образований (рис. 23, колонка 6) наблюдался примерно в 0,7 *км* от восточной окраины пос. Ключи и был прослежен вниз по течению реки на протяжении 6,5 *км*.

В этом разрезе основание не вскрыто, но в нем весьма четко выделяются две толщи: нижняя — липаритовых порфиров и их туфов и верхняя — диабазов, диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов и туфовых брекчий. Толщи образуют крупную несколько асимметричную антиклиналь северо-западного простирания, в ядре сложенную кислыми вулканогенными породами. Углы падения крыльев складки: северо-восточного — 50°, юго-западного — 40°. На северо-восточном крыле антиклинали верхняя толща залегает на липаритовых порфирах, отделяясь от них горизонтом порфировых туфов и туфовых брекчий мощностью до 70 *м*. Выше этого горизонта наблюдается чередование покровов диабазов, андезитовых порфиритов и их туфов с редкими пластовыми телами фельзитов, обладающих флюидальной текстурой.

На юго-западном крыле, примерно в 400—500 *м* западнее пос. Ключи, выше вулканогенных образований нижней толщи залегают диабазы и их туфы. Непосредственный контакт вулканогенных толщ на протяжении 30 *м* перекрыт делювиальной осыпью и неясен, хотя, например, В. А. Комар (1957) считает, что обе толщи разделены угловым несогласием.

Строение разреза в юго-западном крыле антиклинали таково (снизу вверх):

1. Темно-серые фельзиты с флюидальной текстурой. Видимая мощность 80 *м*.
2. Туфы липаритовых порфиров, а также их лавобрекчий, приуроченных к основанию пачки. Мощность 70 *м*.
3. Пачка лавобрекчий липаритовых порфиров с маломощными покровами голубовато-серых фельзитов. Размер угловатых обломков излившихся пород в лавобрекчиях варьирует от 0,5 до 2 *см*. Мощность 120 *м*.
4. Темно-серые фельзиты с массивной и полосчатой текстурой. Мощность 120 *м*.
5. Туфы липаритовых порфиров. Мощность пачки 400 *м*.
6. Темно-серые фельзиты, фельзит-порфиры с массивной или флюидальной текстурой. В верхней части пачки среди них присутствуют пласты липаритовых туфов. Общая мощность 240 *м*.
7. Чередующиеся покровы альбитизированных диабазов и диабазовых порфиритов. Значительно преобладают диабазы. Мощность 250 *м*.

Серия пачек 1—7 представляет собой нижнюю вулканогенную толщу, имеющую мощность около 1100 *м*. Далее следует 30-метровый перерыв в обнажениях, после которого по левому берегу р. Глубокая прослеживаются (снизу вверх) следующие пачки:

8. Пачка туфов и вулканических брекчий диабазовых порфиритов и диабазов. Мощность 100 *м*.
9. Чередующиеся серии покровов альбитизированных диабазов и диабазовых порфиритов и диабазовых спилитов. Перерывы в наблюдениях по разрезу достигают 20—50 *м*. Общая мощность 400 *м*.
10. Пачка диабазовых туфов. Мощность 70 *м*.
11. Серия покровов диабазов и диабазовых порфиритов.
12. Туфы диабазовые, с единичными прослоями и слоями известковистых аргиллитов и алевролитов. Мощность 100 *м*.

13. Серия покровов диабазовых порфиритов и миндалекаменных диабазов. Мощность 100 *м*.

14. На диабазах и диабазовых порфиритах согласно залегает мощная толща алевролитов, аргиллитов и песчаников. Прослеженная мощность этих отложений по разрезу около 100 *м*.

В. А. Комар (1957) указывает, что общая мощность этой толщи в разрезе, наблюдаемом по р. Глубокая, свыше 2200 *м*. В нижней части толщи среди осадочных пород присутствуют пласты андезитовых и диабазовых туфов, а в верхней — песчаников с большим содержанием переотложенного туфового материала. Верхнедевонский возраст осадочной толщи, согласно В. А. Комар (1957), устанавливается путем сопоставления ее с палеонтологически охарактеризованными фаменскими отложениями пос. Ивановское и среднего течения р. Уба. Нижние горизонты толщи условно относятся к франскому ярусу.

Какие-либо палеонтологические находки в вулканогенной толще рассматриваемого разреза не известны. В. А. Комар считает нижнюю часть толщи эйфельской, а верхнюю — живетской. Эйфельский возраст нижней части вулканогенной толщи данного разреза подтверждается сопоставлением ее с вулканогенной толщей (таловская свита), имеющей аналогичный состав и развитой в среднем течении р. Уба. В этом районе в таловской свите обнаружены мшанки (определения В. П. Нехорошева), указывающие на принадлежность отложений к эйфельскому ярусу среднего девона (Комар, 1957)

Верхнюю часть разреза вулканогенной толщи р. Глубокая В. А. Комар (1957) относит к живетскому ярусу, сравнивая ее с палеонтологически охарактеризованными отложениями, развитыми в районе г. Змеиногорска и пос. Гусино-Каменское. Однако в этих районах живетские отложения, во-первых, трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, налегают на подстилающие их породы эйфельского возраста; во-вторых, сложены они преимущественно осадочными породами и, таким образом, не представляют полной аналогии верхней толщи разреза р. Глубокая ни по составу, ни по условиям залегания. Живетский возраст верхней толщи, следовательно, определяется весьма условно.

Разрезы среднедевонских вулканогенных образований наблюдаются также в районах г. Змеиногорска (водораздел рек Карболиха и Крутишка), с. Каменка первая и с. Шипуновского (рис. 23, колонки 7, 8, 9). Разрезы расположены на границе Быструшинского синклинория с Алейским антиклинорием и отличаются от других участием в их строении палеонтологически охарактеризованных живетских отложений.

В районе с. Шипуновского (рис. 23, колонка 7) на водоразделе рек Шипуниха и Б. Черепаниха, а также по правому берегу р. Алей у устья р. Шипуниха строение разреза таково (снизу вверх):

1. Светло-серые и желтовато-серые фельзиты с флюидальной текстурой. Видимая мощность 20 *м*.

2. Экструзивная залежь габбро-диабазов. Мощность 10 *м*.

3. Черные глинистые сланцы. Мощность 30 *м*.

4. Сложно построенная пачка чередующихся покровов фельзитов и фельзит-порфиров с массивной и, реже, флюидальной текстурой и единичных маломощных пластов их лавобрекчий. В нижней части пачки среди фельзитов расположен покров диабазов мощностью 15 *м*. В этой части разреза много согласных тел габбро-диоритов мощностью от 2 до 5 *м*. Общая мощность 140 *м*.

5. Серия покровов альбитизированных диабазов, спилитов и кварцевых кератофиров, реже их лавобрекчий. Максимальная мощность покровов не превышает 7—10 *м*. Общая мощность пачки 120 *м*.

6. Маломощные покровы фельзит-порфиров, фельзитов, чередующиеся с маломощными пластами их туфовых брекчий и лавобрекчий. Мощность 100 *м*.

7. Грязно-зеленые аргиллиты и алевролиты. В верхней части пачки они переслаиваются с серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками. Песчаники значительно преобладают. Мощность 50 *м*.

8. Покровы фельзитов, фельзит-порфиров и кварцевых кератофиров с массивной и флюидальной текстурой, чередующиеся с маломощными покровами диабазов, слоями аргиллитов и липаритовых туфовых брекчий. В основании пачки залегают средне- и крупногалечные конгломераты лилового цвета с галькой известняков, диабазов и липаритовых порфиров. Мощность пачки 100 *м*.

9. Аргиллиты и алевролиты с тонкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. В верхней части пачки присутствуют экструзивные залежи габбро и габбро-диабазов мощностью от 5 до 60 *м*. В мощных залежах прекрасно выражено шаровое строение. Размер шаров в поперечнике колеблется от 0,5 до 1,5—2,0 *м*. На контактах с этими телами осадочные породы в различной степени ороговикованы. Общая мощность пачки 330 *м*.

10. Серые и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты с маломощными слоями мелкозернистых песчаников. Мощность 330 *м*.

Толща, объединяющая пачки 8, 9 и 10, в основании которой залегают конгломераты, по строению близка к отложениям, развитым в 7 *км* северо-западнее, в районе с. Каменка первая, где среди девонских отложений содержится чилиевая фауна (Комар, 1957), позволяющая относить эти отложения к живетскому ярусу.

11. На живетских отложениях согласно залегает мощная толща алевролитов, аргиллитов и песчаников (алейская свита). В основании ее располагается пласт светло-серых грубозернистых песчаников, переходящих в гравелиты, в нижней части которого содержится редкая очень мелкая галька серо-зеленых алевролитов.

В. А. Комар (1957) определяет мощность этой толщи в районе с. Каменка первая и с. Шипуновского в 1250 *м*. Среди осадочных отложений верхней части толщи присутствуют редкие пластовые тела липаритовых порфиров и пласты переотложенного пирокластического материала. Примерно в 3 *км* к юго-востоку от рассматриваемого разреза в районе пос. Ивановское среди отложений, принадлежащих той же толще, содержится фауна брахиопод, позволяющая относить эти отложения к фаменскому ярусу верхнего девона (Комар, 1957).

В районе с. Каменка первая, примерно в 7 *км* северо-западнее с. Шипуновского, разрез девонских отложений (рис. 23, колонка 8) начинается базальными конгломератами, залегающими на метаморфических сланцах древнего складчатого фундамента, и выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты, среднегалечные, вверх по разрезу сменяющиеся гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Окраска пород лиловая. Общая мощность пачки 60 *м*.

2. Серые и темно-серые глинистые и песчанистые сланцы с прослоями витрокластических туфов, песчаников и линзами известковистых алевролитов и известняков. В известковистых алевролитах и известняках этой толщи содержится фауна, среди которой по сборам К. Я. Михайлова (Комар, 1957) установлены брахиоподы, мшанки и один вид трилобита, характерные для эйфельского яруса среднего девона. Мощность 340 *м*.

3. Выше согласно залегает мощная пачка покровов кварцевых порфиров. Снизу вверх в ней чередуются: порфиры с массивной текстурой, мощность 130 *м*; порфиры с флюидальной текстурой, мощность 60 *м*; порфиры с массивной текстурой, мощность 40 *м*, и серия покровов порфиров с флюидальной текстурой, мощность 200 *м*. Общая мощность 430 *м*.

4. Туфовые брекчии липаритовых порфиров, переходящие вверх по разрезу в липаритовые туфы. Мощность 40 *м*.

5. Пачка песчаников с линзами глинистых известняков, по сообщению Н. Л. Бубличенко и Н. Я. Спасского, содержащая эйфельскую фауну (Комар, 1957). Мощность 80—100 *м*.

6. На неровной и размытой поверхности палеонтологически охарактеризованных эйфельских отложений трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегает пачка, сложенная алевролитами и аргиллитами с подчиненными им редкими маломощными прослоями песчаников. Галька в конгломератах представлена подстилающими осадочными и вулканогенными породами. Прослеженная мощность пород пачки по разрезу около 100 *м*.

В этой пачке осадочных пород вблизи с. Гусино-Каменское известна живетская фауна брахиопод, среди которых, по данным Л. Н. Краевской, есть также типичная форма *Euryspirifer* ex gr. *cheeliel* (Кон.).

Сравнение данного разреза с наблюдаемым у с. Шипуновского (рис. 23, колонка 7), расположенным почти рядом, выявляет значительную фациальную изменчивость нижней части разреза. У с. Каменка первая вулканогенные образования верхов эйфельского яруса сложены липаритовыми порфирами, а у с. Шипуновского в этой части разреза содержится довольно пестрый по составу набор вулканогенных пород, основных и кислых. Существенную роль играют также пирокластические образования липаритовых порфиров. Выше базальных конгломератов основания осадочной толщи живетского яруса у с. Шипуновского залегают покровы диабазов, липаритовых порфиров и их вулканических брекчий (рис. 23, колонка 7, пачка 8), отсутствующих в районе с. Каменка первая).

В районе г. Змеиногорска, в 12 *км* северо-западнее с. Каменка первая, среднедевонские вулканогенные образования также с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегают на метаморфическую толщу древнего складчатого фундамента, что видно в правобережной части р. Крутишка примерно в 2 *км* западнее г. Змеиногорска (рис. 23, колонка 9). Мощность базальной пачки конгломератов, содержащих гальку метаморфических пород и кварца, а также пласта грубозернистых песчаников, достигает 40 *м*. Выше залегают сильно рассланцованные обохренные липаритовые туфы.

Более высокие горизонты прослеживаются на стрелке рек Крутишка и Карболиха севернее г. Змеиногорска. Разрез девонских отложений выглядит здесь следующим образом (снизу вверх):

1. Пачка аргиллитов и алевролитов с маломощными прослоями песчаников, известняков, известковых аргиллитов и мергелей. Видимая мощность 250 *м*.

В известняках и известковистых аргиллитах этой части разреза несколько западнее, в районе Мельничных сопок, на участках Стрижковском, Карамышевском и других присутствует разнообразная эйфельская фауна — брахиоподы, табуляты и мшанки (определения Л. Н. Бубличенко, Л. Н. Краевской, В. Н. Дубатолова и Н. Демуровой.).

2. Серия покровов кварцевых порфиров с массивной и флюидальной текстурой. Мощность 350 *м*.

3. Серые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты, песчаники и, реже, кремнистые сланцы. В основании пачки залегает невыдержанный по мощности горизонт базальных конгломератов с галькой подстилающих пород. Конгломераты средне- и крупногалечные, полимиктовые. Видимая мощность этой пачки около 120—150 *м*.

В 5—7 *км* к западу от рассмотренного разреза в районе Мельничных сопок и в верховье кл. Матвеевского в известняках, залегающих выше горизонта аналогичных конгломератов, содержится фауна (определения Л. Н. Бубличенко), которая, по данным В. А. Комар (1957), весьма сходна с живетской, установленной среди девонских отложений с. Каменка первая.

Судя по приведенным выше описаниям разрезов, эйфельские и живетские толщи в Змеиногорском районе фациально весьма изменчивы. Вследствие этого в рассмотренном разрезе нижняя часть эйфельской толщи представлена исключительно осадочными породами; к западу же роль вулканогенных образований в ней значительно возрастает. Аналогичная картина наблюдается и для живетской толщи верхней части разреза, сложенной здесь (рис. 23, колонка 9) и несколько западнее осадочными или преимущественно осадочными породами, а восточнее — существенно вулканогенными образованиями.

В пределах Алейского антиклинория девонские вулканогенные образования, так же как и в участках, приведенных выше (рис. 23, колонки 7, 8 и 9), расположенных на границе этого антиклинория с Быструшинским синклинорием, с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегают на метаморфические сланцы древнего складчатого фундамента. В строении девонских разрезов здесь принимают участие вулканогенные и терригенные толщи, относящиеся, по палеонтологическим данным, к эйфельскому ярусу среднего девона и к верхнему девону. Вулканогенно-осадочная толща эйфельского возраста по составу довольно четко подразделяется на две части: нижнюю — осадочно-вулканогенную и верхнюю — вулканогенную, образованную излившимися и пирокластическими породами, которым подчинены весьма редкие слои осадочных пород.

От пос. Верхуба в направлении к г. Каменуха и р. Малая Убинка располагается наиболее полный разрез, в котором наряду с эйфельскими имеются верхнедевонские вулканогенные образования. На последних уже в пределах Быструшинского синклинория залегают нижнекаменноугольные отложения.

У восточной окраины пос. Верхуба выше древних метаморфических сланцев залегают липаритовые туфы. Базальные конгломераты девонской толщи здесь не обнажены. Геологическое строение рассматриваемого участка значительно усложнено разрывными нарушениями, что обусловливает некоторые затруднения с определением мощностей. Разрез (рис. 23, колонка 10) можно представить в следующем виде (снизу вверх):

1. Липаритовые туфы. Мощность 60 *м*.

2. Пачка алевролитов, кремнистых сланцев и песчаников, в основании которой залегают кварцевые кератофиры. Мощность 50 *м*.

3. Липаритовые туфы. Мощность 100 *м*.

4. Кварцевые кератофиры с массивной или флюидальной текстурой, темно-серые базокварцевые фельзиты, их туфы и туфовые брекчии. Мощность 200 *м*.

5. Пачка глинистых сланцев и алевролитов с прослоями кремнистых сланцев и линзами конгломератов (седиментационных брекчий). Имеются липаритовые порфиры и их туфовые брекчии, развитые в

основании пачки. В линзах известняков, встречающихся среди пород этой пачки, по левобережью и правобережью кл. Мартынова (левый приток р. Уба) содержится фауна брахиопод, мшанок и табулят, характеризующих эйфельский возраст вмещающих отложений (Комар, 1957). Мощность пачки 350 *м*.

6. Липаритовые лавобрекчии. Мощность 120 *м*.

7. Светло-серые и светло-розовые базокварцевые кератофиры и кварцевые кератофиры с массивной и флюидальной текстурой. Мощность 120 *м*.

8. Липаритовые лавобрекчии и туфовые брекчии. Мощность 150 *м*.

9. Грязно-зеленые аргиллиты с маломощными покровами фельзитов, выклинивающихся по простиранию. В основании пачки — покров шаровых лав диабазов с миндалекаменной текстурой. Мощность 100 *м*.

10. Базокварцевые кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы с маломощным пластом грубозернистых песчаников. Мощность 150 *м*.

11. Липаритовые туфы с редкими маломощными покровами фельзитов. В основании пачки — туфовые брекчии. Мощность 150 *м*.

12. Желтовато-розовые и темно-серые обохренные фельзиты и липаритовые туфы. Мощность 130 *м*.

13. Лавобрекчии липаритовых порфиров и их туфы. Мощность 180 *м*.

Пачки 1—13 залегают согласно, без перерывов и представляют собой единую вулканогенно-осадочную толщу, эйфельский возраст которой однозначно устанавливается на основании многочисленных находок фауны в пачке 5.

Среди отложений этой толщи присутствуют штоки неправильной изометричной или удлиненно-овальной (в сечении) формы, сложенные гранит-порфирами, диабазами и габбро-диабазами. Размеры этих тел достигают 1—1,5 *км* в поперечнике.

14. На липаритовых туфах залегают лиловые крупногалечные конгломераты. Галька состоит из липаритовых порфиров, известняков и песчаников. Мощность конгломератов до 15 *м*. Выше конгломератов — покров диабазов с миндалекаменной текстурой. Общая мощность пачки 35 *м*.

15. Грязно-зеленые аргиллиты и песчаники. Мощность 40 *м*.

16. Грубообломочные липаритовые туфы с единичным покровом зелено-серых фельзит-порфиров. Мощность 100 *м*.

Перерыв в разрезе 100 *м*.

17. Серо-зеленые и довольно пестрого облика липаритовые туфы и туфовые брекчии с очень редкими пластовыми телами фельзит-порфиров и кварцевых кератофиров мощностью от 5 до 10 *м*, с прослоями песчаников. Мощность 320 *м*.

18. Туфовые и лавовые брекчии липаритовых порфиров с двумя покровами фельзит-порфиров мощностью 5 и 20 *м*. В центральной части пачки — маломощный (до 5 *м*) слой липаритовых туфов. Туфовые брекчии в нижней части рассмотренной выше пачки в одном из участков имеют идеально выраженную шаровую текстуру. Общая мощность 380 *м*.

19. Средне- и грубозернистые песчаники с полосчатой текстурой. Мощность 130 *м*.

20. Покров кварцсодержащих диабазов, в нижней части которого хорошо выражено шаровое строение (разрез шаров до 40 *см*). Мощность 25—30 *м*.

21. Липаритовые туфы. В основании пачки залегает пласт конгломератов, галька которых образована исключительно липаритовыми пор-

фирами, а цемент — плохо отсортированным туфовым материалом. Мощность 100 *м*.

22. Покровы фельзит-порфиров и фельзитов. Мощность 40 *м*.

23. Туфы и туфовые брекчии липаритовых порфиров. Верхняя часть пачки сложена средне- и грубозернистыми песчаниками и конгломератами, аналогичными описанным выше (пачка 21). Общая мощность 250 *м*.

24. Серо-зеленые и серые кварцевые порфиры с пластом их туфов мощностью до 20 *м*. Общая мощность пачки 80 *м*.

25. Туфы липаритовых порфиров с редкими прослоями и линзами вулканического стекла. Мощность 120 *м*.

26. Туфовые брекчии и туфы липаритовых порфиров с прослоями песчаников и игнимбритов. Среди этих пород присутствует пластовая залежь мелкокристаллических андезитовых порфиритов мощностью 20 *м*. Видимая мощность 200 *м*.

Описанная в пачках 14—26 вулканогенная толща залегает с перерывом на палеонтологически охарактеризованной эйфельской вулканогенно-осадочной толще. В. А. Комар (1957) указывает, что юго-западнее г. Каменуха в отложениях этой толщи установлена фауна франского яруса верхнего девона.

Самая верхняя часть этого разреза уже на границе Алейского антиклинория с Быструшинским синклинорием, в районе с. Маховка (правобережье р. Малая Убинка), по данным И. А. Гречишниковой (1957), имеет следующее строение (снизу вверх):

27. На туфах верхнего девона залегает толща грубообломочных пород, в которой чередуются пласты конгломератов, песчаников и алевролитов. В пластах песчаников имеются трещины усыхания и растительные остатки. В основании толщи залегает горизонт мелко- и среднегалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой подстилающих вулканогенных пород. В низах толщи в цементе конгломератов есть фауна брахиопод, на основании которой И. А. Гречишникова относит отложения рассматриваемой толщи к самым верхам верхнего девона. Мощность толщи 350—400 *м*.

28. На толщи верхнего девона согласно налегают нижнекаменноугольные отложения — зеленовато-серые известковистые песчаники и алевролиты; выше по разрезу их сменяют серые и черные аргиллиты. В основании толщи преобладают песчаники.

В известковистых песчаниках встречается фауна брахиопод, позволившая И. А. Гречишниковой отнести эту толщу к турнейскому ярусу нижнего карбона. Мощность толщи 800—900 *м*.

В районе сопки Холозова, в 2 *км* восточнее пос. Верхуба, в правобережной части р. Уба, прослеживается нижняя часть палеонтологически охарактеризованного девонского разреза (рис. 23, колонка 11).

Здесь на древних метаморфических сланцах с резким угловым несогласием залегают эйфельские вулканогенно-осадочные образования, местами отделенные от подстилающих пород базальными конгломератами. В этом разрезе выделяются следующие пачки (снизу вверх):

1. Темно-серо-зеленые фельзиты, светло-лиловые и серые кварцевые порфиры, литокристаллокластические и витрокластические туфы, черные или лиловые алевролиты и известняки. Пласты пород не выдержаны по простиранию. В основании пачки — базальные конгломераты с галькой подстилающих метаморфических сланцев и кварца. Их мощность также не выдержана по простиранию и колеблется от 0 до 5—6 *м*. Общая мощность пачки 100 *м*.

2. Светло-серые кварцевые кератофиры, пепельно-серые фельзиты, линзы песчаников и известняков. Мощность 100 *м*.

3. Туфы витрокластические, липаритовые, линзы лиловых алевролитов и песчаники. Мощность 60 *м*.

4. Темно-серые и серо-зеленые фельзит-порфиры, фельзиты, серо-лиловые кварцевые порфиры, темно-лиловые известковистые алевролиты и липаритовые витрокластические туфы. Мощность 80 *м*.

5. Пачка серых и темно-серых известняков. В известняках содержится фауна брахиопод, табулят, мшанок и члеников криноидей, характеризующих эйфельский возраст этих отложений (Комар, 1957). Мощность пачки 60 *м*.

6. Сильно измененные светло-серые базокварцевые кератофиры. Мощность 70 *м*.

7. Тонкополосчатые алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы и измененные базокварцевые кератофиры, аналогичные указанным выше в пачке 6. В этой части разреза базокварцевые кератофиры быстро выклиниваются по простиранию в юго-восточном направлении. В верхней части пачки залегает пласт светло-серых песчаников мощностью 5—6 *м*. Видимая мощность пачки 200 *м*.

В нижней и средней частях рассмотренного разреза залегают небольшие гипабиссальные тела, вытянутые в северо-западном направлении, образованные гранит-порфирами, габбро-диабазами и диабазами. В северо-восточной части участка отложения в верху разреза контактируют со сравнительно крупным гипабиссальным телом темно-серых и розовато-серых гранит-порфиров, размеры которого в поперечнике достигают 500—600 *м*.

Восточнее с. Б. Речка в правобережной части р. Уба разрез (рис. 23, колонка 12) девонских вулканогенно-осадочных образований выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. На метаморфических сланцах залегают базальные конгломераты, мелко- и среднегалечные, с линзами алевролитов. Окраска пород лиловая. В гальке конгломератов имеются метаморфические сланцы и кварц. Мощность 15 *м*.

2. Туфы липаритовых порфиров витрокластические, серо-лиловые песчаники и алевролиты. Мощность 60 *м*.

3. Пласт лиловых игнимбритов, в верхней части поздреватой текстуры. Мощность 15 *м*.

4. Туфы липаритовых порфиров витрокластические, серо-лиловые и лиловые песчаники и алевролиты. Мощность 60 *м*.

5. Пачка лиловых известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с линзой кислых туфов. Мощность 50 *м*.

Среди отложений этой части разреза, в 1 *км* западнее, в линзах известняков присутствует фауна брахиопод, указывающих, по данным Л. Н. Бубличенко, на эйфельский возраст отложений.

6. Темно-серые и лиловые кварцевые кератофиры. Мощность 80 *м*. Перерыв 100 *м* (по мощности).

7. Темно-серые известняки с фауной, среди которой, согласно определениям Л. Н. Бубличенко, имеется большое количество брахиопод эйфельского яруса. Видимая мощность пласта известняков около 50 *м*.

8. Пачка взаимно переслаивающихся темно-серых до черных алевролитов, кремнистых сланцев и песчаников с полосчатой или массивной текстурой. В верхней части пачки — липаритовые туфы, в основании — пласт миндалекаменных диабазов с шаровым строением. Общая мощность 120 *м*.

9. Пепельно-серые мелкозернистые песчаники, аргиллиты и маломощные покровы липаритовых порфиров. Мощность 100 *м*.

10. Пачка песчаников, аргиллитов и кремнистых сланцев с линзами известняков. В нижней части эти породы переслаиваются с пластовыми телами липаритовых порфиров мощностью более 2 *м*. Общая мощность 100 *м*.

11. Светло-серые туфы липаритовых порфиров. Мощность 60 *м*.

12. Тонкоплитчатые порфиры. Мощность 140 *м*.

13. Туфы и вулканические брекчии липаритовых порфиров. Мощность 100 *м*.

14. Покровы фельзит-порфиров. Мощность 50 *м*.

15. Покровы темно-серых фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Видимая мощность 80 *м*.

Вулканогенные образования верхней части этой толщи граничат с гипабиссальным интрузивным телом гранит-порфиров размером 0,6××1,0 *км*, залегающим в виде штока, вытянутого в северо-восточном направлении.

Приведенные выше разрезы в районе сопки Холозова и Большой речки (рис. 23, колонки 11, 12) представляют главным образом нижнюю часть эйфельских отложений, в строении которой существенная роль принадлежит и осадочным породам. Верхняя часть эйфельской вулканогенно-осадочной толщи преимущественно вулканогенная, в этих разрезах представлена неполно или совсем отсутствует.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Девонские вулканогенные породы Рудного Алтая весьма разнообразны по составу, и хотя господствующий тип представляют кислые излившиеся породы, здесь имеются также представители группы средних и основных пород. Все эти вулканогенные породы образуют не только системы покровов, группирующихся в мощные пачки и толщи в различных участках Рудного Алтая, но и экструзивные межпластовые залежи, дайки и гипабиссальные тела типа штоков, тесно связанные с более или менее глубоко залегающими вулканическими очагами. Исключительно широко распространены и пирокластические породы. В целом среди девонских вулканогенных пород имеются диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, андезитовые порфириты, кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, фельзитовые порфиры и фельзиты, гранит-порфиры, а также разнообразные пирокластические породы и лаво-шлаковые и миндалекаменные образования.

Диабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы образуют покровы, дайки, штоки, некки и, реже, межпластовые экструзивные залежи.

Покровы обычно сложены диабазами или, реже, диабазовыми порфиритами. Те и другие встречаются в виде редких обособленных покровов, например среди верхнедевонских вулканогенно-осадочных образований восточнее пос. Верхуба или в районе пос. Шашикман среди вулканогенных пород кислого состава. Очень редко они образуют сравнительно мощные накопления, как, например, в разрезе по р. Глубокая в районе пос. Ключи. Здесь сложно построенная вулканогенная толща мощностью свыше 1000 *м* образована преимущественно покровами сильно измененных диабазов или диабазовых порфиритов с пластами и линзами туфов и туфовых брекчий. Покровы диабазов имеются, кроме того, в нижней части девонского разреза в районе г. Змеиногорска, среди де-

вонских вулканогенных образований липаритового состава г. Ревнюхи и в других районах. Мощность покровов варьирует от 6—7 до 15—20 *м*.

Экструзивные тела (межпластовые залежи, штоки и некки) также нередко сложены диабазами или диабазовыми порфиритами, аналогичными тем, которые встречаются в виде покровов. Но чаще всего эти тела состоят из среднекристаллических порфировидного облика диабазов, габбро-диабазов и габбро, то сравнительно свежих, то сильно измененных. Много таких субвулканических тел, например, среди средне- и верхнедевонских вулканогенно-осадочных пород восточнее г. Лениногорска (междуречье Брекса — Белая Уба, правобережье р. Белая Уба), а также в районе пос. Верхуба. Размеры экструзивных тел резко колеблются в пределах от первых десятков метров до 2,0×3,5 *км*. Их форма разнообразная: овально-округлая, изометричная или весьма причудливая, нередко подчинена общему структурному плану того или иного участка. Например, на междуречье Брекса — Белая Уба, северо-западнее пос. Поперечный, среди песчано-сланцевых отложений среднего и верхнего девона (белоубинская свита) залегает большое количество вытянутых в северо-западном направлении тел габбро-диабазов и диабазов, расположенных согласно с простиранием вмещающих пород. Размеры таких удлиненных тел иногда достигают 0,3—3,0 *км*. В ряде случаев устанавливается, что тела, вытянутые по простиранию вмещающих пород, в целом являются согласными межпластовыми залежами.

Приконтактовые изменения вмещающих пород, связанные с этими телами, как правило, незначительны. В терригенно-осадочных отложениях иногда наблюдаются узкие, 5—10 *см*, зоны ороговикования, но в условиях сильного рассланцевания пород приконтактовые изменения почти невозможно установить.

Диабазы — плотные, более или менее равномернозернистые мелко- и среднекристаллические породы, имеющие темно-зеленую до зеленовато-серой окраску и массивную или миндалекаменную текстуру. Нередко покровы диабазов, например, в разрезах по р. Глубокая, по правобережью р. Уба, примерно в 11—12 *км* восточнее пос. Верхуба и в других районах, имеют прекрасно выраженное шаровое строение. Шаровая отдельность наблюдается иногда и в диабазах, слагающих межпластовые залежи.

По особенностям состава среди диабазов выделяются, кроме типичных пород, их разновидности — кварцевые или кварцсодержащие диабазы.

Главные породообразующие минералы диабазов — плагиоклаз и моноклинный пироксен. В отличие от диабазов Горного Алтая рассматриваемая группа диабазов несравненно более интенсивно подвержена вторичным изменениям, в частности альбитизации, хлоритизации и карбонатизации. В большинстве случаев от первичных минералов в диабазах остаются лишь их редкие мелкие реликты. Кроме альбита, хлорита и кальцита, среди вторичных минералов широко развиты цоизит, эпидот, тремолит и актинолит, серицит, лейкоксен и, реже, пренит. Акцессорные минералы диабазов — игольчатые кристаллы апатита, ильменит и магнетит. Структура пород диабазовая, с элементами пойкилоофитовой. Плагиоклаз образует обычно удлиненнопризматические или, реже, изометричной формы кристаллы альбитизированного андезина и лишь изредка андезин-лабрадора. Размеры его лейст варьируют от 0,2 до 2—2,5 *мм*. Очертания чаще всего неровные, зубчатые. В неравномерно кристаллизованных породах в результате вторичных процессов контуры микролейст почти полностью исчезают. Ввиду весьма интенсивно и повсеместно проявившихся процессов альбитизации плагиоклазов микро-

Таблица 7

Химический состав вулканогенных пород Рудного Алтая

Компонент	336	337	338	339	340	341	342	343	344	345
SiO_2	47,20	48,60	55,30	49,80	47,40	47,97	51,07	74,27	81,90	79,17
TiO_2	1,14	1,17	0,82	—	1,22	1,32	1,22	0,26	—	—
Al_2O_3	13,75	14,28	14,75	20,41	15,93	14,70	16,08	11,69	10,53	11,05
Fe_2O_3	1,87	3,51	2,60	4,55	3,52	1,37	3,42	1,32	—	—
FeO	8,58	7,48	5,80	6,57	6,98	8,14	4,06	2,19	0,71	0,84
MnO	0,11	0,15	0,11	—	0,13	0,11	0,17	0,08	0,07	0,03
MgO	11,26	8,24	6,66	4,30	8,27	8,53	3,33	1,27	0,41	1,28
CaO	7,93	8,49	4,48	8,08	8,05	13,01	6,02	0,42	0,34	0,31
Na_2O	2,08	3,81	4,91	4,38	2,35	1,56	6,64	5,91	5,14	3,15
K_2O	2,09	0,50	2,25	1,29	1,66	0,73	1,26	1,31	0,12	4,23
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,32	—	—	—
H_2O^-	3,55	2,93	2,33	1,30	0,69	2,23	5,80	0,33	0,36	0,40
H_2O^+					4,08					
Σ	99,56	99,16	100,01	100,68	100,28	99,67	99,39	99,05	99,58	100,46

Компонент	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355
SiO_2	73,80	72,97	66,33	66,56	71,45	75,80	71,82	78,19	80,43	77,90
TiO_2	0,17	0,17	0,94	0,58	0,30	0,18	0,67	0,10	—	0,12
Al_2O_3	12,50	12,78	15,10	14,23	14,58	12,72	14,31	11,98	10,30	10,15
Fe_2O_3	0,11	1,83	1,34	2,26	0,86	0,39	1,53	1,28	1,73	2,13
FeO	1,55	1,61	3,38	4,22	2,59	1,62	1,15	0,54	0,88	—
MnO	0,09	0,06	0,09	0,13	—	0,03	0,04	—	—	0,04
MgO	1,80	0,88	1,89	1,25	0,89	0,48	0,25	0,58	0,81	1,14
CaO	1,99	0,49	3,02	3,03	3,40	0,20	1,92	0,06	0,28	0,90
Na_2O	4,91	6,91	5,02	4,18	3,65	4,54	3,34	2,31	1,36	3,78
K_2O	1,04	0,42	0,91	2,43	2,55	2,72	4,62	5,50	1,99	1,07
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	1,36	0,86	1,86	0,89	0,24	0,06	0,04	0,12	0,30	1,11
H_2O^+						0,48	0,45	0,81	1,93	
Σ	99,32	98,98	99,88	99,76	100,51	99,22	100,14	101,47	100,01	98,34

Компонент	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365
SiO_2	74,72	73,80	79,78	82,38	76,48	74,76	75,57	67,28	69,46	74,60
TiO_2	0,10	0,17	0,04	0,06	0,27	0,11	0,11	0,50	0,34	0,16
Al_2O_3	10,30	11,9	10,85	9,51	13,75	12,28	12,83	13,31	14,83	12,99
Fe_2O_3	0,79	2,31	1,39	0,41	0,37	0,05	0,59	3,94	2,56	2,87
FeO	1,71	1,13	0,56	0,21	0,54	0,97	0,71	2,71	1,72	0,21
MnO	0,09	0,05	—	0,01	—	0,03	0,04	0,28	0,08	0,07
MgO	1,03	0,98	0,28	0,46	0,53	0,90	0,69	0,68	1,46	0,23
CaO	1,65	0,76	0,95	1,40	0,75	0,67	0,41	1,36	2,57	0,94
Na_2O	2,90	4,05	2,11	4,15	4,26	4,35	3,81	5,02	2,65	4,76
K_2O	2,91	3,01	2,40	0,32	1,74	2,45	4,08	3,19	0,62	1,94
P_2O_5	—	—	—	0,04	0,01	—	—	—	0,06	0,07
H_2O^-	0,12	0,23	0,21	0,03	0,28	1,30	0,89	1,71	0,53	0,28
H_2O^+		0,83	1,00	1,57	1,44				2,07	0,78
Σ	96,32	99,22	99,57	100,55	100,42	97,87	99,73	99,98	98,95	99,90

Таблица 7 (продолжение)

Компонент	366	367	368	369	370	371	372	373	374	375
SiO_2	72,20	73,92	62,04	70,04	72,0	73,56	69,80	59,50	76,24	79,78
TiO_2	0,46	0,38	0,64	0,51	0,50	0,31	0,44	0,70	0,20	0,04
Al_2O_3	11,28	11,62	13,87	13,97	13,26	11,18	12,21	13,80	11,67	10,85
Fe_2O_3	5,02	2,18	4,13	5,24	4,72	3,17	5,89	—	1,45	1,39
FeO	1,39	1,12	4,09	0,32	0,84	1,62	0,84	1,80	1,01	0,56
MnO	0,18	—	0,17	0,16	—	0,23	0,08	—	0,04	—
MgO	0,39	2,30	2,57	0,45	0,89	1,78	1,37	2,10	0,75	0,68
CaO	2,25	2,40	6,00	4,10	2,30	2,25	1,01	3,70	0,82	0,35
Na_2O	1,44	2,18	1,70	1,47	3,06	0,26	6,65	4,30	3,04	2,11
K_2O	1,84	1,56	3,46	3,32	2,42	5,46	0,05	0,70	3,06	2,50
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,04	0,24	1,82	0,02	0,28	0,10	0,63	3,30	—	0,21
H_2O^+	1,60	1,48		0,84	0,64	0,86			—	
Σ	98,09	99,38	100,49	100,44	100,91	100,78	98,97	89,90	98,28	98,47

Компонент	376	377	378	379	380	381	382	383	384	385
SiO_2	77,40	54,53	75,98	59,44	67,20	77,44	84,50	78,34	73,81	74,24
TiO_2	0,15	0,69	—	0,88	0,27	0,10	сл.	0,10	сл.	0,15
Al_2O_3	13,96	17,79	13,70	15,52	16,32	10,43	8,46	11,04	14,70	14,57
Fe_2O_3	0,35	3,13	—	6,97	0,96	0,57	0,34	0,34	1,06	0,62
FeO	0,13	4,32	1,22	4,92	2,57	1,18	1,46	0,76	1,05	0,89
MnO	0,03	0,09	0,06	0,35	0,06	0,03	сл.	0,08	0,11	0,02
MgO	0,64	4,39	0,19	1,30	1,19	0,19	0,12	0,17	0,36	0,34
CaO	0,52	7,88	0,42	5,11	6,42	0,20	0,48	—	2,18	1,89
Na_2O	5,46	3,39	5,91	3,44	3,89	0,18	3,22	0,27	4,55	4,35
K_2O	0,62	0,48	1,76	0,79	0,74	8,86	1,67	8,04	1,76	1,93
P_2O_5	0,01	—	—	—	—	0,05	0,02	0,01	0,05	—
H_2O^-	0,24	2,23	0,30	0,70	0,73	0,05	0,23	0,08	0,06	0,43
H_2O^+	1,27			0,18	0,21	0,34		0,58	0,53	
Σ	100,78	98,92	99,54	99,60	100,56	99,62	100,50	99,81	100,22	99,43

Компонент	386	387	388	389	390	391	392	393	394	395
SiO_2	81,97	77,54	78,02	76,41	77,70	73,48	45,53	43,84	75,54	70,52
TiO_2	0,07	0,14	0,23	0,12	сл.	0,25	0,65	0,70	0,01	0,00
Al_2O_3	11,00	12,03	10,12	11,48	12,03	13,70	19,61	15,84	13,64	15,67
Fe_2O_3	0,23	0,68	0,46	1,02	0,59	1,44	1,30	0,80	0,07	0,66
FeO	0,64	0,68	2,18	0,92	1,38	1,30	6,53	7,20	0,99	0,67
MnO	0,04	—	0,02	0,03	сл.	0,06	0,18	0,20	0,01	0,04
MgO	0,54	0,30	2,10	1,04	1,56	2,20	9,18	10,32	0,11	0,52
CaO	0,32	0,40	1,12	0,30	0,52	0,32	8,47	8,84	0,56	0,67
Na_2O	4,00	0,19	4,25	0,44	2,09	0,58	1,16	1,71	4,96	5,68
K_2O	0,96	7,20	0,37	6,88	2,73	3,51	0,88	2,64	3,27	3,92
P_2O_5	—	0,03	0,05	0,10	0,01	0,02	0,10	0,04	0,07	—
H_2O^-	0,16	0,65	1,07	1,18	1,73	0,13	0,25	0,08	0,04	0,25
H_2O^+	0,38					2,16	6,70	2,52	0,54	0,89
Σ	100,31	99,84	99,99	99,92	100,34	99,15	100,54	94,73	99,81	99,49

Таблица 7 (продолжение)

Компонент	396	397	398	399	400	401	402	403	404	405
SiO_2	73,33	72,94	70,34	70,3	73,60	75,80	69,70	70,04	67,72	70,00
TiO_2	0,36	0,33	0,00	0,54	0,10	0,04	0,38	0,34	0,70	0,48
Al_2O_3	13,31	13,25	17,59	14,32	14,54	13,99	14,58	13,27	14,17	12,70
Fe_2O_3	1,84	1,74	0,63	1,24	0,80	0,40	2,55	2,60	1,06	0,48
FeO	0,76	1,43	0,62	1,82	0,50	1,02	2,41	2,11	3,74	5,48
MnO	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03	0,06	0,07	0,09	0,12
MgO	0,21	0,28	0,04	0,43	0,20	0,13	0,24	0,30	1,16	0,60
CaO	1,15	0,90	0,33	1,80	0,45	0,06	0,92	2,31	2,36	1,28
Na_2O	4,33	4,93	7,40	4,71	4,88	5,35	4,73	3,05	5,17	3,75
K_2O	4,71	3,85	2,80	3,61	3,20	2,57	3,43	5,20	2,12	3,19
P_2O_5	0,05	0,08	—	0,10	—	0,01	0,03	0,05	0,19	0,11
H_2O^-	0,40	0,31	0,21	0,10	0,21	0,19	0,09	0,31	0,11	0,04
H_2O^+	0,02		0,94	1,04	0,50	0,69	0,48	0,17	1,47	1,68
Σ	100,51	100,09	100,93	100,05	99,00	100,28	99,60	99,82	100,06	99,91

Компонент	406	407	408	409	410	411	412
SiO_2	72,36	65,06	65,13	51,04	49,52	42,76	66,73
TiO_2	0,10	0,58	0,63	1,40	1,76	1,60	0,86
Al_2O_3	15,84	16,23	16,47	16,35	15,24	15,60	15,08
Fe_2O_3	1,65	0,87	3,13	2,12	9,09	2,75	2,51
FeO	0,77	3,36	2,30	7,26	6,22	8,50	2,11
MnO	0,05	0,12	0,07	0,16	0,12	0,23	0,09
MgO	0,16	1,49	1,32	5,66	3,71	10,40	0,43
CaO	0,56	2,36	1,60	7,77	9,16	11,08	2,75
Na_2O	3,96	4,60	6,40	4,63	3,12	1,11	4,83
K_2●	3,76	2,20	0,50	0,58	1,00	0,98	3,59
P_2O_5	—	—	—	0,28	—	0,10	0,16
H_2O^-	0,28	0,12	0,19	2,70	0,61	0,04	0,19
H_2O^+	1,14	1,85	1,84		1,02	4,16	0,48
Σ	100,63	98,84	99,58	99,95	100,57	99,31	99,81

Примечание. 336 — диабаз из покрова, р. Глубокая, район пос. Ключи. 337 — альбитизированный диабаз из субвулканического тела, сопки Холозова, район пос. Верх. Уба. 338 — диабаз из покрова, левобережье р. Брекса. 339 — диабаз, Убинский район. 340 — диабаз, р. Маячная (к западу от Шемонаихи). 341 — диабазовый порфирит, сопка Горелая, район г. Змеиногорска. 342 — андезитовый порфирит, р. Чесурка, район пос. Тарханка (верхний девон). 343 — альбитизированный кварцевый порфир, р. Брекса. 344 — альбитизированный фельзит, район пос. Шашикман. 345 — кварцевый порфир, район пос. Каменка 1-я. 346 — альбитизированный кварцевый порфир, район с. Б. Речка. 347 — альбитизированный кварцевый порфир, правый берег р. М. Убинка (восточнее г. Каменуха). 348 — кварцевый кератофир, район пос. Ключи. 349 — кварцевый кератофир, северо-восточнее г. Усть-Каменогорска. 350 — кварцевый кератофир, р. М. Ульба. 351—358 — кварцевый альбитофир, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова (1963). 359 — микропорфиритовый кварцевый альбитофир, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова (1963). 360 — кварцевый альбитофир, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова (1963). 361 — кварцевый порфир (альбитизированный), сопка Холозова. 362 — кварцевый порфир, юго-восточнее пос. Б. Речка. 363 — кварцевый кератофир (г. Чесноковка, район пос. Ключи), Н. А. Елисеев (1938). 364 — кварц-полевошпатовый порфир, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова (1963). 365 — кварцевый альбитофир, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова (1963). 366 — базокварцевый порфир, М. В. Тащинина, 1954. 367 — кристалловитрокластический туф, М. В. Тащинина, 1954. 368 — кварцевый порфирит (дацит), М. В. Тащинина, 1954. 369 — кварцевый кератофир, М. В. Тащинина, 1954. 370 — туфолава, М. В. Тащинина, 1954. 371 — туф кварцевого кератофира, М. В. Тащинина, 1954. 372 — туф андезитового порфирита, правобережье р. Феклистовка (верховье). 373 — обломочный туф (окрестности Белоусовского рудника), Н. А. Елисеев,

Таблица 7 (окончание)

1938. 374 — туф кварцевого альбитофира, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова, 1963. 375 — серицитизированный туф кварцевого альбитофира, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова, 1963. 376 — кислый туф, В. С. Кузебный, В. Д. Каймакова, 1963. 377 — андезитовый порфирит, г. Лобатая. 378 — альбитизированный фельзит-порфир, район с. Бобровка. 379 — андезитовый порфирит, район г. Усть-Каменогорска, Н. А. Елисеев, 1938. 380 — андезито-трахит, район г. Усть-Каменогорска, Н. А. Елисеев. 1938. 381 — пепловые туфы кварцевых альбитофиров, месторождение Осочиха, Л. И. Звягинцев, 1965. 382 — игнимбриты, слияние рек Бухтарма и Хамир, Л. И. Звягинцев, 1965. 383 — туфы кислого состава из субвулканического некка, месторождение Богатырево, Л. И. Звягинцев, 1965. 384 — плагиогранит-порфир из дайки, принадлежащий к малым интрузиям, пос. Лесная Пристань, Ф. К. Шипулин. 385 — фельзит-порфир, принадлежащий к малым интрузиям, дер. Малиновка, Ф. К. Шипулин. 386 — игнимбриты, слияние рек Бухтарма и Хамир, Е. Б. Яковлева. 387 — пепловые туфы кварцевых альбитофиров, месторождение Осочиха, Л. И. Звягинцев, 1965. 388 — кварцевые альбитофиры, слияние рек Бухтарма и Хамир, Л. И. Звягинцев, 1965. 389 — кварцевые альбитофиры, г. Красный Партизан, Е. Б. Яковлева. 390 — кварцевые альбитофиры из субвулканического штока, г. Ревнюха, Л. И. Звягинцев, 1965. 391 — туфы кварцевых альбитофиров, вершина г. Ревнюха, Л. И. Звягинцев. 1965. 392 — туфы диабазов, слияние рек Бухтарма и Хамир, Е. Б. Яковлева. 393 — диабазы, слияние рек Бухтарма и Хамир, Л. И. Звягинцев, 1965. 394 — кварцевые альбитофиры, правый берег р. Ульба и ж.-д. моста, Л. И. Звягинцев, 1965. 395 — лавы кварцевых альбитофиров, 400 *м* к северу от устья р. М. Ульба, Е. Б. Яковлева. 396 — риолитовые порфиры (субвулканические), секущие гранодиориты г. Холодный Белок, Л. И. Звягинцев, 1965. 397 — риолитовые порфиры, г. Мурашевский Белок, горизонт 27, Л. И. Звягинцев, 1965. 398 — альбитовые плагиогранит-порфиры, 700 *м* к югу от устья р. Бобровка, Е. Б. Яковлева. 399 — риолитовые порфиры, р. Чернушка, Л. И. Звягинцев, 1965. 400 — альбитовые плагиогранит-порфиры, 500 *м* к югу от устья р. Бобровка, Е. Б. Яковлева. 401 — кварцевые альбитофиры, 4500 *м* на северо-восток от слияния рек Ульба и М. Ульба, Л. И. Звягинцев, 1965. 402 — дацитовые порфиры, р. Чернушка, горизонт 11, Л. И. Звягинцев, 1965. 403 — роговики г. Холодный Белок, Л. И. Звягинцев, 1965. 404 — дацитовые порфиры из субвулканического штока, р. Синюшка, Л. И. Звягинцев, 1965. 405 — риолитовые порфиры, г. Чернушка, горизонт 6, Л. И. Звягинцев, 1965. 406 — туфы кислого состава, 300 *м* к югу от устья р. М. Ульба, Е. Б. Яковлева. 407 — дацитовые порфиры, р. Чернушка, горизонт 3, Е. Б. Яковлева. 408 — дацитовые порфиры, 1100 *м* к юго-западу от устья р. Бобровка, Е. Б. Яковлева. 409 — андезитовые порфириты, правый берег р. Бухтарма, 800 *м* ниже с. Усть-Игнашиха, Л. И. Звягинцев, 1965. 410 — кварцевые диориты (змеиногорские послепермские), г. Острая Пихторка, Л. И. Звягинцев, 1965. 411 — авгитовые диабазовые порфириты, правый берег р. Хамир против с. Шумовского, Л. И. Звягинцев, 1965. 412 — гранодиориты, г. Холодный Белок, Л. И. Звягинцев, 1965.

лейсты последнего обычно полностью замещены альбитом. Наблюдается также общее помутнение всех кристаллов лабрадора.

Пироксен диабазов моноклинный. Он представлен почти бесцветным авгитом и буроватым до светло-коричневого цвета титан-авгитом со слабым плеохроизмом. Содержание пироксена иногда достигает 35—40% объема породы. Форма кристаллов неправильная либо изометричная и короткостолбчатая. Последняя характерна для более крупных индивидов, максимальные размеры которых не превышают 1,2—1,3 *мм*. Средние размеры зерен пироксена изменяются в пределах 0,2—0,8 *мм*. В периферических частях он почти всегда замещен вторичными минералами.

Обычный в диабазах (наряду с альбитом) хлорит выполняет интерстиции между мелкими лейстами плагиоклаза или образует скопления, нередко сливающиеся в сплошные массы, в которые включены реликты пироксенов и плагиоклаза.

Среди вторичных минералов следует отметить еще амфиболы — тремолит и актинолит, образующие удлиненные, нередко как бы расщепленные на торцах либо игольчатые и волокнистые кристаллы. Длина кристаллов достигает 1,5 *мм*. Амфиболы бесцветные или едва окрашены в светло-зеленые тона. Небольшие зерна пироксена почти полностью замещены тремолитом, более крупные кристаллы в большинстве случаев по периферии окружены волокнистыми агрегатами

амфиболов. Химические анализы диабазов помещены в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Кварцевые и кварцсодержащие диабазы в подавляющем большинстве встречаются в межпластовых залежах или в субвулканических телах и лишь изредка образуют покровы. По внешнему облику они почти не отличаются от рассмотренных выше диабазов. Главными породообразующими минералами в них также являются андезин или лабрадор, авгит и титан-авгит, но наряду с ними присутствует кварц, содержание которого колеблется от 2—3 до 7—10%. Структура пород диабазовая. Иногда в кварцевых диабазах, слагающих субвулканические тела, вытянутые согласно простиранию вмещающих пород, наблюдается субпараллельная ориентировка лейст плагиоклазов.

Кварц представлен зернами угловатой и несколько округлой формы размером 0,1—0,3 *мм*. Обычно он выполняет промежутки между лейстами плагиоклазов и кристаллами пироксена, но в породах с повышенным содержанием кварца (до 10%) присутствует в виде отдельных ксеноморфных зерен размером до 0,4 *мм* или образует сравнительно крупные (до 1 *мм*) лапчатой формы кристаллы с включениями мелких лейст плагиоклаза. Вторичные минералы в породах — главным образом альбит, хлорит и серицит, отчасти также кальцит, эпидот и лейкоксен. Акцессорные минералы — ильменит, магнетит, изредка апатит.

По особенностям вторичных процессов и интенсивности их проявления среди диабазов выделяются альбитизированные диабазы, соссюритизированные и амфиболизированные породы. К альбитизированным диабазам относятся породы, в которых наиболее интенсивно проявились процессы альбитизации. В них в большинстве случаев относительно четко сохранились многие структурные особенности, характерные для диабазов, и прежде всего элементы диабазовой или пилотакситовой структуры. В состав этих диабазов входят плагиоклаз, моноклинный пироксен (редкие мелкие реликты), хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен, цоизит, серицит и, реже, амфиболы и кварц. Плагиоклаз полностью замещен альбитом. Его лейсты расположены беспорядочно или субпараллельно. В сравнительно крупных, от 0,2 до 1,6 *мм*, лейстах нередко наблюдаются полисинтетические двойники. Очертания лейст обычно плохой сохранности. Форма кристаллов чаще всего удлиненнопризматическая. Кроме альбита, по плагиоклазам развиваются хлорит, эпидот, кальцит. Моноклинный пироксен представлен авгитом и встречается лишь в единичных случаях в виде мелких, до 0,3 *мм*, зерен.

Среди вторичных новообразований наряду с альбитом обилен хлорит в виде мелких скоплений чешуек, либо развивающихся по плагиоклазу и темноцветным минералам, либо чаще всего заполняющих промежутки между ними. В породах с повышенным содержанием хлорита лейсты альбита как бы утопают в тонкочешуйчатых хлоритовых агрегатах.

Химический анализ альбитизированных диабазов помещен в табл. 7. и на диаграмме (рис. 24).

Соссюритизированные и амфиболизированные диабазы обычно настолько изменены, что в них почти полностью исчезают элементы первичного состава и структуры породы. Лишь в отдельных участках встречаются удлиненные лейсты альбита и реликты пироксена, в основном же диабазы превращены в мелкозернистый агрегат, состоящий из уралитовой роговой обманки, цоизита, альбита актинолита и тремолита, эпидота, хлорита, лейкоксена и, реже, кальцита. В этих диабазах наиболее интенсивно проявились процессы уралитизации темноцветных минералов и

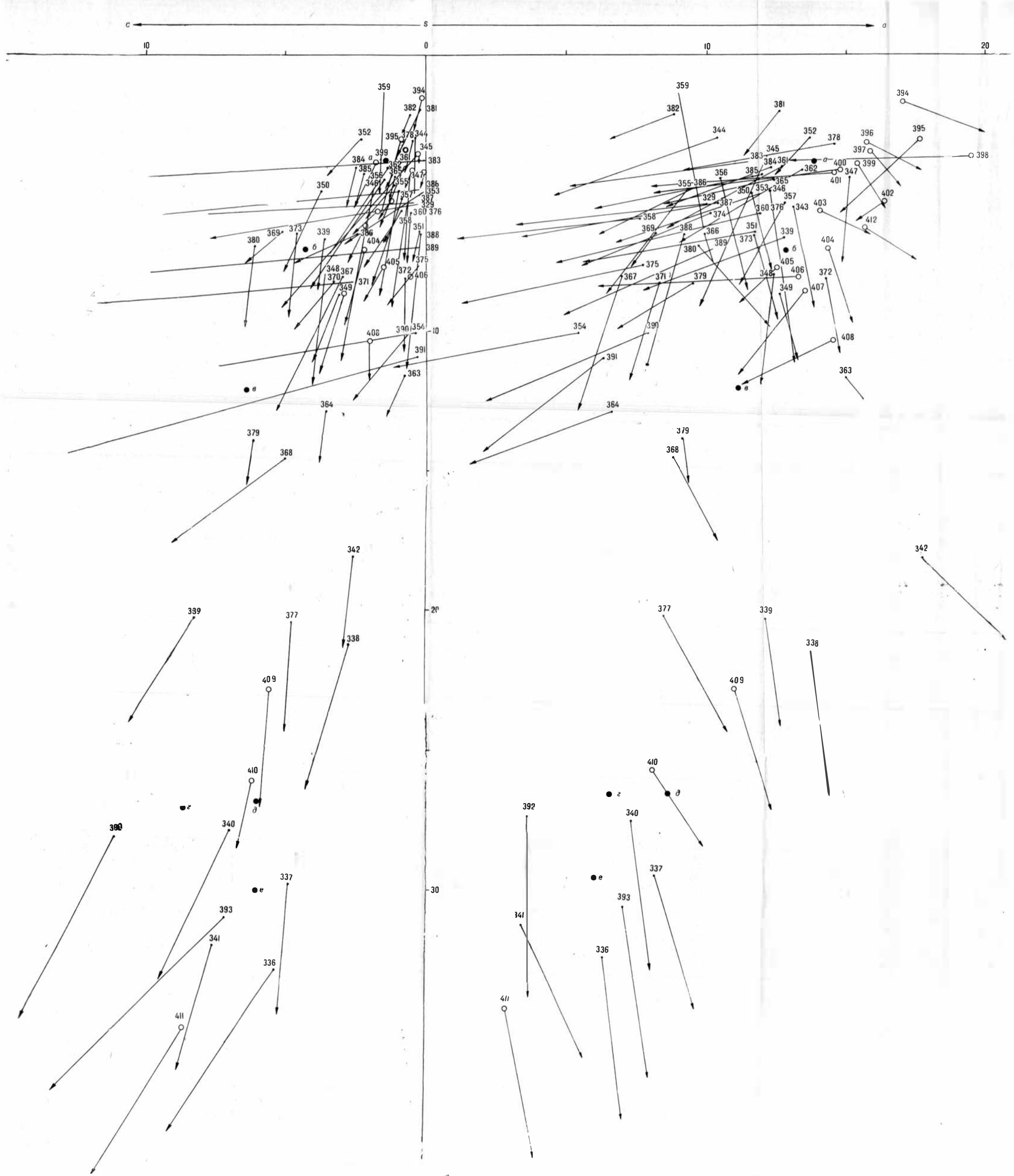


Рис. 24. Диаграмма химического состава девонских и каменноугольных вулканогенных пород Рудного Алтая.

Средний состав пород по Р. Дэлн: *а* — риолит; *б* — дацит; *в* — андезит, *г* — габбро; *д* — базальт; *е* — плато-базальт. Точки — девонские вулканогенные породы; белые кружки — каменноугольные вулканогенные породы.

Зак. 6194

соссюритизации плагиоклазов. Размеры волокнистых широкотаблитчатых ксеноморфных кристаллов уралита достигают 1,2 *мм*. Окраска его неравномерная, как бы пятнистая, темно-зеленая до зеленой. Плеохроизм выражен в общем слабо. Иногда в агрегатах или крупных кристаллах уралитовой роговой обманки содержатся небольшие реликты моноклинного пироксена (авгита).

Наряду с уралитовой роговой обманкой обычно присутствуют примерно в равном количестве с ней цоизит и эпидот. Во многих участках цоизит образует прекрасные короткостолбчатые призматические или изометричной формы кристаллы размером до 0,2—0,3 *мм*. Чаще всего зерна цоизита и эпидота ксеноморфные.

Химические анализы описываемых диабазов приведены в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Диабазовые порфириты в отличие от диабазов обладают хорошо выраженной порфировой структурой. Их текстура чаще всего массивная. В подавляющем большинстве случаев диабазовые порфириты образуют покровы, в верхних частях которых они приобретают миндалекаменную текстуру. Диабазовые порфириты, как и диабазы, обычно имеют зеленую, темно-зеленую или серо-зеленую окраску. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклазы и моноклинный пироксен, которыми представлена как основная масса породы, так и порфировые выделения. Плагиоклаз порфировых выделений резко преобладает над пироксеном. В целом же содержание порфировых выделений незначительно. Акцессорные минералы — ильменит, магнетит и изредка апатит. Вторичные минералы — альбит, хлорит, серицит и лейкоксен, отчасти кальцит, пренит, эпидот, пелит и соссюрит.

Плагиоклаз порфировых выделений принадлежит андезин-лабрадору, реже лабрадору. В слабо измененных породах в плагиоклазах наблюдаются полисинтетические двойники, а изредка и зональное строение. Форма кристаллов широкотаблитчатая, удлиненнопризматическая или изометричная. Размеры порфировых выделений варьируют от 1,5 до 5,0 *мм*, но в некоторых случаях достигают 1,5 *см*. Иногда в порфировых выделениях есть овальные или округлые включения пироксена в кристаллы плагиоклаза.

Моноклинный пироксен в порфировых выделениях и в основной массе породы представлен почти бесцветным или слегка буроватым авгитом. В порфировых выделениях он редок, его кристаллы меньше, чем фенокристы плагиоклаза, и не превышают 1,2—2,0 *мм*. Форма кристаллов неправильная, очертания округлые. Иногда в них наблюдаются двойники.

Основная масса диабазовых порфиритов мелкозернистая, имеет интерсертальную, микродиабазовую или, реже, гиалопилитовую структуру. Главные компоненты основной массы — плагиоклаз, пироксен, мелкие зерна магнетита и ильменита. Плагиоклаз основной массы более кислый по составу, чем в порфировых выделениях, и соответствует олигоклаз-андезину или андезину. Форма его микролейст различная, от изометричной до удлиненнопризматической, сильно вытянутой. Размеры колеблются от 0,1 до 1,2 *мм*. Авгит в основной массе также содержится в меньших количествах, чем плагиоклаз. Он выполняет промежутки между микролейстами плагиоклазов и ксеноморфен по отношению к ним. Размеры его зерен не превышают 0,2—0,3 *мм*.

Диабазовые порфириты в различной степени подвержены вторичным процессам разложения. В слабо измененных породах плагиоклаз пелитизирован, участками в фенокристах замещен эпидотом, кальцитом или хлоритом. В более интенсивно разрушенных породах фенокристы

плагиоклаза полностью замещены альбитом, чешуйчатыми агрегатами серицита и, реже, пренитом. Наиболее интенсивно изменены обычно микролейсты плагиоклаза основной массы. Они также полностью замещены альбитом, серицитом, изредка с примесью эпидота и кальцита. По авгиту развиты хлорит, эпидот, кальцит и небольшой агрегат соссюрита.

Вторичные минералы, такие, например, как эпидот и хлорит, иногда выполняют в породах небольшие, до 2 *мм*, пустоты. Нередко вокруг пустот основная масса породы соссюритизирована. Микролейсты плагиоклазов как бы огибают миндалины, следуя примерно параллельно контурам пустот. Иногда совместно с эпидотом и хлоритом в миндалинах присутствует гематит.

Химический анализ диабазового порфирита представлен в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

К разновидностям диабазовых порфиритов относятся спилиты. По внешнему облику они массивны или обладают миндалекаменной текстурой, окрашены в серо-зеленые или зеленовато-серые тона, нередко отличаются шаровой текстурой.

Спилиты встречаются почти везде, где есть покровы диабазов или диабазовых порфиритов. Они состоят из альбитизированного плагиоклаза, хлорита, лейкоксена, эпидота, кальцита, реже игольчатого актинолита и мельчайших зернышек рудного минерала. Структура пород интерсертальная, спилитовая, реже пилотакситовая.

Полностью альбитизированный плагиоклаз является основной составной частью спилитов. Он представлен беспорядочно расположенными тонкими лейстами, размеры которых в среднем не превышают 0,1—0,2 *мм*. В некоторых породах наряду с мелкими лейстами альбита содержатся более крупные, от 0,8 до 1,5 *мм*, удлиненнопризматические кристаллы, присутствие которых обусловливает микропорфировую структуру породы.

Основная масса спилитов в различной степени раскристаллизована, различен и характер вторичных изменений этих пород. В одних случаях угловатые промежутки между беспорядочно расположенными лейстами альбита заполнены мелкочешуйчатым хлоритом и многочисленными мелкими зернами лейкоксена; в таких породах часто присутствуют удлиненные зерна актинолита. В других случаях, в интенсивно измененных спилитах, лейсты альбита как бы погружены в агрегат из хлорита, лейкоксена, кальцита, эпидота и соссюрита. Нередко в таких породах кристаллы плагиоклаза полностью замещены кальцитом или соссюритом.

Особо отличаются спилиты, в которых беспорядочно расположенные лейсты альбита едва улавливаются ввиду того, что порода буквально переполнена тончайшими игольчатыми кристаллами актинолита, размер которых не превышает 0,2 *мм*; эти кристаллы образуют субпараллельные агрегаты. Редкие и мелкие интерстиции между лейстами плагиоклаза сложены хлоритом или совершенно разложившимся стеклом, замещенным тонкозернистыми агрегатами соссюрита и хлорита.

Габбро-диабазы в отличие от диабазов и диабазовых порфиритов наблюдаются почти исключительно в экструзивных телах — дайках, силлах, некках и штоках.

По структурно-текстурным особенностям габбро-диабазы представляют собой тип, переходный между среднекристаллическими диабазами и габбро, а иногда дают почти полную гамму перехода к последним.

Габбро-диабазы отличаются плотным массивным сложением, средней или крупной кристалличностью и зеленой или темно-зеленой окрас-

кой. В среднекристаллических габбро-диабазах структура порфировидная, обусловленная присутствием сравнительно резко выделяющихся кристаллов темноцветного минерала.

Главные породообразующие минералы габбро-диабазов — плагиоклаз и пироксен. К акцессорным минералам относятся ильменит, магнетит и, очень редко, апатит. Вторичные минералы — уралитовая роговая обманка, хлорит, альбит, актинолит, тремолит, эпидот, цоизит, лейкоксен, кальцит, серицит и мусковит, изредка пренит. Структура пород габбро-диабазовая, часто в сочетании с пойкилоофитовой.

Плагиоклаз — удлиненнопризматические широкотаблитчатые, реже изометричные кристаллы размером от 0,4 до 3 *мм*. Размеры лейст плагиоклазов пойкилитовых вростков в пироксене колеблются от 0,2 до 0,4 *мм*. Плагиоклаз в большинстве случаев интенсивно изменен, прежде всего благодаря процессам альбитизации. В габбро-диабазах, относительно слабо измененных, большинство кристаллов образуют полисинтетические двойники. Сравнительно небольшие их кристаллы относятся к андезину и, редко, к андезин-лабрадору.

Моноклинный пироксен образует крупные ксеноморфные кристаллы, почти всегда превышающие по размерам лейсты плагиоклаза, что, собственно, и обусловливает наличие пойкилитических структур, весьма характерных для рассматриваемых пород. Кристаллы пироксена бесцветные, слегка буроватые (участками) или желтоватые, без признаков плеохроизма. Форма кристаллов резко угловатая, во многих случаях обусловленная очертаниями лейст плагиоклаза. Размеры кристаллов от 1 до 5—6 *мм*. Пироксена обычно меньше, чем плагиоклаза.

Вторичные изменения габбро-диабазов всегда довольно значительны. Наряду с обычной альбитизацией так же интенсивно, а подчас даже в большей степени, проявились процессы амфиболизации. В сравнительно слабо измененных габбро-диабазах процессы амфиболизации проявились в том, что кристаллы пироксена по периферии заместились актинолитом и тремолитом, которые образуют оторочку вокруг пироксена. В более интенсивно разрушенных породах пироксен замещается уралитовой роговой обманкой, хотя иногда и в сильно измененных габбро-диабазах наблюдается замещение пироксена актинолитом и тремолитом. Игольчатые и волокнистые кристаллы актинолита и тремолита обычно равномерно рассеяны в породе наряду с другими вторичными минералами, среди которых отчетливо выделяются различные по размерам реликты пироксена.

Андезитовые порфириты, так же как диабазы, в пределах Рудного Алтая распространены сравнительно мало, чаще всего в виде покровов мощностью от 5—7 до 15—25 *м*. Наряду с единичными покровами андезитовых порфиритов, залегающими среди терригенно-осадочных пород или вулканогенных образований иного состава, встречаются мощные пачки покровов, нередко чередующихся с пластами и линзами андезитовых туфов. Мощность таких пачек иногда достигает 600—700 *м* (район кл. Вдовинского, междуречье Брекса — Белая Уба).

Андезитовые порфириты имеют зеленовато-серую, зеленую или темно-серую, изредка темно-лиловую окраску и массивную текстуру, сменяющуюся миндалекаменной или ноздреватой в верхних частях покровов. Слабо измененные андезитовые порфириты всегда обладают прекрасно выраженной порфировой структурой, а сильно метаморфизованные по внешнему облику часто весьма трудно отличимы от диабазов. Например, в районе кл. Вдовинского локально развитая толща мощностью около 750 *м* сложена главным образом андезитовыми порфиритами, среди которых есть диабазы, но породы здесь настолько изменены

(рассланцевание, окварцевание, эпидотизация и пр.), что по внешнему облику разграничить андезитовые порфириты и диабазы весьма затруднительно.

Главная составная часть андезитовых порфиритов — плагиоклаз и темноцветный минерал. Плагиоклаз резко преобладает как в основной массе, так и в порфировых выделениях. Содержание порфировых выделений в андезитовых порфиритах в общем колеблется от 10—15 до 30% от общего объема породы. Иногда в породах присутствует также кварц. Вторичные минералы андезитовых порфиритов — альбит, хлорит, серицит, эпидот и лейкоксен, отчасти соссюрит, цоизит, кварц и пренит. Наблюдаются сильно гематитизированные андезитовые порфириты.

Среди акцессорных минералов чаще всего встречаются магнетит и апатит, реже ильменит. Единично отмечены мелкие зерна циркона.

Плагиоклаз порфировых выделений образует широкотаблитчатые или изометричные, реже удлиненные кристаллы. Часто они несколько оплавлены и обладают округлыми очертаниями. Нередки гломеропорфировые их сростки. Размеры кристаллов плагиоклаза в порфировых выделениях изменяются от 0,4 до 1,5 *мм*, но иногда достигают 2—3 *мм*. Андезитовые порфириты, так же как и другие вулканогенные породы Рудного Алтая, подверглись значительным вторичным изменениям. Поэтому лишь в отдельных случаях можно установить состав плагиоклаза порфировых выделений, соответствующий андезину, обычно же он сильно альбитизирован, а иногда подвергается серицитизации, карбонатизации, эпидотизации и, реже, хлоритизации.

Содержание темноцветного минерала в андезитовых порфиритах различное, но всегда резко подчинено плагиоклазу. Он образует различной формы и размеров порфировые выделения.

Темноцветный минерал андезитовых порфиритов в подавляющем большинстве случаев полностью замещен хлоритом и кальцитом. Гораздо реже его замещает эпидот в сочетании с теми же минералами. Форма кристаллов темноцветного минерала довольно разнообразная — неправильная, удлиненнопризматическая, изометричная, восьмиугольная, реже ромбовидная, характерная для роговой обманки. Иногда вокруг кристаллов темноцветного минерала имеются тонкие опацитовые каймы. Размер зерен от 0,2 до 3,0 *мм*.

Лишь в сравнительно слабо измененных андезитовых порфиритах содержатся реликты или хорошо сохранившиеся кристаллы моноклинного пироксена — авгита. Форма его кристаллов неправильная или широкотаблитчатая, призматическая, с отчетливо выраженной совершенной спайностью по удлинению кристаллов. Авгит бесцветный. Размеры его кристаллов колеблются от 0,3 до 3,0 *мм*.

Среди девонских андезитовых порфиритов, в целом подвергшихся в меньшей степени вторичным изменениям, чем более ранние девонские породы, В. С. Кузебный и В. Д. Каймакова (1963) отмечают породы, содержащие кристаллы обыкновенной роговой обманки, подвергшейся хлоритизации.

Кварц в андезитовых порфиритах встречается редко; он представлен ксеноморфными мелкими зернами, располагающимися в интерстициях между лейстами плагиоклазов основной массы, но изредка образует небольшие, 0,2—0,3 *мм*, скопления.

Основная масса андезитовых порфиритов имеет пилотакситовую, гиалопилитовую и микролитовую структуру. Микролейсты плагиоклаза основной массы полностью альбитизированы, за редким исключением. Например, в андезитовых порфиритах с пилотакситовой или микролитовой структурой иногда удается установить, что плагиоклаз по соста-

ву соответствует олигоклазу или олигоклаз-андезину. Размеры микролейст плагиоклаза от 0,04 до 0,4 *мм*.

Вторичные изменения андезитовых порфиритов весьма различны по интенсивности и особенностям минералообразования, но почти во всех случаях эти порфириты подвергаются прежде всего процессам хлоритизации. Хлорит обычно развивается в основной массе породы, образуя небольшие равномерно распределенные скопления чешуек, замещающие, в частности, и стекловатый базис андезитового порфирита.

Наряду с хлоритом по вкрапленникам и основной массе породы развиваются серицит, кальцит, эпидот, цоизит, пренит и лейкоксен. В андезитовых порфиритах, имеющих темно-лиловую или лиловую окраску, основная масса переполнена тонкораспыленным гематитом.

Наиболее интенсивно измененные андезитовые порфириты превращены в мелкозернистый агрегат, состоящий из эпидота, кварца, альбита и хлорита с незначительным количеством зерен цоизита и чешуек серицита.

Химический анализ андезитового порфирита помещен в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Альбитизированные кварцевые порфириты представляют собой весьма незначительную часть группы андезитовых порфиритов. Они обнаружены среди верхнедевонских вулканогенных образований восточнее пос. Верхуба, в левобережной и правобережной части р. Уба. Они обычно образуют покровы или пластовые залежи, не превышающие по мощности 8—12 *м*. Породы окрашены в темно-серый, темно-серо-зеленый и серо-зеленый цвет. Текстура их обычно массивная или изредка миндалекаменная, структура порфировая. В состав кварцевых порфиритов входят плагиоклаз, кварц и темноцветный минерал. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, ильменит, сфен и циркон. Вторичные минералы — альбит и хлорит, в меньшей степени серицит, кальцит, кварц, гидрослюды, лейкоксен и эпидот.

Плагиоклаз порфировых выделений состоит из альбита и, реже, альбитизированного олигоклаз-андезина. Форма его кристаллов изометричная или удлиненнопризматическая. Нередки гломеропорфировые сростки плагиоклазов. Размеры плагиоклазов в порфировых выделениях варьируют от 0,3 до 1,3 *мм*, а размеры гломеропорфировых сростков достигают 2,4 *мм*. По плагиоклазам обычно развиты редкие мелкие чешуйки серицита, иногда по микротрещинкам — хлорит, гидрослюда. Лишь изредка плагиоклаз карбонатизирован.

Темноцветный минерал присутствует только в порфировых выделениях в виде единичных небольших (до 1 *мм*) ксеноморфных кристаллов, полностью замещенных хлоритом в ассоциации с кальцитом, кварцем и, реже, эпидотом. Общее содержание порфировых выделений в кварцевых порфиритах не превышает 5—10%. Кварц представлен резко ксеноморфными зернами, заполняющими промежутки между лейстами плагиоклаза, или небольшими, до 0,2 *мм*, округлыми кристаллами.

Основная масса пород имеет пилотакситовую или микролитовую структуру и состоит из тонких лейст альбита размером от 0,08 до 0,16 *мм*. В зависимости от интенсивности вторичных изменений основная масса содержит переменное количество хлорита, скопления мельчайших зерен кальцита, лейкоксена, гидрослюд и серицита. Эпидот обычно образует совместно с хлоритом и кварцем небольшие обособления или выполняет небольшие, до 1,5 *мм*, миндалины. Нередко в кварцевых порфиритах, имеющих миндалекаменную текстуру, мельчайшие овальные или округлые миндалины образованы кварцем. Размер таких миндалин обычно не превышает 1—3 *мм*.

Кварцевые кератофиры и другие кислые породы неоднократно подвергались петрографическому и петрохимическому изучению. Сведения о них приведены в ряде опубликованных работ. В частности, Н. А. Елисеев (1938), рассматривая группу кислых излившихся пород, выделял кварцевые порфиры, фельзиты, кварцевые кератофиры и базокварцевые кератофиры. Он указывал, что больше всего на территории Рудного Алтая распространены кварцевые и базокварцевые кератофиры. Позже В. И. Чернов (1954, 1955) и Е. Б. Яковлева (1956, 1957), также детально изучавшие эту наиболее распространенную группу пород, отметили, что в ней имеются еще и кварцевые альбитофиры. При этом они указали, что кварцевые альбитофиры представляют собой результат интенсивной альбитизации кислых эффузивов, отвечающих по составу главным образом кварцевым порфирам. К кварцевым альбитофирам В. И. Чернов (1955) отнес, кроме того, интенсивно альбитизированные породы, принадлежащие к ряду дацитов. В дальнейшем В. С. Кузебный и В. Д. Каймакова (1963) все без исключения кислые излившиеся породы северо-западной части Рудного Алтая причислили к кварцевым альбитофирам.

Как известно, в кислых излившихся породах ввиду их криптозернистого сложения нередко даже под микроскопом почти невозможно установить соотношения между альбитом и калиевым полевым шпатом. Наиболее надежными критериями, позволяющими выяснять соотношения между натровыми и калиевыми полевыми шпатами в альбитизированных породах, являются прежде всего данные химического состава. Соотношения между этими минералами могут быть установлены, кроме того, и в шлифах после предварительного травления их плавиковой кислотой и последующего окрашивания (Кигай, 1960). Представилось возможным, используя тот и другой метод, установить, что на Рудном Алтае в телах, сложенных так называемыми «кварцевыми альбитофирами», повсеместно встречаются кварцевые порфиры, или фельзит-порфиры, а также другие кислые породы, почти не подвергшиеся альбитизации. Такие неизмененные породы нередко образуют самостоятельные тела, в которых наблюдаются лишь отдельные участки интенсивного проявления процессов альбитизации.

Все это показывает, что широкое применение обезличенного термина «кварцевые альбитофиры» к эффузивам кислого состава Рудного Алтая нецелесообразно, так как приводит к весьма грубым обобщениям. Например, породы, явно относящиеся по химическому составу к кварцевым порфирам или к слабо альбитизированным их разновидностям, а также породы с резко колеблющимся содержанием натрия и калия, ничего общего не имеющие с альбитизированными кислыми излившимися породами, называют кварцевыми альбитофирами (табл. 7, анализы 351—360 и др.).

Подавляющая масса излившихся и субвулканических кислых пород Рудного Алтая, несомненно, подверглась интенсивной альбитизации, но внимательное изучение всегда позволяет установить первичный состав пород и выявить разновидности малоизмененные или вообще не подвергшиеся альбитизации.

Опираясь на определения А. Н. Заварицкого (1926), интенсивно альбитизированные субвулканические и излившиеся породы кислого состава следует выделять под названием кварцевых кератофиров. Единственным отличием кварцевых кератофиров от обычных кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов является резкое преобладание в них натрия над калием и соответственно альбита над калиевым полевым шпатом.

С учетом приведенных выше замечаний среди кислых вулканогенных пород на Рудном Алтае можно выделить кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты. Эти породы образуют покровы, а также силлы, дайки и штоки. В субвулканических телах встречаются также гранит-порфиры.

Отдельные покровы или их серии обычно чередуются с туфами, вулканическими брекчиями или терригенными породами. В мощных пачках, сложенных пластовыми телами кислых излившихся пород, пирокластические или осадочные прослои иногда совсем отсутствуют. Нередко в таких пачках исчезают также многие признаки, характеризующие покровное залегание пород. Поэтому не случайно В. И. Чернов (1954), изучавший кислые вулканогенные породы северо-западной части Рудного Алтая, считает, что эти породы обычно образуют пластовые залежи или сравнительно крупные лакколиты.

Какие-либо структурные или текстурные отличия между кварцевыми кератофирами, с одной стороны, и кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, с другой, отсутствуют. Как первые, так и вторые обычно имеют массивную или флюидальную текстуру и порфировую или афировую структуру. Окраска пород светло-серая с зеленоватым оттенком, темно-серая, светло-розовая, желтовато-зеленая или бурая. Под микроскопом можно видеть, что между этими породами нет различий и в микроструктуре основной массы. Для тех и других характерны одни и те же микроструктуры — фельзитовая, сферолитовая, псевдосферолитовая, реже микролитовая.

В отличие от кислых вулканогенных пород Горного Алтая аналогичные породы на рассматриваемой территории содержат малое количество выделений кварца и полевых шпатов, не более 10—15%; размеры фенокрист обычно невелики и в среднем не превышают 1—2 *мм*.

К кварцевым кератофирам в соответствии с номенклатурой А. Н. Заварицкого (1926) следует относить породы, в которых порфировые выделения образованы кварцем и альбитом или одним альбитом, а основная масса мелкозерниста и имеет существенно кварц-альбитовый состав. В эту группу пород, следовательно, должны быть включены альбитизированные кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. К сильно альбитизированным фельзитам, в которых кварц находится лишь в криптозернистой основной массе (при полном отсутствии порфировых выделений вообще), вполне применимо название «базокварцевые кератофиры», которое принял Н. А. Елисеев (1938).

Главными компонентами кварцевых и базокварцевых кератофиров являются альбит и кварц. В единичных случаях присутствуют мелкие (до 0,6 *мм*) кристаллы темноцветного минерала, полностью замещенные хлоритом. Изредка в породе встречаются листочки хлоритизированного биотита. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, ильменит, редко рутил. Вторичные новообразования — серицит, гидробиотит, хлорит, реже кальцит, эпидот, цоизит и лейкоксен.

Альбит повсеместно метасоматический. В порфировых выделениях он образует изометричные или широкотаблитчатые кристаллы. Нередки угловатые обломки альбита, имеющие оплавленные края, что довольно часто наблюдается также у кристаллов с хорошо сохранившимися кристаллографическими очертаниями. Во многих случаях кристаллы альбита корродированы. Полисинтетические двойники имеются лишь в сравнительно мелких удлиненнопризматических кристаллах. Широкотаблитчатые или изометричные кристаллы альбита нередко состоят как бы из нескольких различно ориентированных зерен со слабо выраженными полисинтетическими двойниками. Иногда отдельные крупные кри-

сталлы представлены олигоклазом или олигоклаз-андезином, частично замещенными по периферии альбитом. Размеры порфировых выделений от 0,5 до 3,5 *мм* при средних 0,8—1,0 *мм*.

По плагиоклазам почти всегда развит мелкочешуйчатый серицит, изредка образующий небольшие скопления; участками иногда развиты хлорит, кальцит и эпидот.

Кварц содержится как в фенокристах, так и в основной массе. В фенокристах он имеет вид округлых овальных бипирамидальных или неправильных кристаллов. Чаще всего они корродированы и имеют причудливые очертания. Нередко кристаллы кварца окружены очень тонкой оторочкой альбита или располагаются в центре небольших сферолитов. Размеры кристаллов варьируют от 0,3 до 2—3 *мм* при средних 0,5—1,0 *мм*. Содержание кварца в порфировых выделениях различное. Он либо преобладает, что очень редко, над порфировыми выделениями альбита, либо присутствует примерно в равном количестве. Нередко кварц образует многочисленные зерна округлой или неправильной формы размером 0,08—0,1 *мм*, занимающие как бы промежуточное положение между порфировыми выделениями и ксеноморфными микрозернами основной массы.

Основная масса кварцевых кератофиров имеет фельзитовую, микропойкилитовую, микросферолитовую, псевдосферолитовую и, реже, микролитовую структуру и состоит главным образом из альбита и кварца. Кроме того, в основной массе имеется переменное количество зерен калиевого полевого шпата, но иногда он полностью отсутствует, что отчетливо устанавливается при окрашивании шлифов. В. И. Чернов (1955), приводя петрографическую характеристику кислых эффузивов северо-западной части Рудного Алтая, указывает, что в интенсивно альбитизированных породах («кварцевых альбитофирах» по В. И. Чернову) калиевый полевой шпат представлен микроклином.

Почти во всех случаях в основной массе есть мелкочешуйчатый серицит, гидрослюда и, реже, хлорит. Изредка участками в основной массе развит кальцит, реже эпидот. В интенсивно измененных рассланцованных кварцевых кератофирах много серицита, хлорита, гидрослюд, эпидота, а в отдельных случаях и гидроокисей железа. Химический состав кератофиров приведен в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты менее распространены, чем кварцевые кератофиры, но иногда образуют самостоятельные покровы. В фельзит-порфирах в отличие от кварцевых порфиров нет порфировых выделений. Фельзиты, тонкозернистого сложения породы кварц-полевошпатового состава, лишены фенокрист. Они более редки, чем кварцевые порфиры и фельзитпорфиры.

Основным отличием кварцевых порфиров и фельзит-порфиров от кварцевых кератофиров является значительное содержание в них калиевого полевого шпата, главным образом ортоклаза, как в порфировых выделениях, так и в основной мелкозернистой массе. Плагиоклаз — чаще всего олигоклаз или, очень редко, олигоклаз-андезин; он почти всегда частично альбитизирован. Форма, размеры и количественные соотношения кварца и полевых шпатов порфировых выделений в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах такие же, как у кварцевых кератофиров.

Ортоклаз в порфировых выделениях — широкотаблитчатые или изометричные кристаллы размером от 0,3 до 1 *мм*. Он сильно пелитизирован и участками замещен альбитом. Нередко центральные части кристаллов ортоклаза полностью замещены альбитом, и тогда кристаллы альбита как бы окружены неровной каймой калиевого полевого шпата.

Биотит довольно хорошо сохранился и лишь изредка частично замещен хлоритом, в то время как в кварцевых кератофирах он обычно полностью разложен. Его содержание в породе незначительное и не превышает 2—3%. Максимальные размеры листочков 1—1,5 *мм*.

В тонкозернистой основной массе кварцевых порфиров и фельзит-порфиров почти всегда калиевый полевой шпат преобладает над альбитом, что отчетливо выражено в окрашенных шлифах. Микроструктура основной массы пород такая же, как и у кварцевых кератофиров. В породах со сферолитовой структурой основной массы сферолиты сложены калиевым полевым шпатом, иногда в сочетании с альбитом.

Вторичные минералы — серицит, хлорит, кальцит и изредка эпидот. В отличие от кварцевых кератофиров вторичные процессы в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах проявлены гораздо слабее. Иногда кварцевые порфиры переполнены тонкораспыленным гематитом, что обусловливает их светло- и темно-лиловую окраску. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон и рудные.

Приведенные выше данные показывают, что кварцевые кератофиры отличаются от кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов более интенсивными изменениями, связанными с альбитизацией пород.

Н. А. Елисеев (1938), В. С. Кузебный и В. Д. Кайманова (1963) считают, что альбитизация, хлоритизация, эпидотизация и другие вторичные изменения вулканогенных пород обусловлены главным образом процессами автометаморфизма. В. И. Чернов (1955) также предполагает, что роль факторов регионального метаморфизма в формировании петрографического облика излившихся пород была весьма незначительной, но допускает, что на процессы преобразования этих пород оказывали влияние поствулканические гидротермальные растворы.

Все же имеющиеся сейчас данные указывают на то, что преобразование вулканогенных пород на обширной территории Рудного Алтая связано не только с процессами автометаморфизма, но в значительной степени обусловлено их региональным метаморфизмом. Это подтверждается тем, что девонские вулканогенные породы порой изменены существенно меньше, чем аналогичные нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские породы, хотя условия формирования тех и других во многих отношениях были сходными.

Химические анализы кварцевых порфиров, фельзитовых порфиров и фельзитов приведены в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

В процессе девонской вулканической деятельности формировались сравнительно малые экструзивные тела, в строении которых принимают участие не только кварцевые порфиры, но и гранит-порфиры.

Выделению таких экструзивных гранит-порфиров предшествовал период изучения так называемых «порфировых интрузий» — жил, даек, штоков и пластовых залежей, которые многие исследователи относили к различным этапам верхнепалеозойской интрузивной деятельности. В результате исследований И. В. Дербикова (1952), В. И. Чернова (1954), Е. Б. Яковлевой (1956) и других удалось выявить, что, кроме гранит-порфиров малых интрузивных тел, сформировавшихся в заключительные этапы верхнепалеозойского интрузивного магматизма, на Рудном Алтае имеются гранит-порфиры, пространственно и генетически связанные с вулканической деятельностью, развивавшейся в течение среднего и верхнего палеозоя. В. И. Чернов (1954) и Е. Б. Яковлева (1956), детально изучавшие петрографию и петрохимию девонских вулканогенных образований, указывают, что основанием для выделения девонских субвулканических тел в целом явились не только общие геологические предпосылки, но и находки пород из субвулканических интрузий в галь-

ке конгломератов низов франского яруса и в обломках туфов низов живетского яруса.

Девонские гранит-порфиры наблюдались нами в двух районах наибольшего их распространения: Змеиногорском и Верхубинском. Форма тел гранит-порфиров округлая, овальная или самых причудливых очертаний. Размеры тел варьируют от нескольких десятков метров до 1,5—2 *км*. В. И. Чернов и Е. Б. Яковлева указывают, что наиболее характерные формы субвулканических тел — силлолакколитовые, реже дайковые. Редко встречаются горловины вулканов. Вмещающие породы для этих тел — обычно девонские вулканогенно-осадочные толщи.

Гранит-порфиры — массивные породы серые, светло-серые, зеленовато-серые или буровато-серые. Часто в них наблюдается характерная столбчатая отдельность. Структура пород порфировая. Порфировые выделения кварца и плагиоклазов достигают 5—6 *мм* в поперечнике, а общее их содержание в породе колеблется от 10—15 до 30—40% от общего объема. Главные компоненты гранит-порфиров — кварц, альбит и калиевый полевой шпат. Иногда в незначительных количествах присутствуют биотит и полностью разрушенный темноцветный минерал.

Вторичные минералы — альбит, серицит, хлорит, кальцит и, реже, гидрослюда, иногда тонкораспыленный гематит; акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон и ильменит. Микроструктура основной массы сферолитовая, микролитовая, микропойкилитовая и, реже, гранулитовая или фельзитовая.

Кварц в порфировых выделениях округлой или бипирамидальной формы. Размеры его кристаллов от 0,3—0,6 до 5—6 *мм*. Нередко он окружен тонкой каемкой альбита, которая иногда имеет радиально-лучистое строение. В основной массе кварц образует неправильные зерна или криптозернистые агрегаты, выполняющие промежутки между сферолитами. Иногда в основной массе встречаются микропегматитовые сростки кварца и калиевого полевого шпата.

Альбит порфировых выделений — удлиненнопризматические или таблитчатые кристаллы размером от 0,3 до 1—2 *мм*. Иногда он образует гломеропорфировые сростки. Постоянно устанавливается, что альбит образован в результате метасоматического замещения калиевого полевого шпата и более основного плагиоклаза (олигоклаз-андезина), о чем свидетельствуют небольшие реликты последних в альбите. Для гранит-порфиров характерно примерно равное содержание порфировых выделений кварца и плагиоклаза. По альбиту обычно развиты чешуйки серицита, иногда вместе с хлоритом. Отдельные кристаллы плагиоклаза карбонатизированы. В основной массе породы мелкие лейсты плагиоклаза образованы исключительно альбитом. В породах со сферолитовой структурой сферолиты состоят из альбита или из альбита и кварца.

Калиевый полевой шпат в гранит-порфирах присутствует не только в виде реликтов в порфировых выделениях, но и в виде мелких ксеноморфных зерен или их скоплений в основной массе. Он повсеместно пелитизирован. Биотит встречается в виде редких удлиненных листочков размером не свыше 0,5 *мм*. Кроме биотита, имеются изометричные или, реже, удлиненнопризматические кристаллы темноцветного минерала, полностью замещенные хлоритом и кальцитом. Максимальные размеры кристаллов не превышают 0,2—0,4 *мм*.

В целом для гранит-порфиров, как и для других кислых излившихся пород, характерны многие общие особенности как состава (преимущественно кварц-альбитовый), так и структуры. Сравнивая петрографические и петрохимические особенности гранит-порфиров, связанных

с девонской вулканической деятельностью, с гранит-порфирами заключительного этапа формирования Змеиногорского интрузивного комплекса, В. И. Чернов (1954) и Е. Б. Яковлева (1956) установили ряд характерных особенностей этих пород и предложили выделять девонские гранит-порфиры под названием альбититовых гранит-порфиров в отличие от плагиогранит-порфиров Змеиногорского интрузивного комплекса.

Наряду с типичными излившимися и субвулканическими породами на Рудном Алтае широко распространены различные пирокластические образования. Наиболее мощные их накопления сосредоточены, по-видимому, в пределах Алтайского и Синюшинского антиклинориев. Среди пирокластических пород выделяются диабазовые, андезитовые и липаритовые туфы и туфовые брекчии.

Диабазовые туфы и туфовые брекчии составляют весьма незначительный процент общей массы пирокластических образований Рудного Алтая. Например, в разрезе по р. Глубокая ими сложены обособленные пласты и линзы мощностью от 5 до 15 *м* или пласты мощностью до 30—35 *м*. Часто в этих телах наблюдаются следы перемыва обломочного материала. Редкие маломощные пласты диабазовых туфов встречаются в районе пос. Бутачиха и на междуречье Белая Уба — Брекса. Обычно эти породы обладают сравнительно хорошо выраженной обломочной структурой. Размер обломков варьирует от 4 до 20 *см* в поперечнике. Цвет пород серо-зеленый, зеленый, реже темно-зеленый.

Состав обломочного материала диабазовых туфов и туфовых брекчий сравнительно однообразен. Обломки образованы сильно измененными диабазами с массивной или, реже, миндалекаменной текстурой, а также диабазовыми порфиритами. Общее содержание обломков в породах чаще всего невелико и не превышает 20% и лишь иногда достигает 50—60% общей тонкообломочной основной массы, которая, в свою очередь, состоит из обломков кристаллов и пород размером 1—2 *мм* и вторичных продуктов их изменения. Обломки кристаллов сложены плагиоклазами, чаще всего полностью замещенными альбитом и темноцветным минералом. Среди вторичных минералов обычны альбит, хлорит, эпидот, цоизит, кальцит, серицит и лейкоксен, редки актинолит и тремолит. Темноцветный минерал часто замещен агрегатами хлорита либо хлоритом в сочетании с кальцитом и эпидотом.

Интенсивно измененные туфы представляют собой тонкозернистый агрегат перечисленных выше вторичных минералов. Очертания обломков минералов и пород в них едва устанавливаются. В таких породах нередко имеются резко ксеноморфные мелкие зерна или скопления вторичного кварца.

Андезитовые туфы и туфовые брекчии встречаются чаще, чем диабазовые. Значительные накопления андезитовых туфов (пласты или их чередование с покровами) есть в районе пос. Тарханка (р. Чесурка), кл. Вдовинского, пос. Буртачиха, на междуречье Белая Уба — Брекса и в других местах.

Окраска пород разнообразна: темно-серая, зеленовато-серая, зеленая или темно-лиловая. По составу туфы чаще всего литокристаллокластические и состоят из обломков андезитовых порфиритов, плагиоклаза и темноцветного минерала. Форма обломков угловатая. Размеры обломков пород варьируют от 0,3 до 1,5 *см*, а кристаллов — от 0,1 до 2 *мм*. Нередко наблюдаются кристаллы плагиоклазов или темноцветного минерала с прекрасно сохранившимися кристаллографическими очертаниями. Плагиоклаз обычно полностью альбитизирован. Лишь изредка встречаются хорошо сохранившиеся кристаллы олигоклаз-андезина или

андезина, по которым альбит развит только участками. Плагиоклазы чаще всего замещены эпидотом и кальцитом.

Обломки и кристаллы темноцветного минерала всегда полностью замещены хлоритом, эпидотом и кальцитом. Иногда встречаются хорошо сохранившиеся кристаллы с характерными очертаниями моноклинного пироксена. Кристаллы замещены хлоритом, нередко окружены черной непрозрачной каймой. Максимальные размеры обломков и кристаллов темноцветного минерала не превышают 0,5—0,6 *мм*.

Андезитовые порфириты в обломках характеризуются большим разнообразием микроструктур. В них отмечаются пилотакситовая, микролитовая, гиалопилитовая и витрофировая структуры. Плагиоклазы андезитовых порфиритов как в основной массе, так и в порфировых выделениях образованы альбитом и часто полностью замещены другими вторичными минералами (эпидот, кальцит, реже хлорит). Интерстиции между плагиоклазами обычно заполнены хлоритом, лейкоксеном и кальцитом. В обломках андезитовых порфиритов, обладающих гиалопилитовой или витрофировой структурой основной массы, мельчайшие редкие лейсты плагиоклазов погружены в хлоритизированный базис, нередко переполненный лейкоксеном и гематитом. Часто содержание гематита настолько велико, что в его плотной черной массе едва просвечивают светлые микролейсты плагиоклазов. Основная масса туфов в большинстве случаев представлена преимущественно вторичными минералами — хлоритом, эпидотом, альбитом, кальцитом, реже кварцем, мелкочешуйчатым серицитом и гидрослюдой.

Туфы, принадлежащие эйфельскому ярусу, нередко настолько интенсивно изменены, что подчас в шлифах трудно установить очертания обломков кристаллов и пород, в то время как в верхнедевонских туфах отчетливо сохраняется не только обломочная структура, но и многие особенности строения и состава пород в обломках. Исключением являются динамометаморфизованные породы, которые претерпели весьма существенные изменения независимо от возраста. Химический состав андезитовых туфов приведен в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Липаритовые туфы и туфовые брекчии образуют наиболее обширную группу пирокластических пород. Этими породами сложено свыше двух третей всей серии девонских пирокластических образований Рудного Алтая. Они имеются повсеместно в разрезах в виде единичных пластов мощностью от 2—3 до 20—30 *м* или пачек, достигающих 100—150 *м* мощности. Чаще всего в разрезах пласты туфов и туфовых брекчий чередуются с покровами или сериями покровов липаритовых порфиров.

Среди липаритовых пирокластических образований по особенностям состава и строения выделяются кристаллокластические, литокристаллокластические и витрокластические туфы, а также игнимбриты.

Кристаллокластические и литокристаллокластические туфы и туфовые брекчии широко распространены среди липаритовых пирокластических образований. Кристаллокластические туфы почти лишены обломков пород, а литокристаллокластические наряду с обломками кристаллов содержат большое количество обломков пород. Литокристаллокластические туфы с увеличением крупности обломков переходят в туфовые брекчии. Цементом крупнообломочных и крупноглыбовых вулканических брекчий обычно и являются литокристаллокластические туфы. Поэтому петрографическая характеристика туфовых брекчий и туфов приводится совместно.

Туфы и туфовые брекчии обладают хорошо выраженной обломочной структурой, затушеванной лишь в породах, подвергшихся интенсив-

ному динамометаморфизму или окварцеванию. Окраска пород чаще всего светло-серая, зеленовато-серая, темно-серая, реже буровато-серая. Туфы состоят из обломков кристаллов, пород и тонкообломочной большей частью раскристаллизованной основной массы. Содержание обломков колеблется от 10—15 до 30—35% общего объема туфов и лишь в редких случаях превышает 50—60%. Обломки кристаллов сложены плагиоклазом, кварцем, реже ортоклазом и в единичных случаях биотитом. Форма таких обломков разнообразная — клиновидная, серповидная, изометричная или округлая. Размеры варьируют от 0,2 до 3—4 *мм* при средних 0,4—0,5 *мм*. Плагиоклаз чаще всего альбитизирован. Лишь иногда сравнительно крупные (до 1,5 *мм*) удлиненнопризматические или изометричные его кристаллы по составу отвечают олигоклазу или олигоклаз-андезину. Вокруг таких кристаллов наблюдается метасоматическая оторочка альбита. Нередко плагиоклазы серицитизированы.

Кварц представлен угловатыми или несколько округлыми зернами. Встречаются хорошо сохранившиеся оплавленные его кристаллы.

Ортоклаз, пелитизированный, встречается крайне редко. Он образует остроугольные обломки размером до 1,5 *мм*.

Биотит в виде мелких чешуек присутствует в туфах также очень редко. Он частично замещен хлоритом.

Угловатые обломки пород обычно состоят из кварцевых кератофиров. В породах, мало альбитизированных, среди обломков устанавливаются кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, изредка обломки кварцевых порфиров и пемзы. Размеры обломков от 3—4 *мм* до 1—2 *см*.

Основная масса туфов тонкообломочная или фельзитовая и состоит чаще всего из кварца и альбита с незначительной примесью чешуек серицита, реже хлорита и гидрослюд. Иногда основная масса участками обнаруживает микросферолитовое строение. Размер радиально-лучистых образований не превышает 0,04 *мм*. Химические анализы туфов приведены в табл. 7 и на диаграмме (рис. 24).

Витрокластические туфы участвуют в строении разрезов вулканогенных толщ многих районов (Большая речка, Каменка первая, с. Бариновка, сопка Холозова, правобережье р. М. Убинка и др.). Они образуют линзы или пласты мощностью от 5 до 20 *м*. Иногда, например восточнее пос. Большая Речка, мощность витрокластических туфов достигает 40—45 *м*. Окраска пород светло-серая, серо-зеленая, серо-лиловая или ярко-лиловая; текстура массивная, структура тонкообломочная. В отдельных случаях встречаются маломощные (до 1 *м*) линзы тонкозернистых зеленовато-серых витрокластических туфов.

Витрокластические туфы обычно обладают прекрасно выраженной пепловой структурой. Иногда в них содержатся единичные обломки кристаллов полевого шпата или кварца, в редких случаях составляющие 10% от общего объема пород. Такие туфы могут быть отнесены уже к витрокристаллокластическим. Местами в туфах встречаются мелкие (до 10 *мм*) обломки пузыристой пемзы и кварцевых кератофиров.

Пепловые частицы имеют причудливую форму — серповидную, игольчатую, рогульчатую или напоминающую спикулы губок. Размеры их изменяются от 0,08 до 1 *мм*. Крупные пепловые частицы обычно отчетливо выделяются на фоне плотной криптозернистой основной массы породы. Полевой шпат в обломках образован альбитом и альбитизированным олигоклазом и лишь в единичных случаях попадаются обломки пелитизированного калиевого полевого шпата. По плагиоклазам развит мелкочешуйчатый серицит или кальцит. Иногда последний полностью замещает обломки плагиоклазов. Размеры обломков или частично сохранивших свои кристаллографические очертания кристаллов полевых

шпатов и кварца колеблются от 0,3 до 2 *мм*. Пепловые частицы обычно замещены либо мелкочешуйчатыми агрегатами гидрослюды или кальцитом, либо мельчайшими зернами кварца и альбита или одного кварца.

Встречаются интенсивно карбонатизированные туфы, содержащие гидрослюды и серицит. В таких туфах нередко с трудом устанавливаются лишь реликты первичной пепловой структуры пород.

Игнимбриты более редки, чем витрокластические туфы. Они наблюдаются в основном совместно с пластами и линзами витрокластических туфов или красноцветных терригенных пород, например восточнее пос. Б. Речка, на сопке Холозова (в районе пос. Верхубинка) и в других участках. Мощность пластов игнимбритов варьирует в пределах 10—15 *м*. Нередки совершенно постепенные переходы от игнимбритов к витрокластическим или витрокристаллокластическим туфам.

Игнимбриты обладают плотным сложением и четко выраженной флюидальной текстурой. Типичные линзовидные включения ориентированы параллельно кровле игнимбритовых пластов. Часто включения сливаются в тонкие прерывистые полосы, прямолинейные либо извилистые, волнистые, как бы обтекающие обломки кристаллов и горных пород.

Главной составной частью игнимбритов, так же как и витрокластических туфов, помимо таких включений, являются пепловые частицы, наряду с которыми обычны обломки кристаллов полевого шпата и кварца, реже мелкие обломки кварцевых кератофиров и литоидной пемзы.

Мелкие (0,08—1 *мм*) обломки пепловых частиц уплощены, нередко сливаются друг с другом и всегда строго ориентированы в одной плоскости. Постоянно отмечается, что уплощенные вытянутые пепловые частицы огибают обломки минералов и пород.

Включения литифицированного стекла имеют линзовидную или изометричную пламеневидную (типа фьямме) форму. Размеры их от 0,5 *мм* до 1—2 *см*. Содержание таких включений резко колеблется даже в пределах одного и того же тела. Более темная окраска включений в сравнении с основной массой обусловлена либо повышенным содержанием тонкораспыленного гематита, либо несколько отличным от основной массы составом вторичных продуктов разрушения, образовавшихся в результате литификации стекла включений.

Обломки и кристаллы представлены чаще всего альбитизированным плагиоклазом и, реже, калиевым полевым шпатом. Форма обломков неправильная, угловатая или округлая. Хорошо сохранившиеся кристаллы полевых шпатов имеют удлиненнопризматические или изометричные очертания. Часто они оплавлены. Подавляющая масса кристаллов ориентирована в соответствии с удлинением пепловых частиц и пламеневидных включений.

В игнимбритах отмечены акцессорные апатит, сфен и ильменит, частично замещенный лейкоксеном, продукты разложения пепловых частиц и основной массы — хлорит, серицит, гидрослюды, кальцит.

Наряду с пирокластическими породами весьма широко распространены лаво-шлаковые образования, к которым относятся лавовые брекчии, пузыристые шлаки и миндалекаменные породы.

Лавовые брекчии, имеющие преимущественно липаритовый состав, развиты повсеместно среди девонских вулканогенных образований. Ими сложены либо маломощные (до 5 *м*) линзы и пласты, невыдержанные по простиранию, либо крупные, 50—60 *м*, тела, как, например, в районе кл. Вдовинского, по р. Глубокая, по левобережью р. Уба, восточнее пос. Верхубинка и в других участках. Лавовые брекчии иногда встречаются также в краевых частях некоторых штоков и некков, например на г. Острухе в районе пос. Верхубинка.

Лавовые брекчии обладают отчетливо выраженной обломочной структурой, но в отличие от туфовых брекчий или крупнообломочных туфов в них основной цементирующей массой является лава, что обусловливает чрезвычайную плотность и прочность этих пород. Окраска лавовых брекчий светло-серая, зеленовато-серая, розовато-серая до пестрой, когда цвет цементирующей массы резко отличается от цвета обломков. В случае одинаковой их окраски обломочная структура пород выражена плохо, очертания обломков расплывчаты или почти совсем незаметны. Обломочная структура обычно прекрасно выражена в лавовых брекчиях пестрой окраски, в которых, как, например, в лавовых брекчиях левобережья р. Уба, цементирующая лавовая масса окрашена в зеленовато-серый, а обломки — в темно-лиловый, зеленый, розовато-серый или ярко-розовый цвет. Форма обломков обычно остроугольная или слегка округлая, размеры — от 2—3 до 20—25 *см*. Цемент имеет массивную или, реже, четко выраженную флюидальную текстуру.

Лавовые брекчии состоят главным образом из сильно перекристаллизованной основной массы преимущественно кварц-полевошпатового состава и обломков кварцевых кератофиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Иногда в лавовых брекчиях присутствуют мелкие обломки раскристаллизованного вулканического стекла с отчетливо выраженной полосчатой текстурой или с перлитовой отдельностью. Породы в обломках обычно сохраняют типичные структурные и текстурные особенности, а подчас и первичный состав. Лишь очень мелкие обломки часто почти сливаются с основной массой. В основной массе содержатся мелкие кристаллы плагиоклаза, кварца и, реже, альбитизированного и пелитизированного калиевого полевого шпата. Вторичные минералы лавовых брекчий — альбит, серицит, хлорит, гидрослюды, кальцит, мельчайшие зернышки лейкоксена и в единичных случаях эпидот. В лавовых брекчиях почти всегда есть мелкие зернышки ильменита, сфена, иногда апатита и лишь изредка циркона.

Пузыристые шлаки встречаются преимущественно в верхних частях покровов диабазов, диабазовых или андезитовых порфиритов и весьма типичны именно для покровов. Максимальная мощность шлаковых зон 0,3—0,4 *м*. По внешнему облику это темно-серые до черных или темно-зеленые, иногда со слабым лиловым оттенком породы пузыристой или ноздреватой текстурой. Форма пор и пустот в них весьма разнообразна, размеры варьируют от 0,5 *мм* до 1 *см*.

Пузыристые шлаки обычно представляют собой слабо раскристаллизованную лаву с единичными мелкими (до 0,1 *мм*) кристаллами плагиоклазов и большим количеством пор и пустот. В процессе диагенеза основная межпоровая стекловатая масса пузыристых шлаков превратилась в криптозернистый слюдистый или слюдисто-карбонатный агрегат со значительной примесью мелкочешуйчатого хлорита. Кроме того, в породе более или менее равномерно распределены мелкие, 0,1—0,2 *мм*, короткостолбчатые или неправильной формы кристаллы эпидота. Таблитчатые или лейстовидные кристаллы плагиоклазов полностью замещены альбитом или тонкораспыленным гематитом. Поры и пустоты пузыристых шлаков иногда частично заполнены хлоритом, кальцитом, реже, халцедоном или гематитом. На Рудном Алтае резко проявлен динамометаморфизм, поэтому пузыристые шлаки, как и миндалекаменные породы, часто с трудом прослеживаются в массе рассланцованных вулканогенных пород.

Миндалекаменные породы также обычно представляют кровлю диабазовых или андезитовых покровов, но отличаются от пузыристых шлаков главным образом тем, что поры в них нацело или почти

нацело заполнены различными минералами. Мощность миндалекаменных зон варьирует в пределах 0,4—1,5 *м* и часто зависит от мощности покрова, хотя иногда встречаются маломощные (от 2 до 5 *м*) тела, сложенные целиком миндалекаменными образованиями. Содержание миндалин в породах нередко достигает 50—70% от общего объема. Размер миндалин, как правило, не более 1—1,5 *см* в поперечнике. Они обычно заполнены хлоритом, кальцитом или кварцем, реже, эпидотом, тонкозернистыми агрегатами гематита и еще реже халцедоном. Когда присутствует несколько минералов, наблюдается зональное строение миндалин. Краевые зоны обычно сложены хлоритом или кальцитом, иногда чередующимися, центральные части — кварцем или халцедоном.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нижнекаменноугольные отложения в пределах Рудного Алтая широко распространены в Быструшинском и Белоубинском синклинориях (рис. 25), где они состоят преимущественно из морских терригенных осадков и согласно налегают на верхнедевонские отложения. Вулканогенные образования в строении нижнекаменноугольных толщ играют, в

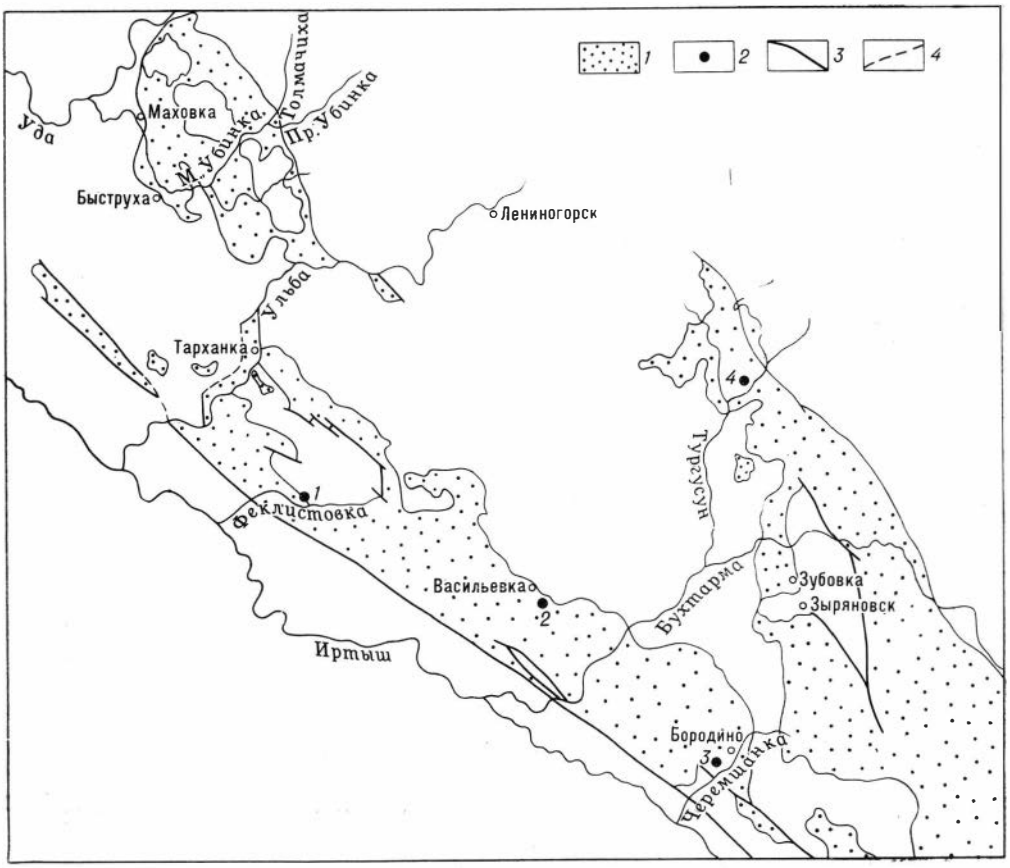


Рис. 25. Схема размещения нижнекаменноугольных вулканогенных пород Рудного Алтая:

1 — площади распространения вулканогенных пород; *2* — изученные разрезы; *3* — разломы установленные; *4* — разломы предполагаемые.

общем, существенную роль, но развиты далеко не повсеместно и сосредоточены главным образом на юго-западе — вдоль Иртышской зоны смятия в пределах Быструшинского синклинория и на северо-востоке — в Белоубинском синклинории. Кроме того, вулканогенные образования известны на юго-восточном крыле Быструшинского синклинория в районе с. Быструха на правобережье р. Малая Убинка, где среди нижневизейских отложений развиты самостоятельные покровы или маломощные серии покровов андезитовых порфиритов.

Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений разработана В. П. Нехорошевым (1930, 1939, 1946, $1948_{1, 2}$ и др.). Широко используется предложенная им схема подразделения нижнекаменноугольных отложений на три свиты (снизу вверх): тарханскую — нижний турне, бухтарминскую — верхний турне и ульбинскую — нижний визе.

Приводимые ниже сведения о строении разрезов нижнекаменноугольных отложений (рис. 26, колонки 1—4) опираются в основном на данные В. П. Нехорошева (1939, $1948_{1, 2}$), И. А. Гречишниковой (1957, 1961), Г. П. Клеймана (1956), Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1955).

Наиболее хорошо изученные и палеонтологически охарактеризованные разрезы нижнекаменноугольных отложений расположены в **пределах Быструшинского синклинория,** где вулканогенные породы развиты далеко не повсеместно.

Они известны, в частности, в районе с. Быструха на правобережье р. Малая Убинка в низах ульбинской свиты, где наблюдаются (снизу вверх):

1. Известковистые аргиллиты, алевролиты серо-зеленые и темно-серые, с прослоями кремнистых сланцев, с фауной мшанок. В нижней части пачки залегают маломощные (2—3 *м*) выклинивающиеся по простиранию пластовые тела диабазов, обладающих миндалекаменной или массивной текстурой. Мощность пачки 120 *м*.

2. Аргиллиты, известковистые аргиллиты, чередующиеся с покровами или маломощными сериями покровов серо-зеленых и зеленых пироксеновых андезитовых порфиритов. Среди аргиллитов встречаются отпечатки мшанок. Мощность пачки 170 *м*.

3. Известковистые аргиллиты, алевролиты со слоями светло-серых известняков. Видимая мощность 60 *м*.

Фауна мшанок в кремнистых и известковистых аргиллитах приведенных выше пачек, по данным В. П. Нехорошева, определяет нижневизейский возраст отложений (Гречишникова, 1957). Все эти пачки залегают согласно и также согласно подстилаются терригенными отложениями турнейского яруса, а последние постепенным переходом связаны с верхнедевонскими осадочными толщами.

Кроме покровов андезитовых порфиритов, среди отложений ульбинской свиты района с. Быструха имеются секущие дайки аналогичных порфиритов мощностью 4—5 *м*.

Более мощная толща нижнекаменноугольных (турнейских) вулканогенных пород располагается по правому притоку р. Феклистовка (рис. 26, колонка 1), где южнее с. Феклистовка И. А. Гречишникова (1957) наблюдала следующий разрез (снизу вверх):

1. На зеленых песчаниках и аргиллитах, содержащих фауну фаменского яруса верхнего девона, согласно залегает мощная пачка, сложенная чередующимися пластами туфов и туфовых брекчий дацитовых порфиритов, кремнистых сланцев и песчаников, содержащих пирокластический материал. Мощность слоев песчаников и кремнистых сланцев от 5 *см* до 8—10 *м*. Окраска пород лиловая и темно-лиловая. Общая мощность пачки 800 *м*.

2. Выше залегает пачка, нижняя часть которой состоит из серо-лиловых и лиловых дацитовых порфиритов, а верхняя — из лиловых литокластических и кристаллокластических туфов порфиритов. Мощность более 300 *м*.

3. Вулканогенные образования согласно перекрываются мощной толщей терригенно-карбонатных пород. В основании толщи залегает пласт серых известковистых песчаников мощностью 1—1,5 *м*, сменяющихся массивными известняками с прослоями черных глинистых сланцев. Вверх по разрезу известняки перекрываются черными глинистыми сланцами. Мощность толщи 500 *м*.

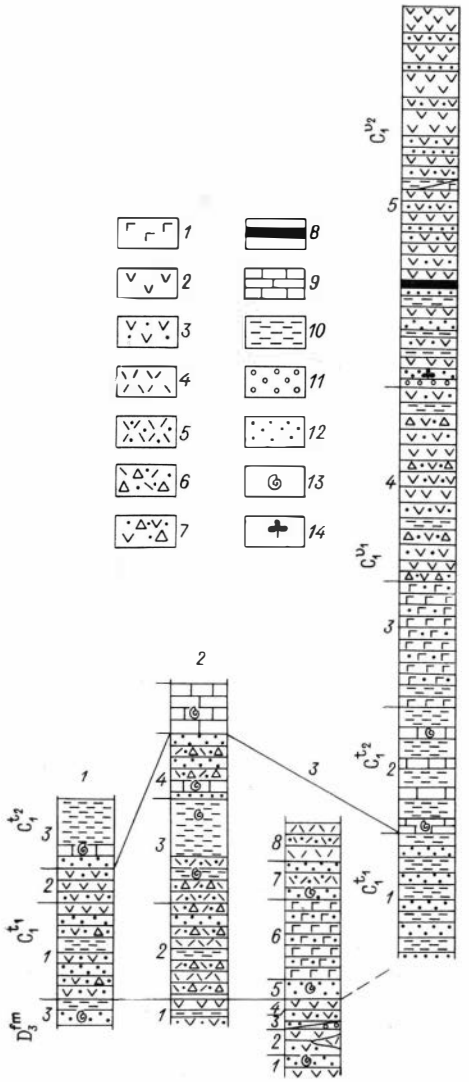


Рис. 26. Разрезы нижнекаменноугольных вулканогенных пород Рудного Алтая.

Условные обозначения: *1* — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты; *2* — андезитовые порфириты; *3* — туфы андезитовые; *4* — липаритовые порфиры; *5* — туфы липаритовые; *6* — туфовые брекчии, липаритовые; *7* — туфовые брекчии, андезитовые; *8* — пласты угля; *9* — известняки; *10* — алевролиты, аргиллиты; *11* — конгломераты; *12* — песчаники; *13* — фауна; *14* — флора. Местоположение разрезов: *1* — р. Феклистовка; *2* — с. Васильевка; *3* — с. Бородино; *4* — реки Тургусун и Таловка.

В районе с. Васильевка, по данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1955), в разрезе нижнекаменноугольных отложений (рис. 26, колонка 2) также прослеживаются вулканогенные породы, относящиеся к нижнему турне, залегающие в такой последовательности (снизу вверх):

1. Порфириты и их туфы с прослоями кремнистых сланцев. Видимая мощность около 100 *м*.

2. Вулканические брекчии с подчиненными им пачками песчаников, алевролитов и редкими покровами кислых эффузивов и их туфов. Мощность 750 *м*.

3. Вверх по разрезу вулканогенные образования постепенно сменяются темно-серыми и зеленовато-мергелистыми алевролитами. Мощность 700—900 *м*.

В нижней, средней и верхней частях этой толщи содержится фауна брахиопод, морских лилий и мшанок, указывающая на нижнетурнейский возраст отложений.

4. Вулканогенно-осадочные породы, внизу представленные серыми известняками с фауной брахиопод и мшанок, переслаивающимися с песчаниками, а в верхней части — песчаниками, чередующимися с вулканическими брекчиями кислых эффузивов и маломощными прослоями известняков. Мощность 500 *м*.

Отложения пачек 2—4 Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев относят к нижней и средней частям турнейского яруса нижнего карбона и сопоставляют с тарханской свитой В. П. Нехорошева (1939, 1948$_1$). Граница между нижнекаменноугольными и девонскими образованиями проводится условно, по основанию толщи кислых вулканогенных пород пачки 2.

На отложениях тарханской свиты согласно залегает бухтарминская свита, образованная двумя пачками известняков, содержащих фауну брахиопод, мшанок и трилобитов, характерных для верхней части турнейского яруса.

По данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1955), нижнекаменноугольные отложения фациально изменчивы, и если в левобережной части р. Бухтарма резко преобладают покровы кислых эффузивов и пласты их туфов, то на участке между с. Васильевка и р. Ульба развиты преимущественно пирокластические породы кислого и среднего состава, которым резко подчинены излившиеся породы.

В районе с. Бородино, по данным Г. П. Клеймана (1956), наблюдается довольно мощный разрез (рис. 26, колонка 3) нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных образований, в котором породы залегают в такой последовательности (снизу вверх):

1. Пачка зеленовато-серых песчаников и лиловых алевролитов: в нижней части покров темно-зеленых андезитовых порфиритов мощностью 10—12 *м*, а в верхней — пласт грубозернистых песчаников и конгломератов мощностью 10 *м*. Общая мощность пачки 50—52 *м*.

В верхней части пачки содержится фауна брахиопод и пелиципод (определения М. А. Ржонсницкой) фаменского яруса верхнего девона.

2. Массивные андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы. Окраска пород бордовая и зеленая. В средней части пачки присутствуют маломощные покровы зеленоватых фельзит-порфиров и кварцевых порфиритов. Мощность 180—200 *м*.

3. Пачка андезитовых туфовых брекчий, конгломератов, песчаников и алевролитов. Мощность 150 *м*.

4. Серые и лиловые порфириты и их туфы. Мощность 50—70 *м*.

5. Выше согласно залегает пачка среднезернистых песчаников, среди которых в средней части имеются прослои кремнистых пород и маломощные линзы известняков. В верхней части пачки песчаники грубозернистые. Мощность 150 *м*.

В этих отложениях имеется фауна брахиопод, по определениям А. П. Ротая соответствующая низам турнейского яруса.

6. Толща серых, серо-зеленых, голубовато-зеленых и лиловых диабазовых порфиритов и их туфов. Мощность 500—800 *м*.

7. Мощная пачка тонкозернистых и грубозернистых песчаников и алевролитов, содержащих пирокластический материал, среди которых залегают редкие маломощные покровы кварцевых порфиров. В верхней части пачки присутствуют известковистые песчаники, в нижней, по дан-

ным А. П. Ротая,— нижнетурнейская фауна брахиопод (определения А. П. Ротая). Мощность 200—400 *м*.

8. Венчается разрез серией покровов кварцевых порфиров и их туфов. Мощность 150 *м*.

Состав нижнетурнейских вулканогенных образований в приведенном разрезе резко отличается от характерного для района с. Васильевка. Так, в районе с. Васильевка и к юго-востоку от нее, на левобережье р. Бухтарма, примерно в 20—25 *км* от с. Бородино, нижнетурнейские вулканогенные образования представлены, по данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1955), кислыми эффузивами, их туфами и вулканическими брекчиями, а в районе с. Бородино — преимущественно основными и средними эффузивами и их туфами. Такие различия в составе одновозрастных вулканогенных образований наглядно показывают, что вдоль Иртышской зоны смятия располагались вулканические очаги, извергавшие одновременно кислые, средние и основные лавы и пирокласты.

В пределах Белоубинского синклинория среди нижнекаменноугольных отложений существенная роль принадлежит вулканогенным образованиям, слагающим верхнюю часть разреза (визейский ярус). Нижняя часть разреза (турнейский ярус) состоит из осадочных пород.

Наилучший разрез вулканогенных толщ прослеживается в бассейне рек Тургусун и Таловка к северу от г. Зыряновска. Здесь, по данным Л. Г. Васютиной, приведенным в работах И. А. Гречишниковой (1957, 1961), основание разреза не обнажено, а нижняя его часть (турнейский ярус) сложена внизу осадочными, а вверху — преимущественно вулканогенными породами, принадлежащими визейскому ярусу нижнекаменноугольной системы. Этот разрез (рис. 26, колонка 4) выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Толща песчаников и алевролитов с редкими маломощными прослоями известняков, условно сопоставляемая с палеонтологически охарактеризованными нижнетурнейскими отложениями. Мощность 1000 *м*.

2. Толща, образованная главным образом алевролитами и черными аргиллитами с линзами и довольно мощными пачками известняков, содержащих верхнетурнейскую фауну брахиопод и мшанок. Мощность не менее 1000 *м*.

Эти осадочные толщи согласно перекрываются мощным вулканогенным комплексом, который сопоставляют с палеонтологически охарактеризованной ульбинской свитой нижневизейского подъяруса нижнего карбона. Эта часть разреза по р. М. Тургусун представлена следующими толщами (снизу вверх):

3. Толща диабазов и их туфов. В нижней части толщи наблюдается переслаивание вулканогенных пород с алевролитами и аргиллитами. Мощность около 1000 *м*.

4. Толща андезитовых порфиритов, их туфов и туфовых брекчий с редкими и маломощными прослоями известковистых алевролитов. Для верхней части толщи характерно преобладание пирокластических пород над излившимися. Мощность около 2000 *м*.

5. Мощная вулканогенная серия, которую условно относят к самой верхней части визейского яруса. И. А. Гречишникова (1961), основываясь на данных Л. Г. Васютиной, указывает, что нижняя часть серии сложена песчаниками, алевролитами, черными углистыми аргиллитами и редкими покровами излившихся пород среднего состава, а также прослоями их туфов. Вверх по разрезу порфириты и их туфы начинают преобладать над осадочными породами. Здесь же встречаются редкие линзовидные тела основных излившихся пород. Верхняя часть серии состоит главным образом из эффузивов среднего состава, среди которых

присутствуют редкие слои их туфов и осадочных пород. В песчаниках нижней части серии содержатся растительные остатки плохой сохранности. Мощность свиты около 3000 *м*.

И. А. Гречишникова (1961) отмечает, что визейская вулканогенная серия в Белоубинском синклинории прослеживается в виде довольно широкой полосы, выдержанной по простиранию и протягивающейся от бассейна р. Тургусун на юго-восток вплоть до нижнего течения р. Нарым.

В целом нижнекаменноугольные вулканогенные образования распространены несравненно меньше, чем девонские, и сосредоточены главным образом на юго-западе и северо-востоке Рудного Алтая. На юго-западе они участвуют в строении нижнетурнейских толщ, а на северо-востоке имеют визейский возраст и залегают на верхнетурнейских осадочных породах. Мощность и относительное содержание вулканогенных пород в разрезе также различны. На юго-западе, например в районе с. Васильевка (Белькова и Огнев, 1955), максимальная мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает в среднем 2000 *м*, причем вулканогенные образования составляют около 50% разреза толщи. На северо-западе же в бассейне рек Малый Тургусун, Таловка и на Кедровском белке видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 6000 *м*, и большая ее часть (около 80%) представлена вулканогенными образованиями.

Среди нижнекаменноугольных вулканогенных пород чаще всего встречаются андезитовые порфириты и их туфы. Сравнительно мало распространены кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, а также их туфы, туфовые и лавовые брекчии.

В районе с. Быструха на г. Лобатой андезитовые порфириты образуют покровы или пластовые залежи, а также маломощные (до 5 *м*) дайки. Эти породы имеют массивное сложение и серо-зеленую, зеленую или темно-зеленую окраску. Они обладают ясно выраженной порфировой структурой. Местами в андезитовых порфиритах наблюдается слабо выраженная шаровая текстура.

Андезитовые порфириты состоят в основном из плагиоклазов, пироксена и роговой обманки. В виде ксеноморфных очень редких и мелких (до 0,2 *мм*) зерен в них присутствует кварц. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен, альбит, мелкочешуйчатый серицит, пренит и, в очень редких случаях, серпентин. Акцессорные минералы — апатит, магнетит и ильменит. Микроструктура основной массы микролитовая или призматически-зернистая. Состав и структурные особенности андезитовых порфиритов покровов, пластовых залежей и даек тождествен.

Плагиоклаз является главным компонентом пород. Он образует основную мелкозернистую массу андезитовых порфиритов и подавляющее большинство порфировых выделений. Форма кристаллов удлиненнопризматическая, изометричная и, реже, широкотаблитчатая. Размеры кристаллов в основной массе варьируют от 0,08 до 0,2 *мм*. Когда лейсты плагиоклазов в основной массе имеют резко выраженный удлиненнопризматический габитус, их размеры достигают 0,5 *мм* в длину. Максимальные размеры фенокрист не превышают 1 *см*.

В андезитовых порфиритах с призматически-зернистой структурой основной массы подчас отмечаются совершенно постепенные переходы от лейст плагиоклаза основной массы к крупным кристаллам порфировых выделений. В плагиоклазах хорошо прослеживаются полисинтетические двойники. Нередко наблюдается зональное строение. По составу плагиоклазы основной массы обычно соответствуют андезину, а в порфировых выделениях андезин-лабрадору и лабрадору.

Продукты замещения плагиоклазов — эпидот, кальцит, хлорит, альбит, пренит и мелкочешуйчатый серицит. В слабо измененных породах эти минералы чаще всего развиты по микротрещинам кристаллов порфировых выделений или образуют небольшие скопления их зерен в основной мелкозернистой массе. В сильно разрушенных породах плагиоклазы прежде всего подвергаются интенсивным процессам эпидотизации, альбитизации и, в меньшей степени, карбонатизации.

Пироксен (авгит) в андезитовых порфиритах моноклинный. Его кристаллы бесцветные или с едва заметным лиловым оттенком. В порфировых выделениях он, как правило, образует короткостолбчатые кристаллы, иногда сдвойникованные. Размеры кристаллов от 0,2 до 1—2 *мм*, изредка достигают 5—6 *мм*. В основной массе пироксен присутствует в виде редких и мелких ксеноморфных зерен. Содержание его в андезитовых порфиритах колеблется от 10 до 15%.

Вторичные минералы, развивающиеся по пироксену,— хлорит, эпидот и кальцит. В редких случаях пироксен замещен тонкочешуйчатыми агрегатами серпентина с характерной петельчатой структурой. Мелкие зерна пироксена в основной массе обычно полностью разрушены.

Сохранившиеся от разложения кристаллы роговой обманки содержатся лишь в порфировых выделениях. Форма ее кристаллов чаще ромбовидная или удлиненнопризматическая. Реже встречаются крупные, резко ксеноморфные кристаллы. Роговая обманка темно-бурая, бурая или зеленовато-бурая, с резко выраженным плеохроизмом и с высокими цветами интерференции. Нередко наблюдаются двойники. Размеры кристаллов от 0,4 до 2—3 *мм*. Они постоянно окружены опацитовыми каймами и даже в слабо измененных андезитовых порфиритах обычно полностью замещены вторичными минералами, в первую очередь хлоритом. В сильно измененных андезитовых порфиритах все без исключения кристаллы роговой обманки разрушены, а кристаллы плагиоклазов порфировых выделений и основной массы частично или полностью замещены агрегатами зерен эпидота, альбита и кальцита с примесью мелкочушейчатого серицита и хлорита.

Диабазы в том же районе с. Быструха образуют маломощные (2—3 *м*), реже более крупные (до 10 *м*) согласные тела, выклинивающиеся по простиранию. Они обладают темно-зеленой или серо-зеленой окраской и миндалекаменной текстурой. По составу они относятся к кварцсодержащим диабазам. Эти породы состоят из беспорядочно расположенных мелких (до 0,3—0,4 *мм*) лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены кварцем, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, лейкоксеном и, реже, мелкими зернами эпидота. Лейсты плагиоклазов пелитизированы или альбитизированы. По ним также развиты мелкие чешуйки серицита и единичные зерна эпидота. По составу они отвечают андезину.

Кварц в диабазах резко ксеноморфный. Форма его зерен обычно определяется контурами лейст плагиоклазов. Максимальные размеры зерен кварца не свыше 0,4 *мм*. Содержание его не более 5—7% общего объема породы. Мелкие зерна темноцветного минерала полностью замещены хлоритом и кальцитом с примесью тонких зерен эпидота. В единичных случаях встречаются сравнительно крупные (до 0,6 *мм*) изометричной формы его кристаллы, которые также разрушены. Зерна ильменита в диабазах полностью разложены и замещены лейкоксеном. Магнетит присутствует в виде редких и мелких зерен. Кислые породы, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы, туфовые и лавовые брекчии весьма близки соответствующим девонским породам.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепалеозойские отложения (рис. 27) распространены в Рудном Алтае на ограниченных площадях в пределах юго-западного крыла Алейского антиклинория и в центральной части Быструшинского синклинория. Они повсеместно с угловым несогласием залегают на различных по возрасту толщах пород и представлены толщами лагунно-континентальных осадков и вулканогенными образованиями. Возраст нижней части разреза верхнепалеозойских отложений (малоульбинская свита по В. П. Нехорошеву, 1939, и М. Ф. Микунову, 1957, 1961) определен по остаткам ископаемых растений и считается намюрским. Верхне-палео-

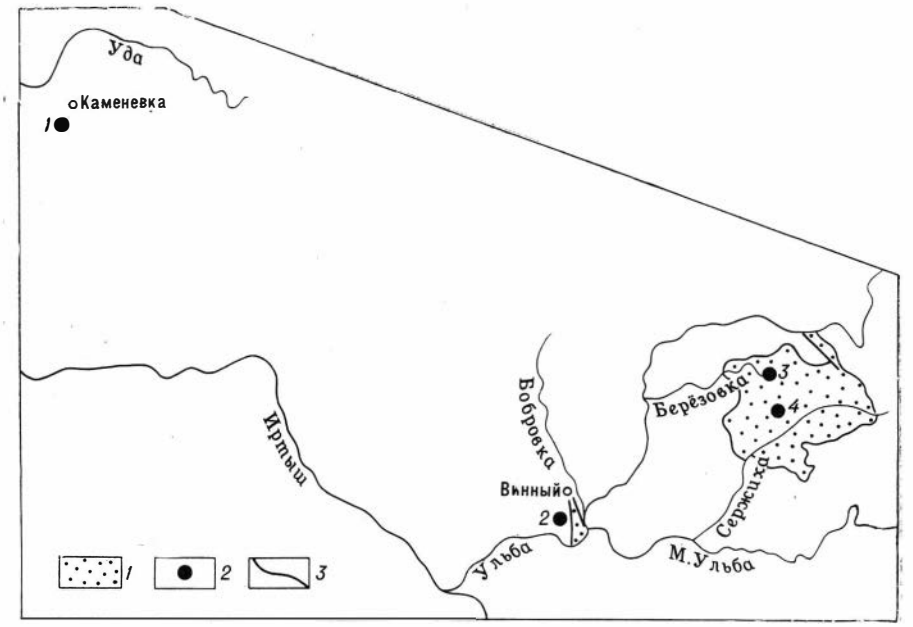


Рис. 27 Расположение изученных разрезов верхнекаменноугольных и пермских вулканогенных образований Рудного Алтая:

1 — площади распространения вулканогенных пород; *2* — изученные разрезы; *3* — разломы.

зойские отложения центральной части Рудного Алтая наблюдаются в районе пос. Каменевка в бассейне рек Березовка и Синюшка, впадающих слева в р. Ульба (Микунов, 1957), и в районе пос. Винный.

В пределах Алейского антиклинория в районе пос. Каменевка (рис. 28, колонка 1) М. Ф. Микунов (1957), основываясь на данных бурения, указывает, что верхнепалеозойские отложения с базальными конгломератами в основании налегают на размытую поверхность верхнедевонских отложений. В нижней части этой толщи пласты полимиктовых песчаников чередуются с прослоями конгломератов, серых алевролитов и черных углистых аргиллитов, среди которых встречаются тонкие прослои углей. Выше по разрезу появляются и начинают преобладать слои серо-зеленых песчаников с большим количеством туфового материала и пласты светло-серых грубозернистых туфов липаритового состава. Мощность толщи не менее 300 *м*.

По р. Ульбе у пос. Винный (рис. 28, колонка 2) верхнепалеозойские отложения довольно часто подразделяются на две толщи: нижнюю — осадочную и верхнюю — вулканогенную. На этом участке контакт верхнепалеозойских отложений с палеонтологически охаракте-

ризованными нижневизейскими отложениями тектонический. Разрез здесь имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Толща серых и пепельно-серых средне- и грубозернистых полимиктовых песчаников со слоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов. В нижней и верхней частях толщи содержатся многочисленные отпечатки растений, позволяющие относить вмещающие их породы к намюрскому ярусу нижнего карбона (Нейбург, 1951).

Выше залегает толща вулканогенных образований, распадающаяся на ряд пачек (снизу вверх).

2. Пачка вулканических брекчий кислых эффузивов. Мощность 80 *м*.

3. Серия покровов фельзит-порфиров с редкими маломощными лавобрекчиями. Венчает эту пачку покров кварцевых порфиров мощностью 12 *м*. Общая мощность 130 *м*.

4. Лавобрекчии кислых эффузивов с размерами обломков, варьирующими от 1 до 10—15 *см*. Мощность 50 *м*.

5. Покровы фельзит-порфиров и кварцевых порфиров (М. Ф. Микунов называет их кварцевыми альбитофирами и альбитофирами), чередующиеся с пластами их лавобрекчий. Видимая мощность около 200 *м*.

На этом участке верхнепалеозойские отложения прорываются небольшим гипабиссальным телом гранит-порфиров.

К северо-западу и юго-востоку на расстоянии нескольких километров от рассмотренного участка вулканогенная толща полностью выклинивается (Яковлева, 1957; Микунов, 1957, 1961). Таким образом, накопление вулканогенных пород, по-видимому, имело место только вблизи вулканического очага центрального типа.

В Быструшинском синклинории в бассейне рек Березовка и Синюшка в левобережной части р. Ульба, по данным М. Ф. Микунова (1957, 1961), развит мощный вулканогенный комплекс, в котором роль осадочных пород в общем незначительна. Из общей мощности 2500 *м* верхнепалеозойских образований осадочные породы составляют всего лишь 500 *м*. Разрез в этом районе (рис. 28, колонка 3), по М. Ф. Микунову, выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. На водоразделе рек Топиха и Березовка в их нижнем течении на песчанистых известняках с фауной нижнего визе (ульбинская свита) с угловым несогласием налегает пачка, сложенная косослоистыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и аргиллитами, черными углистыми аргиллитами и редкими линзами мелкогалечных конгломератов. В верхней части пачки присутствуют пласты туфов, мощные тела липаритовых лавобрекчий и экструзивные залежи того же состава пород. В алевролитах и аргиллитах верхней и нижней части пачки имеется флора (определения М. Ф. Микунова) намюрского яруса. Мощность пачки 400 *м*.

2. Пачка зеленовато-серых кварцевых порфиров с многочисленными порфировыми выделениями кварца, их туфов и вулканических брекчий. Среди этих пород располагаются маломощные пластовые залежи кварцевых порфиров, аналогичных кварцевым порфирам покровов, а также редкие пласты песчаников, конгломератов и маломощные пачки темных аргиллитов и алевролитов с остатками флоры (определения М. Ф. Микунова), характерной для отложений намюрского яруса нижнего карбона. Мощность 350—400 *м*.

Выше, отделенные горизонтом базальных конгломератов, переходящих вверх по разрезу в песчаники, содержащие пирокластический материал, залегают:

3. Толща фельзитов, их туфов и вулканических брекчий с подчиненными невыдержанными по простиранию пластами песчаников.

В средней части толщи располагаются покровы андезитовых порфиритов. Мощность толщи около 850 *м*.

4. Сложно построенная пачка андезитовых и липаритовых туфов. В нижней и верхней частях пачки присутствуют пласты конгломератов, песчаников, содержащих пирокластический материал, а также покровы андезитовых порфиритов. Мощность около 350 *м*.

5. Венчается разрез мощной серией покровов темно-серых андезитовых порфиритов с редкими пластами их туфов. Видимая мощность около 550 *м*.

Среди отложений пачек 3—5 встречаются штоки и дайки андезитовых порфиритов и кислых пород, по составу аналогичных излившимся породам. Эти пачки М. Ф. Микунов условно относит к верхнему карбону или перми.

Разрез верхнекаменноугольных или пермских вулканогенных толщ в бассейне рек Синюшка и Чернушка (рис. 28, колонка 4) описал Л. И. Звягинцев (1965), который отметил, что максимальная их мощность в районе гор Холодный и Мурашевский белки достигает 1600—1800 *м* и что состав вулканогенных пород этих пачек, несмотря на разнообразие окрасок (желто-серая, зеленая, черная), в общем однообразен и характеризуется преобладанием риолит-дацитовых порфиров. Нижняя часть наблюдаемого в этом районе разреза вулканогенных образований, известных под названием сержихинской свиты, по данным Л. И. Звягинцева, представлена дацитовыми и риолитовыми порфиритами и порфирами, а также их туфами, чередующимися с относительно редкими прослоями осадочных пород и туфовых конгломератов. Общая мощность этой части разреза около 1000 *м*.

Верхняя часть его состоит из чередующихся риолитовых порфиров и риолит-дацитовых туфов, подстилаемых конгломератами, имеющими мощность около 35 *м*. Мощность верхней части разреза около 550 *м*.

Петрографический состав верхнепалеозойских вулканогенных пород в общем разнообразен. Среди

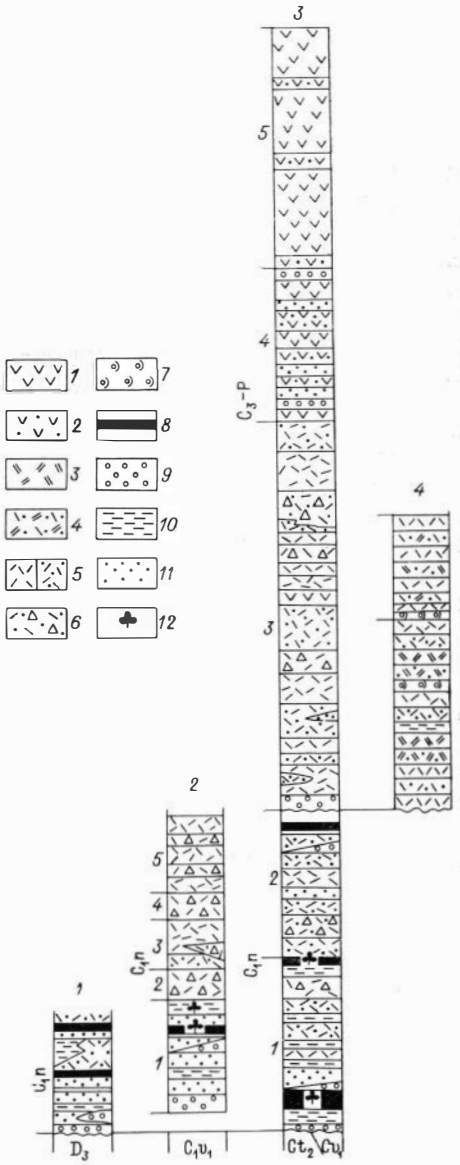


Рис. 28. Разрезы каменноугольных и пермских вулканогенных образований Рудного Алтая.

Условные обозначения: *1* — андезитовые порфириты; *2* — туфы андезитовые; *3* — дацитовые порфириты; *4* — липарито-дацитовые туфы; *5* — липаритовые порфиры, туфы липаритовые; *6* — туфовые брекчии, липаритовые; *7* — туфовые конгломераты; *8* — пласты угля; *9* — конгломераты; *10* — алевролиты, аргиллиты; *11* — песчаники; *12* — флора. Местоположение разрезов: *1* — пос. Каменевка, *2* — р. Ульба, *3* — реки Березовка и Синюшка, *4* — реки Синюшка и Чернушка.

них имеются излившиеся породы преимущественно андезитового и липаритового состава, встречающиеся и в субвулканических телах. По Н. А. Елисееву (1938), среди пород андезитового ряда могут быть выделены пироксеновые андезиты и андезитовые порфириты. Судя по данным Л. И. Звягинцева (1965), среди вулканогенных пород преобладают разновидности дацит-липаритового состава, в частности дацитовые порфиры (массивные и миндалекаменные), риолитовые (липаритовые) порфиры и их туфы. Эти породы липаритового состава теснейшим образом связаны с субвулканическими и интрузивными кислыми породами, что позволяет говорить о тесной связи пермских интрузий с вулканической деятельностью.

Пироксеновые андезиты сравнительно мало распространены. Они обладают темно-серой, почти черной окраской, массивным сложением и порфировой структурой. Порфировые выделения в них сложены плагиоклазом, авгитом, гиперстеном и, реже, магнетитом. Основная масса состоит из мелких лейст плагиоклаза, редких удлиненных кристаллов моноклинного пироксена и гиперстена, мелких зерен магнетита и буровато-коричневого вулканического стекла.

Плагиоклаз порфировых выделений представлен лабрадором, иногда зональным. Периферические зоны лабрадора более кислые по составу. Участками лабрадор замещен пренитом или серицитом.

Среди пироксенов в порфировых выделениях преобладает светло-зеленоватый весьма свежий авгит, образующий короткостолбчатые кристаллы с $2V = +57°$; $Ng : [001] = 48°$; $Ng — Np = 0{,}027$.

Гиперстен встречается в виде хорошо сохранившихся удлиненных призматических кристаллов, в большинстве случаев замещенных баститом, реже кальцитом. Гиперстен бесцветен, реже слабо окрашен и обладает плеохроизмом с распределением окрасок: по Np — слегка розоватой, по Ng — бесцветной. Он имеет $2V = -59°$; $Ng : [001] = 0°$; $Ng — Np = 0{,}013$. Наблюдается слабая дисперсия оптических осей.

Микролиты плагиоклазов в основной массе по составу соответствуют андезин-лабрадору. В подчиненном количестве в основной массе присутствуют удлиненные мелкие кристаллы гиперстена, так же как и в порфировых выделениях замещенные баститом, небольшие ксеноморфные зерна авгита и магнетит.

Весьма характерно наличие в породах буровато-коричневого стекла, почти не подвергшегося раскристаллизации.

Пироксеновые андезитовые порфириты встречаются чаще. По структуре и минералогическому составу они близки к пироксеновым андезитам. Отличие заключается лишь в большей измененности андезитовых порфиритов. В них вулканическое стекло девитрифицировано и превращено в криптокристаллический агрегат удлиненных лейст плагиоклаза и грязно-бурого базиса, окрашенного гидроокислами железа. Порфировые выделения плагиоклаза обычно замещены серицитом, эпидотом, пренитом, реже карбонатом. Порфировые выделения авгита, как правило, карбонатизированы, а гиперстена — замещены баститом. Иногда в порфировых выделениях встречаются кристаллы, полностью замещенные карбонатом и окислами железа, которые, судя по их форме, может быть, являются разрушенными кристаллами оливина. Структура основной массы пилотакситовая или гиалопилитовая, реже витрофировая. Основная масса также замещена карбонатами и эпидотом, участками серицитизирована, а иногда обогащена сульфидами. В андезитовых порфиритах с миндалекаменной текстурой миндалины состоят из халцедона, пренита и кальцита.

Роговообманковые пироксеновые порфириты содержат в порфировых выделениях наряду с пироксеном роговую обманку, а в лабрадоровых порфиритах во вкрапленниках встречается только лабрадор. В остальном породы сходны с пироксеновыми андезитовыми порфиритами.

Туфы андезитовых порфиритов состоят из неправильных различной величины обломков андезитовых порфиритов и мелких обломков кристаллов плагиоклаза. Порфириты в обломках имеют различную окраску и структуру.

Вулканогенные породы кислого состава включают кварцевые кератофиры, а также их лавовые брекчии и туфы.

Кварцевые кератофиры обладают светло-серой, зеленовато-серой или желтовато-серой окраской, массивной текстурой и содержат редкие мелкие порфировые выделения полевого шпата и, реже, кварца. Эти породы содержат кварц, альбит, олигоклаз, калиевый полевой шпат, серицит и мелкие зерна гематита, а из числа акцессорных минералов — единичные мелкие кристаллики циркона. Структура основной массы чаще всего микропойкилитовая и, реже, фельзитовая, иногда в сочетании с криптомикролитовой.

Порфировые выделения представлены главным образом альбитом. Форма кристаллов изометричная, реже удлиненнопризматическая. Нередко кристаллы оплавлены и обладают округлыми или корродированными очертаниями. Размер кристаллов не превышает 1—1,5 *мм*, в среднем от 0,3 до 0,5 *мм*. В породах с микропойкилитовой или криптомикролитовой структурой основной массы микролейсты альбита имеют размер около 0,08 *мм*. В краевых или центральных частях многих кристаллов альбита сохраняются реликты калиевого полевого шпата, указывающие на метасоматическую природу альбита, заместившего калиевый полевой шпат порфировых выделений. Среди вторичных новообразований в кристаллах альбита присутствуют мелко- и крупночешуйчатый серицит и пелит.

Кварц наблюдается как в основной массе, так и в порфировых выделениях в виде редких округлой и, реже, неправильной формы кристаллов размером не более 1—2 *мм*. Лишь в кварцевых кератофирах субвулканических тел размеры порфировых выделений достигают 3 *мм*, а содержание их повышается, хотя всегда остается меньшим, чем полевого шпата. В основной массе зерна кварца ксеноморфные, мелкие, а в кварцевых кератофирах с микропойкилитовой основной массой размеры их агрегатов достигают 1 *мм* и в них обычно заключены микролейсты альбита и, реже, калиевого полевого шпата.

Изредка среди порфировых выделений встречается олигоклаз с прекрасно выраженными полисинтетическими двойниками. Он слегка серицитизирован. Форма и размеры его кристаллов такие же, как у альбита. В основной массе иногда содержится большое количество мелкочешуйчатого равномерно распределенного серицита и изредка мелких зерен или их скоплений гематита.

Дацитовые порфиры имеют порфировую структуру и, по данным Л. И. Звягинцева, состоят из вкрапленников андезина, замещенных эпидотом, цоизитом и хлоритом, и основной массы, представленной бурым разложившимся стеклом и рудными зернами, иногда имеющей микролитовую структуру. Андезин образует местами небольшие (0,1—1,5 *мм*) овальные зерна. Наряду с массивными породами развиты миндалекаменные, содержащие миндалины размером 0,1—2,0 *мм* в поперечнике, заполненные шестоватым кварцем, кальцитом и хлоритом.

Липаритовые (риолитовые) порфиры отличаются порфировой или гломерофировой структурой и также содержат вкрапленники андезина, частично замещенные цоизитом, эпидотом и хлоритом и ярко-зеленой хлоритизированной роговой обманкой. Основная масса этих пород состоит из полуразложившегося вулканического стекла, иногда имеет микролитовую структуру и содержит пилотакситовую массу микролитов андезина, железистого хлорита и отчасти кварца, а также продуктов разрушения первичных минералов. Породы обычно окрашены в темные, почти черные тона, и, таким образом, ни их внешний облик, ни петрографический состав, судя по описаниям Л. И. Звягинцева (1965), не напоминают типичные липаритовые (риолитовые) порфиры. Об их принадлежности к ряду таких пород говорят лишь немногочисленные химические анализы, приведенные в работе Л. И. Звягинцева (см. табл. 7).

Туфы, туфовые и лавовые брекчии содержат обломочный материал, представленный кварцевыми кератофирами или липарито-дацитовыми порфиритами и обломками кристаллов кварца и полевых шпатов. Туфы отличаются от туфовых и лавовых брекчий незначительными размерами обломков пород, которые не превышают 1—2 *см*, и большим количеством обломков кристаллов. Туфы и туфовые брекчии, в свою очередь, резко отличаются от лавовых брекчий своей ясно выраженной тонкообломочной литокристаллокластической основной массой, содержащей четко обособленные более крупные обломки, что не наблюдается в лавовых брекчиях. Основная масса последних плотная, сливная. Очертания обломков в лавобрекчиях нередко выражены плохо, а подчас они совсем исчезают.

Основная тонкообломочная масса туфов и туфовых брекчий, а также лавовая масса лавовых брекчий иногда интенсивно перекристаллизована и превращена в тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат. Несмотря на перекристаллизацию, очертания обломков в туфах и туфовых брекчиях хорошо сохраняются. Они довольно часто как бы окаймлены оторочками из мельчайших чешуек серицита или гидроокислов железа. В лавовых брекчиях в результате перекристаллизации основная масса нередко бывает превращена в плотный кварц-полевошпатовый агрегат фельзитового типа.

Для петрохимической характеристики верхнепалеозойских вулканогенных пород, кроме данных Л. И. Звягинцева, можно привести анализ андезитового порфирита г. Лобатой и альбитизированного фельзит-порфира с. Бобровка, а также андезитового порфирита и андезито-трахита (по Н. А. Елисееву) из района г. Усть-Каменогорска (табл. 7).

В качестве итога изложенных сведений о вулканогенных породах Рудного Алтая приведем в сжатом виде наиболее существенные сравнительные данные. Для Рудного Алтая еще более, чем для Горного Алтая, характерно резкое преобладание кислых пород среди разнообразных продуктов вулканической деятельности. Здесь широко распространены кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, реже фельзиты и другие породы из группы липаритовых порфиров, а основные и средние породы сравнительно немногочисленны. Обильны пирокластические породы липаритового состава. Главная масса вулканогенных пород относится к эйфелю и верхнему девону, но имеются и более молодые — каменноугольные и пермские. Обычна ассоциация девонских и отчасти каменноугольных вулканогенных пород с морскими песчано-сланцевыми толщами.

Для Рудного Алтая имеются разнообразные химические анализы вулканогенных пород, которые помещены в табл. 7 и изображены на

диаграмме (рис. 24). На этой диаграмме видно, что фигуративные точки пород располагаются вблизи вариационной линии средних типов щелочно-земельных пород по Р. Дэли. Весьма четко прослеживаются два участка сгущения фигуративных точек, отвечающие основным и кислым породам. Среди обильно развитых кислых пород преобладают кварцевые кератофиры, характеризующиеся повышенным содержанием глинозема и натрия, что обусловлено процессами их альбитизации. Наряду с этим имеются кислые породы, недосыщенные глиноземом, которые содержат примерно равные количества калия и натрия и относятся в большинстве случаев к кварцевым порфирам и фельзит-порфирам. Во всех без исключения кислых породах содержание полевошпатовой извести незначительно.

Следовательно, все эти вулканогенные породы в целом относятся к щелочно-земельному ряду. Основные и средние излившиеся породы характеризуются повышенным по сравнению со средними типами пород по Р. Дэли содержанием полевошпатовой извести.

Девонские вулканогенные породы часто альбитизированы и соответственно отличаются высоким содержанием натрия. Широко распространены пластовые тела и субвулканические интрузии гранит-порфиров, кварцевых порфиров, кварцевых кератофиров, диабазов, габбро-диабазов.

ЗАЙСАНСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Названием Зайсанская горная система условно объединены горные сооружения, расположенные к северо-востоку и юго-западу от обширной Зайсанской впадины — хребты Калбинский, Саур, Тарбагатай и Чингиз (рис. 29).

На этой территории в течение среднего и верхнего палеозоя неоднократно проявлялась вулканическая активность. Несмотря на сравнительно хорошую геологическую изученность Зайсанской горной системы, вопросам формирования в ее пределах средне- и верхнепалеозойских вулканогенных толщ в литературе уделяется незаслуженно мало внимания. В большинстве случаев имеются лишь весьма скудные сведения о составе вулканогенных пород, нередко опирающиеся на самое общее их подразделение на основные, средние и кислые. Что касается особенностей строения вулканогенных толщ, то они рассматриваются только для территории Чингиза, где палеовулканологическое изучение проведено Л. Г. Никитиной (1964), В. Я. Кошкиным (1961) и другими исследователями. Поэтому приводимый ниже очерк вулканогенных образований среднего и верхнего палеозоя отличается краткостью и схематичностью описаний.

Ввиду своеобразия разрезов средне- и верхнепалеозойских отложений в разных частях Зайсанской горной системы описание соответствующих вулканогенных толщ ниже дано не по стратиграфическим подразделениям, а по отдельным районам (Калба, Саур, Тарбагатай, Чингиз).

На **территории Калбы** известны вулканические породы, принадлежащие девонской, каменноугольной и пермской системам. Состав вулканогенных образований в течение длительного времени, начиная с девонского периода и до перми включительно, выдерживается более или менее постоянным (базальтовые и андезитовые излияния). Поэтому разрезы вулканогенных толщ, соответствующие значительным отрезкам времени, здесь сравнительно однообразны.

Нижнедевонские отложения, среди которых залегают вулканогенные породы, в Калбе выявлены лишь в самые последние годы (Давиденко, Ипатов и Киселев, 1963; Киселев и Синдин, 1961) в Чарской структурной зоне, где по палеонтологическим данным установлена их принадлежность к жединскому и кобленцскому ярусам. Эти отложения выступают в ядре Чарского горст-антиклинория и представлены известняками, алевролитами, кремнистыми сланцами и яшмами,

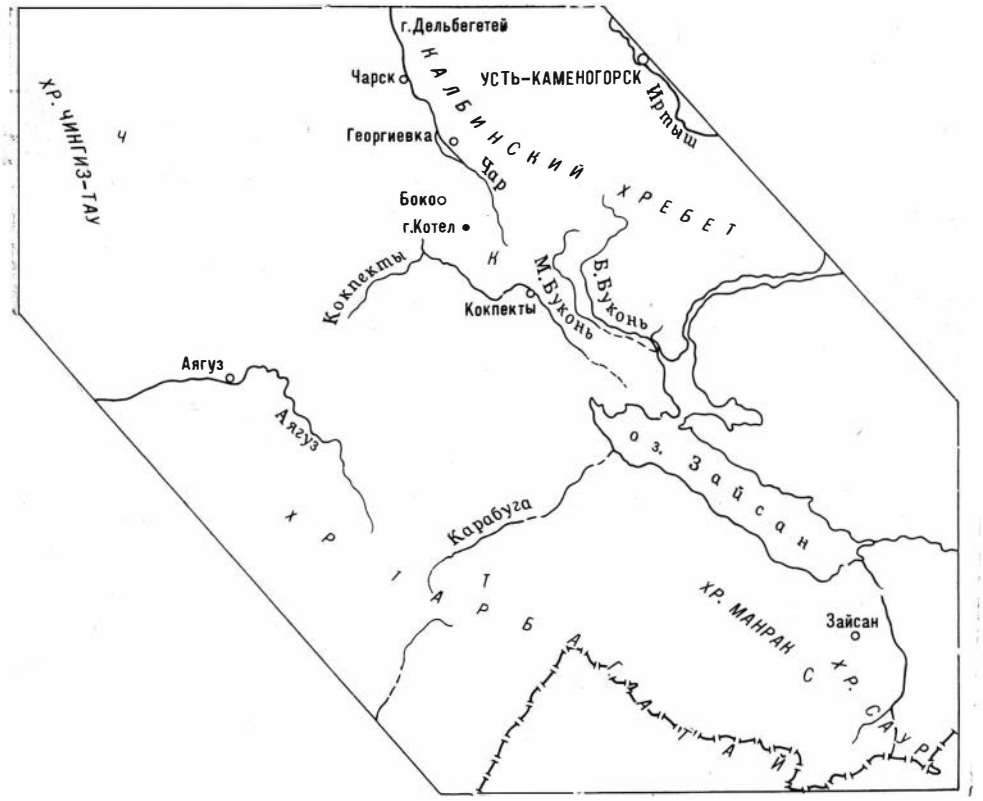


Рис 29. Схема районирования Зайсанской горной системы:
К — Калба, С — Саур, Т — Тарбагатай, Ч — Чингиз.

а также основными излившимися породами и их туфами. Особенностью нижнедевонских отложений следует считать широкое развитие карбонатных осадков рифовых и межрифовых фаций, изобилующих остатками брахиопод, криноидей, кораллов, а также разнообразных водорослей. Вулканогенные породы в этих отложениях встречаются в виде отдельных прослоев и линз небольшой мощности.

Вулканогенные образования, принадлежащие жединскому ярусу, установлены в ядре Чарского горст-антиклинория, в 18 *км* к востоку от пос. Георгиевка, на участке пос. Борщебулак — ур. Шолакбулак и в районе пос. Лазаревка. По данным В. В. Давиденко, А. Я. Ипатова и А. К. Киселева (1963), силур и нижний девон, по-видимому, связаны непрерывной седиментацией.

К жединскому ярусу (рис. 30) относят следующие согласно залегающие толщи (снизу вверх):

1. Известняково-яшмовая толща, состоящая из чередующихся зеленовато-серых яшм и сероцветных алевролитов с прослоем конгломера-

тов и известняков в верхней части толщи. В известняках имеется фауна брахиопод, определяющая их принадлежность к жединскому ярусу нижнего девона. Мощность около 330 *м*.

Выше залегает яшмо-эффузивная толща, в которой отдельные пачки наблюдаются в такой последовательности (снизу вверх):

2. Миндалекаменные базальтовые порфириты, грязно-зеленые. Мощность 110 *м*.

3. Яшмы вишнево-красные, вверх по разрезу сменяющиеся серыми известняками с фауной брахиопод, а затем светло-коричневыми яшмами и серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность около 15 *м*.

4. Миндалекаменные базальтовые порфириты, грязно-зеленые. Мощность 80 *м*.

Разрез жединских отложений мало меняется по простиранию, хотя местами в нем несколько увеличивается число пачек базальтовых порфиритов, а мощность отложений возрастает до 600 *м*.

К кобленцскому ярусу, по данным Б. К. Кораблева и И. К. Синдина (1961), относятся известняки, алевролиты, кремнистые сланцы, а также основные излившиеся породы и их туфы района г. Тисс и пос. Терентьевка, согласно залегающие на жединских отложениях. Вулканогенные образования местами отсутствуют в разрезе кобленцских отложений, но в ряде случаев их мощности весьма значительны, а иногда они почти нацело слагают весь разрез.

В северо-западной части Чарской структурной зоны в районе г. Тисс кобленцские вулканогенно-осадочные толщи, по данным Б. К. Кораблева (Киселев и Синдин, 1961), обнаруживают такую последовательность залегания (снизу вверх), продолжающую разрез жединских отложений (рис. 30):

5. Кремнисто-глинистые и известково-глинистые сланцы, чередующиеся с прослоями песчаников, кварцево-серицитовых сланцев и линзами оолитовых известняков. Мощность 180 *м*.

6. Базальтовые порфириты, их лавовые брекчии и туфы с горизонтами туфовых песчаников и кремнистых сланцев. Мощность 570 *м*.

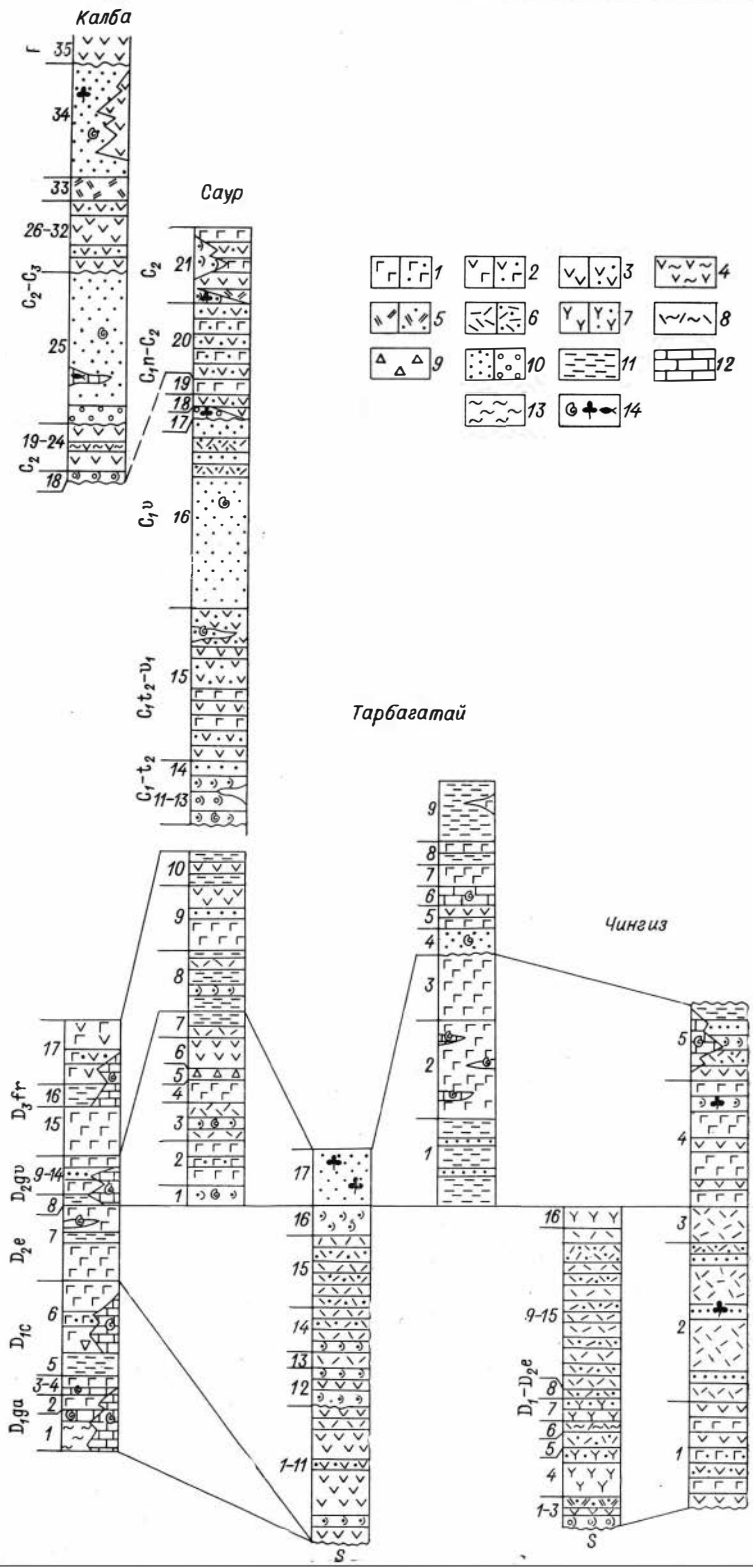
Рифовые фации этого разреза содержат разнообразную фауну брахиопод, определяющую принадлежность отложений к кобленцскому ярусу нижнего девона.

Среднедевонские отложения также приурочены к центральной части Чарской структурной зоны. Стратиграфических контактов этих отложений с подстилающими их кобленцскими не наблюдалось, но как те, так и другие развиты на разобщенных участках. Наряду с чисто осадочными разрезами (в частности, рифовыми фациями) среднедевонским отложениям свойственны разрезы, в строении которых принимают участие вулканогенные образования (межрифовые фации).

Известны эйфельские и живетские вулканогенно-осадочные толщи. Вулканогенный разрез, принадлежащий эйфельскому ярусу, можно наблюдать в юго-восточной части Чарской структурной зоны, в районе пос. Николаевка.

По данным В. В. Давиденко, А. Я. Ипатова и А. К. Киселева (1963), вулканогенно-осадочная толща представлена здесь основными излившимися породами и их туфами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками с фауной кораллов, определяющих эйфельский возраст вмещающих отложений. Мощность толщи авторами не указана. На колонке (рис. 30) она показана условно.

Живетские отложения в Чарской структурной зоне прослеживаются в районе г. Беркут, пос. Даубай, на участке пос. Александро-Невский — Башуринка до меридиана г. Тисс. В окрестностях пос. Даубай они


Калба
Саур
Тарбагатай
Чингиз
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

согласно лежат на отложениях эйфельского яруса, но в большинстве случаев их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не наблюдаются. К юго-западу от пос. Суубулак, по данным В. В. Давиденко, А. Я. Ипатова (1961) и других, установлена такая последовательность залегания пород в разрезе (снизу вверх):

8. Желтовато-серые алевролиты и кремнистые сланцы. Мощность 100 *м*.

9. Спилиты зеленовато-серые. Мощность около 30 *м*.

10. Песчаники вулканомиктовые красноцветные, вверх по разрезу сменяющиеся пестроцветными. Мощность около 30 *м*.

11. Известковистые песчаники с прослоями мергелей. Мощность 20 *м*.

12. Диабазовые порфириты. Мощность 15 *м*.

13. Алевролиты желтовато-серые. Мощность 30 *м*.

14. Миндалекаменные диабазовые порфириты. Мощность 25 *м*.

Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи, равная 320 *м*, к юго-востоку увеличивается до 400 *м*, но строение разреза остается неизменным. В рифовых фациях, сопровождающих вулканогенно-осадочную толщу, известна разнообразная живетская фауна брахиопод и кораллов.

Имеются указания на то, что в живетской вулканогенно-осадочной толще пос. Даубай наряду с основными эффузивами присутствуют кислые породы.

Верхнедевонские отложения отличаются ярко выраженным двучленным строением, охватывающим мощную вулканогенную толщу франского и карбонатную толщу фаменского ярусов. Обе толщи также приурочены к ядру Чарского горст-антиклинория.

Вулканогенная толща наблюдается к востоку от пос. Георгиевка в районе пос. Ортобулак и ур. Шолакбулак, а также на левобережье р. Чар близ пос. Андреевка и ст. Чар.

Непосредственные контакты толщи с подстилающими толщами тектонические. В ур. Красная Сопка разрез ее выглядит следующим образом (снизу вверх):

15. Диабазовые порфириты, серовато-зеленые. Мощность 400 *м*.

16. Алевролиты и кремнистые сланцы. Мощность 180 *м*.

17. Андезито-базальты буровато-зеленые и их туфы с горизонтами туфовых песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев. Мощность 500 *м*.

В рифовых известняках, сопровождающих вулканогенную толщу, имеется разнообразная фауна брахиопод франского яруса.

Вулканогенная толща содержит преимущественно основные лавы — диабазовые порфириты и отчасти породы андезито-базальтового ряда.

Вулканогенные образования, принадлежащие каменноугольной, системе, широко развиты на территории Колбы. Главная их масса сосредоточена в отложениях среднего и верхнего карбона, отделенных от девонской вулканогенно-осадочной толщи мощной (примерно 7—8 *км*) осадочной толщей, во многих пунктах охарактеризованной кораллами, брахиоподами, мшанками, гониатитами и пелециподами, а вверху со-

---

Рис. 30. Разрезы средне- и верхнепалеозойских вулканогенных пород Зайсанской горной системы:

1 — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, лабрадоровые порфириты, туфы базальтовые; *2* — андезито-базальтовые порфириты, их туфы; *3* — андезитовые порфириты, их туфы; *4* — игнимбриты андезитовые; *5* — дацитовые порфириты, их туфы; *6* — липаритовые порфиры, их туфы; *7* — альбитофиры, их туфы; *8* — игнимбриты; *9* — агломераты; *10* — песчаники, конгломераты; *11* — алевролиты, аргиллиты; *12* — известняки; *13* — яшмы; *14* — фауна, флора.

держащей также обильную флору. Возрастной диапазон этой терригенной серии ограничен рамками средний визе — низы среднего карбона. Вулканогенные породы, по данным А. Я. Ипатова (1961), в этом разрезе сосредоточены в нижней его части, относящейся к среднему и верхнему визе, и представлены отдельными покровами миндалекаменных диабазовых порфиритов и их туфов.

В северо-западной Калбе в Калбо-Нарымской структурной зоне среди песчаников и кремнисто-глинистых сланцев визейского яруса также встречаются отдельные пачки основных вулканогенных пород.

Начиная со среднекаменноугольного времени в разрезе каменноугольных отложений Калбы почти все исследователи отмечают распространение вулканогенных пород, образовавшихся в наземных условиях.

Среднекаменноугольные отложения в верхах разреза содержат мощную порфиритовую толщу, залегающую несогласно на подстилающих терригенных породах, также принадлежащих среднему карбону. К юго-востоку от пос. Боко А. Х. Кагармановым и А. М. Тарасенковым (1964) был изучен следующий разрез этой толщи (снизу вверх):

18. Туфовые конгломераты, массивные желтовато-зеленые, с обломками порфиритов, кремнистых сланцев и алевролитов. Обломки плохо- и, реже, среднеокатанные. Цемент среднеобломочный; пирокластоосадочный. Мощность 40—80 *м*.

19. Роговообманковые порфириты, серо-зеленые. Мощность 30—50 *м*.

20. Порфириты миндалекаменные, фиолетовые и фиолетово-серые. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Мощность 50 *м*.

21. Андезитовые порфириты афировой структуры, серые и темно-серые. Мощность 60 *м*.

22. Туфовые лавы андезитовых порфиритов, пестроокрашенные: литокласты зеленоватого цвета цементируются фиолетовой лавой. Мощность 30 *м*.

23. Андезитовые порфириты афировой структуры, зеленовато-серые, лилово-серые и лиловые. Мощность 40—110 *м*.

24. Порфириты роговообманковые, серовато-зеленые. Мощность 20 *м*.

Несмотря на отсутствие органических остатков, возраст вулканогенной толщи устанавливается вполне определенно; она залегает на среднекаменноугольных осадочных породах и несогласно перекрыта базальными конгломератами пестроцветной толщи с пресноводными пелециподами среднего и верхнего карбона.

25. Средне- и верхнекаменноугольные вулканогенные породы хорошо изучены также в районе гор Котел, Кулумбай и Май-Тюбе. По данным А. М. Тарасенкова и А. Х. Кагарманова (1964), от среднекаменноугольных осадочных толщ они отделены пачкой пестроцветных пород, содержащей остатки рыб плохой сохранности и пелеципод (мощность 1200 *м*). Вулканогенные породы залегают несогласно на подстилающих толщах, в том числе на пестроцветных породах. Весьма характерен разрез вулканогенных образований среднего и верхнего карбона к северо-востоку от р. Котел. Здесь наблюдается такая последовательность залегания пород (снизу вверх):

26. Роговообманковые порфириты с включением редких обломков порфиритов. Мощность 40 *м*.

27. Туфы роговообманковых порфиритов, среднеобломочные, кристаллокластические. Мощность 35 *м*.

28. Роговообманковые порфириты с редкими включениями обломков порфиритов, в верхней части приобретающие полосчатую текстуру

за счет неравномерного распределения вкрапленников плагиоклаза. Ширина полос до 1,5 *см*. Мощность 200 *м*.

29. Туфовые лавы андезитовых порфиритов, среднеобломочные, пестроокрашенные (зеленые, фиолетовые и розовые литокласты цементируются лиловой массой порфиритов). Мощность 20 *м*.

30. Авгитовые порфириты, лиловые и серо-лиловые, а также серо-зеленые, эпидотизированные в верхней части. Мощность 200 *м*.

31. Туфовые лавы темно-лиловых авгитовых порфиритов, крупнообломочные, эпидотизированные. Мощность 35 *м*.

32. Авгитовые порфириты, частью миндалекаменные, серо-лиловые и лиловые: миндалины заполнены хлоритом. Мощность 15 *м*.

33. Дацитовые порфириты, светло-серые, в верхней части переходящие в лавовую брекчию. Мощность 170 *м*.

34. Выше согласно залегает осадочная сероцветная толща мощностью 900 *м* с фауной пелеципод, указывающих, по данным Р. Е. Нельзиной (Кагарманов, Тарасенков, 1964), на средне-верхнекаменноугольный возраст отложений. Есть указания на то, что местами толща фациально замещается вулканогенными породами.

В целом, для средне- и верхнекаменноугольных вулканогенных лавовых и пирокластических образований характерна их принадлежность к андезитовой группе. Только в горах Сарыжал к северо-востоку от г. Котел появляются дацитового состава породы, венчающие разрез вулканогенных толщ. Формирование андезитовых лав и пирокластов происходило в континентальных условиях.

П е р м с к и е вулканогенные породы на территории Калбы выделяются условно в Каражальской мульде и в горах Сарыжал. До недавнего времени к пермской системе Г. И. Сократов относил значительную часть каменноугольных вулканогенных образований. Исследования А. Х. Кагарманова и А. М. Тарасенкова вызвали необходимость уточнить и отчасти существенно изменить стратиграфические построения Г. И. Сократова и соответственно отнести к пермской системе только роговообманковые порфириты гор Кулумбай и Котел, несогласно и очень полого залегающие на разных горизонтах сильно дислоцированных пестроцветных отложений среднего и верхнего карбона.

О с о с т а в е вулканогенных пород Калбы можно судить по весьма ограниченным сведениям. В сводке Н. А. Елисеева (1938) эти породы в большинстве случаев описаны совместно с теми, которые типичны и для Рудного Алтая, раздельная же характеристика их не приведена. Среди доверхнепалеозойских вулканогенных пород Калбы он, в частности, описал кератофиры с левого берега р. Кулумбай, имеющие вид породы, содержащей порфировые выделения хорошо сохранившегося сдвойникованного альбита. Основная масса этих пород состоит главным образом из альбита. В подчиненном количестве она содержит авгит, замещенный серпентином, окислами железа и карбонатом; имеется небольшое количество мелких зерен кварца и магнетита.

Химический состав этой породы приведен в табл. 8 (анализ 424). Результатов сколько-нибудь полного петрографического изучения других девонских и каменноугольных вулканогенных пород пока нет в опубликованной литературе, хотя необходимость такого изучения совершенно очевидна.

Для верхнепалеозойских вулканогенных пород петрографические данные приведены Н. А. Елисеевым (1938) только для самой распространенной группы — порфиритов.

По минералогическому составу он выделяет среди них две разновидности, одна из которых содержит в основной массе кварц, а в другой

кварц отсутствует. К кварцсодержащим порфиритам относятся темно серые и зеленовато-серые породы с порфировой структурой и мелкими обильными вкрапленниками олигоклаза. Среди фенокрист встречаются также редкие удлиненные кристаллы коричневой роговой обманки, частично замещенной хлоритом, или микровкрапленники и гломеропорфировые скопления зерен авгита. Отмечены редкие мелкие вкрапленники ортоклаза. Основная масса порфиритов мелкозернистая, состоит из полевых шпатов и небольшого количества зерен кварца.

Бескварцевые порфириты в зависимости от состава вкрапленников разделяются на авгито-роговообманковые, авгитовые и роговообманковые. Во всех этих разновидностях присутствуют микропорфировые выделения плагиоклаза. Роговая обманка — светло-коричневая, почти не плеохроирующая, нередко с опацитовой каймой. Авгит с $Ng:[001]=47°$ и $2V=+58°$ часто замещен серпентином и пренитом. Фенокристы плагиоклаза отвечают по составу лабрадору, андезину или олигоклаз-альбиту. Основная масса породы состоит из микролитов и лейстовидных кристаллов плагиоклаза, зерен магнетита и альбита. Структура пилотакситовая, иногда отмечается флюидальность.

Химический состав порфиритов представлен 11 анализами, которые показывают, что он крайне непостоянен и соответствует либо кварцевым порфиритам, либо андезитам, трахиандезитам и андезито-трахитам (табл. 8, анализы 413—423).

Результаты более поздних петрографических исследований верхнепалеозойских вулканогенных пород пока не опубликованы.

На хр. Саур средне- и верхнепалеозойские вулканогенные породы исключительно широко распространены. В отличие от соответствующих отложений Калбы, где они тесно переплетаются с осадочными породами, вулканогенные образования господствуют в средне- и верхнепалеозойском разрезе Саура, а местами почти полностью вытесняют осадочные породы. Состав вулканогенных толщ пестрый, особенно в нижней части разреза девонских отложений, где наблюдаются основные, средние и кислые излившиеся породы и их туфы.

Нижнедевонские и эйфельские толщи в Сауре не известны. Наиболее древними девонскими отложениями являются живетские, часто с трудом отделимые от верхнедевонских.

Живетские вулканогенные образования описаны С. А. Келлем (1964) в осевой зоне Западного Саура и в северной его части. В осевой зоне Западного Саура они обнажаются в ядре Чакбартасской горст-антиклинали и представлены немой вулканогенно-осадочной толщей, имеющей мощность около 1500 *м* и содержащей основные лавы и их туфы.

На севере Саура живетские отложения приурочены к ядру Зайсанской антиклинали. Они отличаются здесь значительной фациальной изменчивостью, что затрудняет составление для них единого разреза. Взаимоотношения с подстилающими породами не известны.

Низы разреза сложены диабазовыми туфами и спилитами с линзами туфов и туфовых песчаников, составляющими около 100—150 *м* мощности разреза.

Вышележащую часть живетских отложений можно проследить в 2—3 *км* к югу от г. Зайсана, по р. Б. Джеменей, где разрез (рис. 30) надстраивается следующими пачками (снизу вверх):

1. Нижняя вулканогенно-осадочная пачка, представленная туфовыми песчаниками, конгломератами, а также прослоями основных излившихся пород и их туфов. Туфовые песчаники содержат фауну кораллов, брахиопод и отпечатки коры лепидодендронов. Мощность 150 *м*.

Таблица 8

Химический состав вулканогенных пород Зайсанской горной системы

Компонент	413	414	415	416	417	418	419	420	421	422
SiO_2	65,96	67,83	67,20	60,56	59,31	56,80	60,25	59,44	57,37	54,84
TiO_2	—	—	0,27	—	—	—	—	0,88	—	—
Al_2O_3	17,94	16,89	16,32	16,58	17,15	19,13	16,41	15,52	16,81	18,25
Fe_2O_3	1,20	1,35	0,96	1,04	2,20	3,92	2,01	6,97	2,29	4,30
FeO	1,05	1,46	2,57	2,87	1,64	2,30	3,00	4,92	3,78	2,60
MnO	—	—	0,06	—	—	—	—	0,35	—	—
MgO	0,86	0,59	1,19	3,84	2,77	2,18	3,35	1,30	4,52	2,65
CaO	3,47	2,27	6,42	5,68	7,34	7,74	7,26	5,11	5,11	8,37
Na_2O	5,20	5,44	3,89	4,46	3,82	5,54	3,61	3,44	5,93	3,74
K_2O	3,04	3,17	0,74	2,55	3,92	2,00	1,46	0,79	1,24	3,13
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	1,34	1,16	0,94	1,82	1,26	0,45	1,90	0,88	2,58	1,81
H_2O^+										
Σ	100,06	100,16	100,56	99,40	99,41	100,06	99,25	99,60	99,63	99,69

Компонент	423	424	425	426	427	428	429	430	431	432
SiO_2	49,73	62,00	77,29	78,08	77,79	77,80	79,18	77,05	77,36	75,34
TiO_2	—	—	0,18	0,25	0,10	0,20	0,20	0,30	0,21	0,29
Al_2O_3	15,10	19,91	11,71	11,68	11,16	11,39	10,18	10,27	10,32	10,82
Fe_2O_3	3,05	2,47	1,12	0,4	1,02	0,24	2,10	1,9	1,54	1,21
FeO	8,97	2,45	0,12	0,65	0,29	1,76	0,10	0,10	2,08	2,66
MnO	—	—	0,02	0,02	0,02	0,05	0,07	0,07	—	0,02
MgO	7,81	1,27	0,72	0,64	0,99	0,58	0,90	1,17	0,37	0,40
CaO	11,20	4,18	1,05	1,15	1,55	1,10	0,50	1,3	0,60	0,70
Na_2O	2,05	7,80	4,23	4,65	3,13	3,20	4,00	5,15	3,05	4,61
K_2O	2,00	—	3,00	2,50	3,60	3,10	2,25	2,30	3,77	3,78
P_2O_5	—	—	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	0,11
SO_3	—	—	0,35	0,10	0,32	0,32	0,20	0,32	0,16	0,07
H_2O^-	1,25	0,48	0,07	0,38	0,07	0,86	0,64	0,04	0,06	0,16
H_2O^+			0,66		0,56	—		0,96	0,58	0,12
Σ	101,16	100,56	100,52	100,50	100,60	100,61	100,32	100,94	100,17	100,29

Компонент	433	434	435	436	437	438	439	440	441	442
SiO_2	84,07	77,48	76,96	77,00	71,89	71,36	77,02	72,04	75,44	72,24
TiO_2	0,15	0,35	0,26	0,25	0,44	0,64	0,15	0,66	0,35	0,29
Al_2O_3	6,46	9,91	10,47	11,25	13,78	13,02	10,58	14,36	11,08	15,42
Fe_2O_3	1,48	1,5	1,89	2,18	3,09	2,25	2,37	2,14	2,06	0,74
FeO	0,12	0,20	2,34	0,22	0,64	2,01	0,36	0,53	2,47	1,36
MnO	0,04	0,02	—	0,09	0,05	—	0,08	0,08	сл.	—
MgO	0,99	1,53	0,26	1,08	0,29	0,31	0,62	0,07	0,30	0,28
CaO	1,20	0,50	0,50	0,9	0,47	0,90	1,15	2,00	0,90	2,10
Na_2O	1,75	1,30	4,54	4,40	7,01	5,35	5,05	5,32	4,44	3,44
K_2O	3,15	6,05	3,25	1,95	1,42	2,74	0,03*	0,27	3,48	3,52
P_2O_5	0,00	0,02	0,07	0,01	0,11	0,20	0,00	0,06	0,07	0,07
SO_3	0,37	0,44	0,11	0,30	0,10	0,15	0,28	0,13	0,09	0,13
H_2O^-	1,00	0,04	0,07	0,16	0,45	0,16	0,01	0,04	0,10	0,14
H_2O^+		0,90	0,02	0,84		0,45	0,59	1,62	0,04	0,0
Σ	100,78	100,24	100,74	100,63	99,74	99,54	98,29	99,32	100,82	99,81

* По-видимому, у авторов (Л. Г. Никитина и др., 1964) опечатка и следует читать 2,03.

Таблица 8 (продолжение)

Компонент	443	444	445	446	447	448	449	450	451	452
SiO_2	75,40	77,05	74,30	69,80	79,93	68,51	66,68	67,92	72,56	67,42
TiO_2	0,24	0,10	0,36	0,77	0,15	0,70	0,90	0,70	0,26	0,60
Al_2O_3	10,73	10,61	14,35	13,42	6,70	13,46	15,11	14,07	14,79	14,65
Fe_2O_3	1,45	1,32	0,91	3,34	2,50	4,90	3,16	3,02	—	4,76
FeO	3,31	0,28	1,60	2,47	0,12	0,24	2,92	3,05	2,60	0,90
MnO	сл.	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,08	—	0,04	0,08
MgO	0,38	2,55	0,09	0,37	0,85	1,15	0,37	0,31	0,24	1,29
CaO	1,00	0,75	0,62	1,50	3,00	1,50	2,00	0,90	1,50	1,18
Na_2O	3,58	1,75	3,45	4,33	0,70	3,50	5,82	6,43	3,25	5,20
K_2O	4,11	5,45	4,30	2,96	5,52	5,00	2,21	2,77	3,06	3,13
P_2O_5	0,11	0,00	0,08	0,33	0,01	0,11	0,39	0,31	0,15	0,27
SO_3	0,17	0,33	0,11	0,17	0,32	0,31	0,20	0,15	0,11	0,03
H_2O^-	0,08	0,02	0,10	0,07	0,04	0,02	0,12	0,13	0,11	0,28
H_2O^+	0,12	0,74	0,58	0,50	0,66	1,20	0,32	0,04	1,89	1,03
Σ	100,68	100,99	100,89	100,07	100,52	100,64	100,28	99,80	100,56	100,82

Компонент	453	454	455	456	457	458	459	460	461	462
SiO_2	65,08	67,08	65,68	76,45	61,50	66,89	62,76	61,08	58,18	57,26
TiO_2	0,60	0,86	0,83	0,25	1,15	0,90	0,72	0,96	1,60	1,21
Al_2O_3	15,75	13,90	13,65	7,80	14,56	11,86	15,69	16,33	15,43	15,61
Fe_2O_3	2,6	4,4	4,1	1,8	3,77	5,90	3,84	5,49	4,6	1,97
FeO	2,04	2,40	2,44	0,80	2,14	0,68	2,88	1,40	3,84	4,58
MnO	0,16	0,02	0,20	0,05	0,19	0,16	0,10	0,12	0,33	0,22
MgO	2,24	0,31	1,26	2,17	0,33	1,32	2,20	2,34	3,51	3,20
CaO	3,70	2,90	2,53	4,25	4,50	3,85	3,61	3,09	4,15	5,10
Na_2O	5,00	6,15	4,83	4,65	6,75	3,65	4,06	5,35	4,40	5,40
K_2O	1,65	2,15	3,15	1,03	1,45	2,15	2,08	1,63	1,63	1,75
P_2O_5	0,10	0,31	0,13	0,03	0,27	0,10	0,33	0,55	0,20	0,27
SO_3	0,35	0,11	0,38	0,24	0,08	0,36	0,04	0,06	0,40	0,09
H_2O^-	0,04	0,12	0,18	1,30	0,02	0,1	0,44	0,36	2,60	0,22
H_2O^+	1,66	0,04	0,81		3,22	1,44	2,03	2,07		3,89
Σ	100,97	100,75	100,17	100,82	99,93	99,36	100,78	100,83	100,87	100,77

Компонент	463	464	465	466
SiO_2	53,77	52,95	52,74	50,02
TiO_2	0,90	0,50	1,00	1,20
Al_2O_3	17,30	17,41	14,44	15,02
Fe_2O_3	5,7	3,1	6,80	5,8
FeO	3,95	6,64	5,92	4,64
MnO	0,25	0,28	0,33	0,33
MgO	2,76	1,90	4,21	7,85
CaO	8,15	8,60	7,70	5,40
Na_2O	3,08	3,20	3,50	3,70
K_2O	1,53	0,20	0,75	2,32
P_2O_5	0,25	0,12	0,11	0,26
SO_3	0,37	0,42	0,36	0,24
H_2O^-	0,08	0,30	0,16	0,02
H_2O^+	2,49	4,30	2,48	3,20
Σ	100,58	99,92	100,50	100,00

Примечание. 413 — авгитовый кварцевый порфирит, г. Карнаулы, Н. А. Елисеев, 1938. 414 — роговообманковый кварцевый порфирит, г. Котюль-Чеку, Н. А. Елисеев, 1938. 415 — андезито-трахит из района, расположенного к северо-западу от Усть-Каменогорска, Н. А. Елисеев, 1938. 416 — роговообманково-авгитовый порфирит, г. Б. Тологой, Н. А. Елисеев, 1938. 417 — авгитовый порфирит с р. Б. Буконь, Н. А. Елисеев, 1938. 418 — авгитовый порфирит с р. Бектемир, Н. А. Елисеев, 1938. 419 — роговообманково-авгитовый порфирит, г. Котюль-Чеку, Н. А. Елисеев, 1938. 420 — андезитовый порфирит из с-з угла X—4, Н. А. Елисеев, 1938. 421 — роговообманковый порфирит с г. Колумбай, Н. А. Елисеев, 1938. 422 — авгитовый порфирит с р. М. Буконь, Н. А. Елисеев, 1938. 423 — базальт, г. Бесь-Чеку, Н. А. Елисеев, 1938.

2. Пачка спилитов, состоящая из чередующихся спилитов, диабазов и диабазовых туфов с прослоями конгломератов и песчаников. Мощность 350 *м*.

3. Пачка кислых излившихся пород с прослоями и линзами основных, а также с песчаниками и конгломератами. В песчаниках содержатся брахиоподы и кораллы. Мощность 300 *м*.

Продолжение этого разреза можно наблюдать в 3 *км* к востоку от г. Зайсан в такой последовательности (снизу вверх):

4. Пачка диабазовых порфиритов и спилитов с подчиненными прослоями их туфов и кислых излившихся пород. Мощность 200 *м*.

5. Агломератовая пачка. Мощность 100 *м*.

6. Средняя порфиритовая пачка. Чередование плагиоклазовых порфиритов, микропорфиритов, их туфов и агломератов. Мощность 250 *м*.

7. Верхняя сланцевая («полосчатая») пачка с подчиненными прослоями кислых лав. Мощность 100 *м*.

Нерасчлененные отложения живетско-франского возраста С. А. Келль (1964) выделяет только на севере Саура. Эти отложения образуют немую толщу, возраст которой устанавливается условно. Эти вулканогенные образования наблюдаются на юго-востоке хр. Манрак в ядре Манракской антиклинали, где они представлены однообразной толщей пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых базальтовых, реже андезитовых, порфиритов, их туфов и агломератов с подчиненными прослоями туфовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность толщи достигает 1000 *м*.

---

424 — кератофир, левый берег р. Колумбай, Н. А. Елисеев, 1938. 425 — фельзит, Л. Г. Никитина, 1964. 426 — базокварцевый порфир, Л. Г. Никитина, 1964. 427 — фельзит-порфир, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 428 — липаритовый порфир, Северное Прибалхашье, Л. Г. Никитина, 1964. 429 — альбитизированный липаритовый порфир, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 430 — альбитофиры по липаритам, район г. Мизек и г. Айгыржал, Л. Г. Никитина, 1964. 431—432 — липаритовые порфиры, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 433 — липаритовый порфир, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 434 — базокварцевый порфир, ур. Ай-Так, Л. Г. Никитина, 1964. 435 — липаритовый порфир, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 436 — альбитофиры по липаритам, район г. Мизек и г. Айгыржал, Л. Г. Никитина, 1964. 437 — альбитофиры по трахилипаритам, р. Арсалан и г. Иргайлы, Л. Г. Никитина, 1964. 438 — альбитофиры по трахилипаритам, р. Арсалан и г. Иргайлы, Л. Г. Никитина и др., 1964. 439—440 — альбитофиры по липаритам, район г. Мизек и г. Айгыржал, Л. Г. Никитина, 1964. 441 — липаритовый порфир, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 442 — липаритовый порфир, г. Кокдомбак, Л. Г. Никитина, 1964. 443 — липаритовый порфир, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 444 — липаритовый порфир, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 445 — липаритовый порфир, г. Иргайлы, Л. Г. Никитина, 1964. 446 — липарито-дациты, среднее течение р. Арсалан, Л. Г. Никитина, 1964. 447 — липаритовый порфир, Каркаралинский район, Л. Г. Никитина, 1964. 448 — трахидацит, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 449—450 — альбитофиры по трахидацитам, среднее течение р. Арсалан, Л. Г. Никитина, 1964. 451 — липарито-дациты, среднее течение р. Арсалан, Л. Г. Никитина, 1964. 452 — альбитофир по трахидациту, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 453 — альбитофир по дациту, район г. Айгыржал, Л. Г. Никитина, 1964. 454 — альбитофиры по трахидацитам, среднее течение р. Арсалан, Л. Г. Никитина, 1964. 455 — андезито-дацит, район г. Иргайлы, Л. Г. Никитина, 1964. 456 — дацит-порфир к югу от ур. Сарыозек, Л. Г. Никитина, 1964. 457 — альбитофир по трахидациту, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 458 — андезито-дацит, район г. Мизек, Л. Г. Никитина, 1964. 459—460 — андезитовый порфирит, альбитизированный, г. Машан, Л. Г. Никитина, 1964. 461 — андезитовый порфирит, район родника Мулалы, Л. Г. Никитина, 1964. 462 — трахиандезит, г. Иргайлы, Л. Г. Никитина, 1964. 463 — андезитовый порфирит, г. Карашатау, Л. Г. Никитина, 1964. 464 — пироксеновый порфирит андезитового состава, среднее течение р. Баханас, Л. Г. Никитина, 1964. 465 — амфиболизированный диабазовый порфирит, р. Курбаканас, Л. Г. Никитина, 1964. 466 — диабазовый порфирит, к северу от родника Мулалы, Л. Г. Никитина, 1964.

Вулканогенные породы франского яруса образуют в Сауре комплекс отложений, который согласно, местами с небольшим размывом, залегает на породах живетского яруса. Эти вулканогенные породы наблюдаются в верховьях р. Женишке, а также в среднем течении р. Кольденсу в бассейне р. Ащилы, где они слагают ядро Чакбартасской антиклинали. Последовательность пород (рис. 30) здесь такая (снизу вверх):

8. Туфово-песчаниковая пачка чередующихся песчаников, алевролитов, алевропелитов, гравелитов, туфов и, реже, порфиритов. Мощность 500 *м*.

9. Эффузивно-туфовая пачка, состоящая внизу из порфиритов и туфов основного состава, а вверху — из андезитовых порфиритов и их туфов. В середине пачки отмечен прослой песчаника. Мощность 500 *м*.

10. Алевролитовая пачка, сложенная кремнистыми алевролитами, песчаниками, реже порфиритами. Мощность 200 *м*.

К юго-востоку на плато Кергентас роль излившихся пород среди франских отложений резко возрастает. Сводный разрез их выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Песчаники и глинистые сланцы с линзами порфиритов и мраморизованных известняков с фауной брахиопод и кораллов. Мощность 500 *м*.

2. Плагиоклазовые, роговообманковые и авгитовые порфириты и их туфы. Цвет пород зеленый, с лиловым оттенком. Мощность 1000 *м*.

Вулканогенные образования каменноугольного возраста широко распространены в хр. Саур. Они известны среди отложений всех отделов каменноугольной системы. Отличительной их особенностью является преобладание основных пород.

Нижнекаменноугольные отложения изобилуют многочисленными остатками фауны, поэтому их стратиграфия сравнительно хорошо разработана.

Верхнетурнейские толщи, известные только в пределах Северного Саура, начинают разрез отложений каменноугольной системы. Они залегают на живетско-франской вулканогенной толще и местами в основании содержат горизонт крупногалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой подстилающих пород.

Лучшие разрезы верхнего турне наблюдаются на юго-востоке Саура в долине р. Жабай (бассейн р. Улькен-Уласты), где, по данным Г. П. Клеймана (1964), в разрезе (рис. 30) сменяются следующие породы (снизу вверх):

11. «Туффиты» полимиктовые, средне- и равномернозернистые, в верхней части слоя гравелитовые, серые и зеленоватые. Мощность около 80 *м*.

12. Туфовые конгломераты, среднегалечные, зеленые. Мощность 50 *м*.

13. Туффитовая пачка грубого сложения, состоящая из конгломератовых, гравелитовых и крупнозернистых псаммитовых «туффитов» смешанного и кислого состава. Мощность 260 *м*.

14. Пачка чередующихся зеленовато-серых песчаников и темно-серых глинистых сланцев с подчиненными пластами плотных голубовато-серых туфовых песчаников. Мощность 120 *м*.

Местами (р. Кендерлык, окрестности г. Зайсана) в составе верхнетурнейских отложений отмечаются шаровые спилитовые лавы и диабазовые порфириты. В разных частях разреза собраны многочисленные остатки брахиопод верхнего турне.

В Южном Сауре разрез верхнетурнейских отложений существенно иной, чисто осадочный, имеющий флишоидный облик.

15. Верхнетурнейско-нижневизейские отложения представлены комплексом вулканогенных образований, согласно залегающих на породах верхнего турне (Клейман, 1964). Осадочных пород в разрезе мало. Характерно обилие пирокластического материала и преобладание андезитового ряда пород. В основном это крупно- и грубообломочные, а также агломератовые туфы андезитовых порфиритов. Местами в подошве прослеживается пласт агломератовых лав андезитовых порфиритов или покров голубовато-серых роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Подчиненную роль играют основные и средние излившиеся породы. В верхах толщи отмечены известковистые гравелиты и мелкогалечные конгломераты, в цементе которых содержатся остатки брахиопод верхов турнейского — низов визейского ярусов. Мощность 1200 *м*.

16. Эти вулканогенные породы согласно перекрыты мощной (1500 *м*) терригенной толщей нижнего визе, образованной почти исключительно осадочными породами и только в верхах содержащей кислые туфы. Терригенные отложения отделяют вулканогенные образования верхнетурнейского — нижневизейского возраста от вулканогенной толщи верхов и низов среднего карбона.

Вулканогенные породы верхов нижнего и низов среднего карбона принадлежат существенно новому этапу геологического развития. Они формировались в континентальных условиях, что определило некоторые особенности строения и петрографического состава соответствующих вулканогенных образований.

В разрезе нижне-среднекаменноугольных отложений отмечается обилие туфового материала, часто грубообломочного. Эти отложения отличаются значительной фациальной изменчивостью.

Вулканогенно-осадочная толща нижне-среднего карбона резко несогласно залегает на среднепалеозойских отложениях. В ее основании местами (водораздел рек Кендерлык и Аба) наблюдаются конгломераты с галькой интрузивных пород. Эта толща широко распространена в Северном Сауре, в частности на северном склоне хр. Сайкан в верховьях рек Джеменей и Кайгенбулак. На водоразделе р. Кендерлык и р. Дарнаозен в ур. Кенсай в основании вулканогенно-осадочной толщи (рис. 30) прослеживается такая серия пород (снизу вверх):

17. Базальная пачка пород, сложенная зелеными и бурыми порфиритами, туфами и лавовыми брекчиями. По простиранию они сменяются алевролитами, песчаниками и конгломератами. В алевролитах содержатся плохой сохранности растительные остатки. Мощность 30—90 *м*.

18. Туфы андезитовых порфиритов, крупнообломочные, темно-зеленые. Мощность 80 *м*.

19. Туфовые лавы диабазовых порфиритов, иногда миндалекаменные. Мощность 90—100 *м*.

20. Туфы андезитовые и диабазовые, грубообломочные и агломератовые, зеленые и зеленовато-лиловые. Мощность 600 *м*.

Возраст отложений устанавливается условно по положению в разрезе: они несогласно залегают на породах нижнего визе и согласно перекрыты среднекаменноугольными отложениями с флорой.

Вулканогенный разрез средне- и верхнепалеозойских отложений завершается среднекаменноугольной вулканогенной толщей, выше которой в разрезах наблюдаются только осадочные и угленосные верхнекаменноугольные и пермские отложения.

Среднекаменноугольные вулканогенные образования на севере Саура согласно залегают на нижне- и среднекаменноугольных туфах, а на юге несогласно перекрывают более древние отложения турнейского яруса. Общей особенностью среднекаменноугольных вулканоген-

ных толщ является преобладание андезитовых и базальтовых лав над туфовым материалом. Однако в различных местах Саура этот вулканогенный комплекс неоднороден, в связи с чем Г. П. Клейман (1964) приводит три наиболее характерных типа разреза, давая им самую общую характеристику, без указания мощностей.

21. Первый тип разреза можно наблюдать в Кендерлыкской мульде в виде существенно лавовой толщи, в которой имеются основные и средние излившиеся породы, а в низах также единичные покровы дацитовых лав. По левым притокам р. Кендерлык толща не содержит иных пород, кроме лав основного состава.

Второй тип разреза, прослеживаемый на северных склонах хр. Сайкан и по долине р. Чаган-Обо, характеризуется не только излившимися, но и пирокластическими породами. Его отличительная черта — значительное увеличение количества туфового материала и появление в верхних горизонтах кислых туфов. В туфовых прослоях в основании толщи на хр. Сайкан и в Кендерлыкской мульде содержатся остатки флоры, по предварительному заключению М. Ф. Микунова (Клейман, 1964), сопоставляемой с типичным мазуровским комплексом флоры (средний карбон).

Третий тип разреза, развитый в верховьях р. Кайгенбулак, отличается от первых двух присутствием в верхней части толщи красных туфовых песчаников. Среднекаменноугольный возраст этих вулканогенных образований подтверждается присутствием флоры и резко несогласным налеганием на них средне-верхнекаменноугольных отложений. Весьма приблизительно мощность их оценивается в 500 *м*.

В целом средне- и верхнепалеозойские вулканогенные образования хр. Саур представлены мощным почти непрерывным разрезом от живета до среднего карбона включительно.

Более или менее значительный перерыв в вулканогенной деятельности отмечается только в первую половину визейского века. В остальное время на большей части территории Саура шло интенсивное накопление разнообразного вулканического материала, сначала в подводных морских условиях, а с конца нижнекаменноугольной эпохи — в условиях континентального режима.

В Тарбагатае известны среднепалеозойские вулканогенные породы. По данным С. А. Келля (1964) и Н. В. Литвинович (1963), нижнедевонские отложения здесь не известны и первые проявления вулканической деятельности относятся к среднему отделу девонской системы. Главная масса вулканогенных пород сосредоточена в девонских отложениях, но они известны и в некоторых разрезах верхней части нижнего карбона, для которого характерны в основном осадочные породы.

Девонские вулканогенные образования Тарбагатая отвечают двум вулканогенным комплексам, различным по составу пород и особенностям строения. Первый из них, условно эйфельский, представлен мощной существенно вулканогенной толщей северных склонов Тарбагатая, сложенной весьма пестрыми по составу, преимущественно андезитовыми и липаритовыми, лавами, агломератами и туфами. Второй образован вулканогенно-осадочной толщей живетского и франского возраста и расположен в Восточном Тарбагатае, где почти нет иных вулканогенных образований, кроме диабазовых, базальтовых порфиритов, спилитов и, реже, их туфов в тесной ассоциации с осадочными породами.

Вулканогенные породы эйфельского яруса, выделяемые в Тарбагатае условно, так как соответствующей фауны здесь нет, образуют мощную толщу, в которой они переслаиваются с песчаниками, гравелитами и конгломератами.

Разрез этой толщи можно наблюдать в бассейне р. Талды-Базар, где, по данным Н. В. Литвинович и др. (1963), на силурийских отложениях несогласно залегают следующие породы (снизу вверх):

1. Плагиоклазовые порфириты, крупнолейстовые.
2. Лавы порфиритовые, с обломками крупнолейстовых порфиритов.
3. Туфы и туфовые песчаники.
4. Туфовые конгломераты.
5. Туфовые гравелиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты.
6. Порфириты миндалекаменные, переходящие в брекчию.
7. Агломератовые туфы и туфовые гравелиты, чередующиеся с прослоями крупнолейстовых порфиритов.
8. Андезитовые порфириты.
9. Агломератовые туфы.
10. Плагиопорфиры.
11. Андезитовые порфириты.

Суммарная мощность разреза 900—1100 *м*. На этой толще местами согласно, местами с явным несогласием залегает вулканогенно-осадочная серия, которую обычно относят к верхам эйфеля, но считают, что она включает, возможно, и низы живетского яруса. На междуречье рек Карбот и Базир, по данным И. В. Романовой (Литвинович и др., 1963), серия имеет такое строение (снизу вверх):

12. Переслаивающиеся мелкогалечные туфовые конгломераты и песчаники агломератовых и плагиоклазовых порфиритов. Мощность 200—300 *м*.
13. Переслаивающиеся фельзитовые порфиры и андезитовые порфириты. Мощность 100—120 *м*.
14. Туфы и туфовые конгломераты, переслаивающиеся с плагиопорфирами и фельзит-порфирами. В нижней части слоя преобладают туфовые конгломераты и туфы, а выше они постепенно замещаются кислыми породами. Мощность 350—400 *м*.
15. Тонкослоистые пачки туфов и туфовых конгломератов, чередующиеся с покровами кислых излившихся пород. Мощность 400—500 *м*.
16. Полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, линзы известняков, плагиопорфиров и фельзит-порфиров. Мощность 180 *м*.

Живетские вулканогенные породы северных склонов Восточного Тарбагатая С. А. Келль (1964) относит к наиболее древним образованиям девонской системы, так как подстилающие их эйфельские образования здесь не известны. Наиболее полные разрезы, вскрывающие эти породы, наблюдаются в ядре среднепалеозойской Чорбасской антиклинали, по данным С. А. Келль (1964), на участке междуречья рек Табулган и Ахмет-Булак, а также у перевала Бокай-Асу. В этих пунктах среди живетских отложений выделяются следующие толщи (снизу вверх):

1. Толща кремнистых и кремнисто-глинистых пестроокрашенных сланцев с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Мощность до 700 *м*.
2. Толща спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, авгитовых и авгит-роговообманковых порфиритов, их туфов, песчаников (иногда известковистых), глинисто-кремнистых сланцев, известковых конгломератов и известняков. Мощность 700—800 *м*.
3. Толща спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов и туфов. Мощность 500 *м*.

Эффузивно-осадочная толща, залегающая в средней части разреза, содержит сравнительно богатую живетскую фауну брахиопод и кораллов.

Верхнедевонские отложения представлены вулканогенно-осадочной толщей, принадлежащей франскому ярусу. Эта толща, как и живетская, распространена главным образом на северных склонах Восточного Тарбагатая. Она залегает согласно на живетских отложениях, но местами отделена от них небольшим размывом. Отдельно разобщенные выходы верхнедевонской вулканогенно-осадочной толщи отмечаются в бассейне рек Касты-Булак, Ахмет-Булак, Тавулган, южнее пос. Жасталан и восточнее руч. Кузеунь.

По этим выходам составлен следующий сводный разрез (снизу вверх):

4. Базальная пачка серых полимиктовых песчаников, залегающих с незначительным угловым несогласием на основных эффузивах и туфах живетского яруса. В верхней части пачки песчаники чередуются с прослоями известковистых и кремнистых алевролитов. В песчаниках содержится живетская фауна брахиопод (Келль, 1964). Мощность 70—200 *м*.

5. Пачка грязно-зеленых и серых диабазовых и андезитовых порфиритов и агломератовых туфов. Мощность 80—180 *м*.

6. Светло-серые песчанистые известняки и серые и грязно-зеленые песчаники с живетской фауной брахиопод. Мощность 100—150 *м*.

7. Пачка основных излившихся пород и их туфов с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и известняковых линз. Мощность 150—180 *м*.

8. Алевролиты, алевропелиты и песчаники зеленые, иногда сургучные, глинистые и кремнистые, с прослоями диабазов и их туфов. Мощность 170 *м*.

9. Сланцевая пачка, вверху содержащая кремнистые прослои и пластовые залежи диабазов. Мощность 500 *м*.

Вулканогенные образования, принадлежащие каменноугольной системе, в Тарбагатае имеют весьма ограниченное распространение. Их отмечает, например, Н. В. Литвинович (Литвинович и др., 1963) в западной части Тарбагатая близ Алакульской впадины.

В качестве примера она приводит данные о толще вулканогенных пород, наблюдаемой в среднем течении р. Кишкина-Бугаз, сложенной разнообразными туфами плагиоклазовых и роговообманковых порфиритов, а также туфовыми лавами, конгломератами и песчаниками.

Мощность этой толщи оценивается в 900—1000 *м*, а возраст определяется как визе-намюрский по ее стратиграфическому положению выше палеонтологически охарактеризованных отложений фаменского яруса; юго-восточнее в аналогичных породах найдены остатки визе-намюрской флоры (Литвинович и др., 1963).

В **Чингизе** среднепалеозойские вулканогенные породы известны только в девонских разрезах, представленных двумя основными фациально-литологическими типами. Один из них приурочен к центральной части Чингизского антиклинория (Лялин и др., 1964), другой расположен в пределах его юго-западного крыла (Кошкин, 1961).

Среди девонских отложений, принадлежащих центральной части Чингизского антиклинория, выделяются толщи нерасчлененного нижнего и среднего девона и живетского яруса. Живетские отложения содержат соответствующую флору и фауну, возраст же нерасчлененных нижне- и среднедевонских отложений устанавливается по их стратиграфическому положению. Они подстилают живетские толщи и резко несогласно налегают на более древние отложения нижнего палеозоя.

Нерасчлененные нижне- и среднедевонские вулканогенные толщи детально изучены Л. Г. Никитиной (Лялин, и др., 1964). По ее данным,

они наблюдаются в виде изолированных участков, возможно представляющих остатки дислоцированных и размытых вулканических построек центрального типа. Наиболее крупные поля вулканических пород известны в районе пос. Кайнар (горы Жаман-Абралы и Кенасу), в горах Машан, Чунай, Коксенгир, Бокай, на правобережье р. Шотколан, а также к югу от г. Ардатас и по среднему течению р. Ащису. Они представлены комплексом континентальных вулканогенно-пирокластических пород пестрого, но главным образом кислого состава. Наиболее распространены андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты (кварцевые порфиры), фельзиты, трахилипариты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры. Разнообразные туфы этих пород (от агломератовых до пепловых) резко преобладают. Для всех, в том числе основных, пород характерны красноватые окраски, свойственные континентальным отложениям. Типична резкая фациальная изменчивость.

Наиболее полный разрез вулканогенной толщи такого типа известен в районе пос. Кайнар на краях Кайнарской мульды. Девонские вулканогенные породы здесь несогласно, местами с конгломератами в основании ложатся на различные горизонты осадочной свиты нижнего силура. В горах Кенасу, на южном крыле мульды, разрез (рис. 30) сложен, по данным Л. Г. Никитиной (Лялин и др., 1964), такой (схематизированно) последовательностью пород (снизу вверх):

1. Туфовые конгломераты, бурые, состоящие из обломков разнообразных излившихся и, меньше, осадочных пород. Мощность 40 *м*.

2. Андезитовые порфириты, темно-бурые, местами зеленоватые, с прослоями миндалекаменных лав. Мощность 70 *м*.

3. Литокластические туфы смешанного кислого и среднего состава. Мощность 120 *м*.

4. Альбитофиры бурые и лилово-бурые, с прослоями туфов. Мощность 385 *м*.

5. Туфы альбитофиров и липаритов литокластические. Мощность 105 *м*.

6. Туфолавы и лавы липаритов. Мощность 85 *м*.

7. Темно-бурые и бурые альбитофиры, чередующиеся с лиловыми литокластическими туфами альбитофира, имеющими пепловый цемент, и туфолавами. Мощность 175 *м*.

8. Туфы липаритов зеленые и светло-зеленые, крупнообломочные, литокристаллокластические, а вверху пачки — бурые и вишнево-красные. Мощность 60 *м*.

9. Липариты пестроокрашенные, с пластами туфов. Мощность 525 *м*.

10. Туфы и туфовые лавы, вверх по разрезу сменяющиеся пестроокрашенными и туфовыми лавами. Мощность около 130 *м*.

1. Светло-зеленые литокластические липаритовые туфы, чередующиеся с темно-коричневыми, розовыми и серыми флюидальными фельзит-порфирами и липаритами. Мощность 340 *м*.

12. Бурые кварцевые альбитофиры. Мощность 40 *м*.

13. Туфы липаритовые, крупнообломочные литокластические и витрокластические. Мощность 56 *м*.

14. Флюидальные фельзит-порфиры. Мощность 70 *м*.

15. Буро-красные туфовые лавы альбитофиров и липаритов. Мощность 35 *м*.

16. Темно-бурые альбитофиры. Мощность 200 *м*.

Вулканогенный разрез перекрыт палеонтологически охарактеризованными осадочными толщами франского и фаменского ярусов верхнего девона.

В районе г. Машан, являющейся крупным сильно размытым, но слабо дислоцированным стратовулканом, толща пород, возникшая в результате его деятельности, отличается необычайно широким распространением пирокластического материала, по составу соответствующего преимущественно липаритовым лавам, с которыми они ассоциируют. Пирокластический материал составляет до 70% общей мощности разреза. Большинство туфов характеризуется крупнообломочным строением и присутствием пеплового цемента. Помимо обычных туфов, здесь отмечаются туфовые лавы, внешне похожие на флюидальные липаритовые порфиры, не содержащие многочисленные обломки вулканогенных пород.

Для вулканогенных образований нерасчлененного нижнего и среднего девона Л. Г. Никитина (Лялин и др., 1964) считает характерным пестрый состав, обусловленный совместным присутствием пород андезитового, дацитового и липаритового ряда (преобладают кислые породы), фациальную изменчивость, а также широкое повсеместное распространение грубообломочных и крупнообломочных пирокластических пород, перемежающихся с лавами.

В пределах юго-западного крыла Чингизского антиклинория имеются отложения всех трех отделов девонской системы, в большинстве случаев охарактеризованных фауной. Нижняя часть разреза сложена почти исключительно вулканогенными породами, верхняя — осадочными.

Нижняя часть разреза девонских отложений, по данным В. Я. Кошкина (1961), представлена континентальными вулканогенными породами. Эта часть разреза отчетливо стратифицирована благодаря чередованию кислых и средних излившихся пород и их туфов, окрашенных в пестрые тона. Мощность ее непостоянна и колеблется от 120 до 2700 *м*. Меняется и соотношение между кислыми и средними излившимися породами, а также количество туфового материала. Как отмечает В. Я. Кошкин, эти особенности вполне закономерны для континентального вулканического района с многочисленными наземными центрами извержений.

Наиболее изучены вулканогенные породы района гор Айгыржал-Мизек, где имеются растительные остатки, подтверждающие нижнедевонско-эйфельский возраст соответствующих отложений. По описаниям М. Л. Дороховой и А. К. Мясникова (Кошкин, 1961), к северу и к югу от г. Мизек наблюдается следующее чередование слоев:

1. Толща переслаивающихся роговообманковых и пироксеновых андезитовых порфиритов, миндалекаменных диабазовых порфиритов и туфов того же состава. Мощность 750—830 *м*.

2. Переслаивающиеся альбитофиры и их туфы, флюидальные и сферолитовые лавы кислого состава темно-вишневого, буро-красного, сиреневого и зеленого цвета. В толще нередки миндалекаменные кислые породы мощностью в несколько десятков метров. В небольшом количестве встречаются пласты серых и серо-зеленых песчаников (5—15 *м*).

В середине толщи в песчаниках содержатся многочисленные остатки эйфельской (по определениям М. А. Сенкевич) флоры. Мощность 850—1250 *м*.

3. Светло-серые с розовым оттенком флюидальные и сферолитовые фельзиты. Мощность 200—300 *м*.

Толщи пород фациально изменчивы и быстро меняются по простиранию. В горах Иргайлы, по В. Ф. Беспалову (Кошкин, 1961), широко распространены излившиеся породы и туфы трахитовые и трахилипаритовые.

Кроме нерасчлененных нижне- и среднедевонских вулканогенных толщ, в районах, расположенных на юго-западном крыле Чингизского

антиклинория, известны две живетские: нижняя порфиритовая и верхняя песчано-известняковая, в которой местами отмечаются пирокластические породы.

Порфиритовая толща с небольшим несогласием залегает на подстилающих вулканогенных породах нижнего девона — эйфеля. Она сложена миндалекаменными порфиритами спилитового типа, диабазовыми порфиритами, реже пироксеновыми андезитовыми порфиритами и единичными пластами лав и туфов липаритового и трахилипаритового состава. Осадочных пород в разрезе мало.

Вулканогенные породы характеризуются зеленокаменным перерождением. В верхней части порфиритовой толщи в осадочных прослоях содержится живетская флора (по определениям М. А. Сенкевич) и остатки рыб (по определениям Д. В. Обручева).

О составе вулканогенных пород Чингиза можно судить по данным, приведенным Л. Г. Никитиной (Лялин и др., 1964); она выделяет среди этих пород группы: диабазовую, андезитовую, дацитовую и липаритовую, а также измененные породы, которые Л. Г. Никитина называет ортофирами и альбитофирами.

Породы, принадлежащие группе диабазов, окрашены в серые, серо-зеленые, темно-серые и фиолетово-серые тона. Они обладают массивной и миндалекаменной текстурой и порфировой структурой с офитовой и пойкилоофитовой, интерсертальной, долеритовой и микродолеритовой, гиалопилитовой и пузыристой основной массой. Вкрапленники составляют до 35% объема породы, размеры их варьируют в пределах 0,6—6 *мм*, наиболее обычны 1—1,5 *мм*. Они образованы плагиоклазом и пироксеном, в живетских вулканогенных породах также оливином. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору, андезину, олигоклаз-андезину, олигоклазу и альбиту. Обычно он разложен и замещен скаполитом, эпидотом, карбонатом, соссюритом, серицитом и хлоритом. Пироксен представлен авгитом, местами он частично или полностью замещен хлоритом, карбонатом, рудными зернами и иногда кварцем. Оливин встречается редко, как правило, он нацело замещен серпентином и хлоритом, поэтому выделяется условно. Акцессорные минералы — апатит и магнетит.

В миндалекаменных породах этой группы содержание миндалин достигает 60%. Форма их разнообразна, размер 1—3 *мм*, они обычно заполнены хлоритом, карбонатом, пренитом, реже кварцем. Среди диабазов живетской толщи выделяются спилиты, имеющие вид афировых пород с интерсертальной и спилитовой структурой, состоящие из альбита и вторичных минералов — хлорита, лейкоксена и рудных зерен, замещающих стекло и цветные минералы. Химический состав пород показан в табл. 8 и на диаграмме (рис. 31).

В группе пород андезитового ряда имеются андезитовые порфириты и их туфы. Андезитовые порфириты обладают бурой, темно-серой или лилово-серой окраской. Живетские андезитовые порфириты обычно окрашены в более темные зеленовато-серые тона. Большая часть порфировых выделений, содержание которых достигает 30%, принадлежит андезину, в различной степени деанортизированному, авгиту, обычно почти нацело замещенному вторичными минералами, амфиболу, который распознается только по характерным контурам ввиду почти полного замещения хлоритом, карбонатом и рудными зернами, а также биотиту. Цветные минералы в андезитовых лавах разного возраста различные: в нижнедевонских обычен пироксен, в живетских — пироксен, амфиболы и биотит. Основная масса пород представлена агрегатом альбитизированного плагиоклаза с зернами пироксена, рудных и акцессорных минералов. Для нее

типичны микролитовая и пилотакситовые структуры. Химические анализы порфиритов приведены в табл. 8.

Туфы андезитовых порфиритов преимущественно крупнообломочные и агломератовые, с небольшим количеством цемента, состоящего из мелкообломочного материала того же состава, что и обломки, и обломков андезитовых порфиритов с разнообразными, свойственными этой группе пород структурами основной массы.

Дацитовые порфиры имеют бурую, лилово-бурую или лиловую окраску, флюидальную и массивную текстуры и порфировую структуру. Вкрапленники в них образованы плагиоклазом, отвечающим андезину, олигоклазу и альбиту, а также биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Основная масса пород микрофельзитовая, микропойкилитовая или пилотакситовая.

По химизму и структурно-текстурным особенностям выделяются дацитовые порфиры риолитоидного и андезитоидного типов. Первые характеризуются фельзитовой и микрофельзитовой основной массой, в которой присутствуют вкрапленники плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Вторые, как правило, имеют пилотакситовую структуру и порфировые выделения плагиоклаза и моноклинного пироксена. Данные об их химическом составе приведены в табл. 8.

Туфы дацитового состава принадлежат ряду кристаллокластических пород, варьирующих по размерам обломков от крупнообломочных до пепловых. Цемент в них обычно пепловый, составляет до 30—40% общего объема породы. Пирокластический материал состоит из осколков перечисленных выше породообразующих минералов и лав соответствующего состава.

В группе липаритовых порфиров и их туфов по составу порфировых выделений и микроструктуре выделяются кварцевые порфиры с фенокристами кварца и полевого шпата и фельзитовые порфиры, содержащие во вкрапленниках только полевой шпат и имеющие фельзитовую и микрофельзитовую основную массу. Все порфировые породы окрашены в светлые тона и характеризуются флюидальной и массивной текстурами.

Вкрапленники (от 10 до 25%, а в полифировых породах до 35% объема породы) состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Большая часть вкрапленников принадлежит кварцу, и лишь в фельзитовых породах главную роль играют фенокристы калиевого полевого шпата и альбита. Основная масса пород характеризуется весьма разнообразными структурами: фельзитовой, микропойкилитовой и витрофировой. Химический состав пород приведен в табл. 8.

Туфы липаритовых порфиров имеют много общего с туфами дацитового состава по структурным особенностям, но они состоят из осколков перечисленных выше кристаллов и обломков лав.

К ортофирам относятся породы с полностью альбитизированным калиевым полевым шпатом, который сохраняется неразложенным лишь в редких случаях в основной массе породы. Фенокристы образованы альбит-олигоклазом и микропертитом, а также псевдоморфозами вторичных минералов по цветным, среди которых по характерным контурам узнаются пироксен и амфиболы. Структура основной массы микролитовая и трахитовая, обусловленная присутствием и соответствующим расположением микролитов пелитизированного калишпата. О химическом составе пород можно судить по анализам, помещенным в табл. 4.

Альбитофиры отличаются тем, что в них полевошпатовая часть нацело альбитизирована. Это порфировые и афировые эффузивы, обычно с флюидальной текстурой, светлоокрашенные. Фенокристы (10—20%)

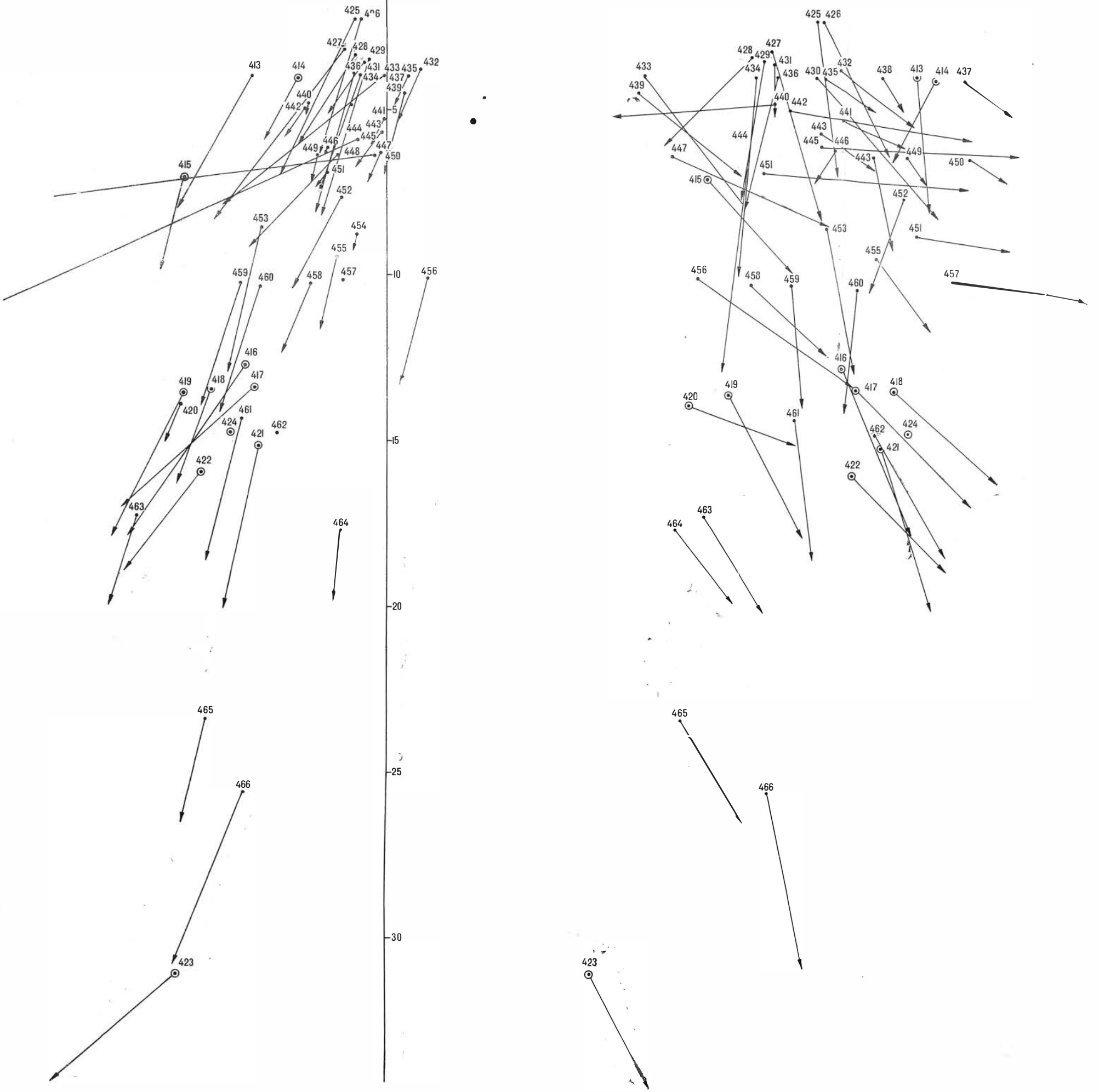


Рис. 31. Диаграмма химического состава девонских (Чингиз) и верхнепалеозойских вулканогенных пород (Калба).
Точки — девонские образования; кружки — верхнепалеозойские образования.

Заказ 6194

сложены альбитом, нацело замещенным хлоритом и карбонатом, биотитом и кварцем. Кварц как во вкрапленниках, так и в основной массе присутствует не всегда. Основная масса пород имеет структуру микролитовую, флюидально-микролитовую, трахитовую, пилотакситовую, аллотриоморфнозернистую, микропойкилитовую или сферолитовую. Судя по составу, характеру микроструктур и химическим особенностям, альбитофиры представляют собой измененные липаритовые порфиры, дацитовые порфиры и трахиты.

В заключение обзора вулканогенных образований Зайсанской горной системы приводим некоторые сравнительные данные. В течение среднего и верхнего палеозоя в отдельных участках этой области вулканическая деятельность имела ряд специфических особенностей, обусловленных ее длительностью и составом, а также свойственными ей типами извержений.

Сравнение рассмотренных выше разрезов показывает, что наиболее полный разрез вулканогенных толщ наблюдается в Калбе, где вулканическая деятельность с небольшими перерывами продолжалась от нижнего девона до перми включительно. Примерно такой же длительностью характеризуются вулканические извержения в Сауре, начавшиеся в живетский век среднего девона и закончившиеся в среднекаменноугольное время. В отличие от этих областей вулканическая деятельность в Чингизе и Тарбагатае была более кратковременной и своеобразной по особенностям проявления. В Тарбагатае вулканогенные толщи наблюдаются в отложениях среднего девона и среди нижнекаменноугольных отложений визе-намюрского ярусов. Что касается Чингиза, то вулканогенный разрез здесь ограничивается, в сущности, рамками нижнего и среднего отделов девонской системы.

Состав вулканических извержений на всей территории Зайсанской горной системы преимущественно основной. Породы липаритового и дацитового ряда отмечаются лишь в отдельных частях разреза в Тарбагатае и Сауре, и только в Чингизе они достигают значительного развития, вытесняя из разреза основные вулканогенные породы.

Наряду с общими чертами строения разрезы средне- и верхнепалеозойских вулканогенных образований имеют и весьма типичные различия. Так, Калба характеризуется однообразным в течение большого промежутка времени проявлением базальтового вулканизма. В верхнем палеозое она сохранила преимущественно андезитовый состав извержений, происходивших в условиях континентального режима. В Сауре вулканическая деятельность сначала порождает довольно пестрый набор пород, где излияния и извержения липаритового и базальтового состава без какой-либо закономерности чередуются друг с другом, а затем сменяются базальтовыми и андезитовыми излияниями. Тарбагатай также явился преимущественно областью развития базальтового вулканизма, в то время как на склонах этого хребта, обращенных в сторону Алакульской впадины, отмечаются в большом количестве также дифференциаты липаритового состава. Территория Чингиза сначала характеризуется бурным проявлением липаритового вулканизма в континентальных условиях, давшего огромные массы лавового и пирокластического материала, почти без примеси осадочных пород, а затем широким развитием пород диабазового состава.

Сопоставление разрезов вулканогенных толщ по отдельным стратиграфическим подразделениям приводит к следующим выводам. В нижнем девоне вулканическая деятельность достоверно установлена только в пределах Калбы. Кроме того, условно выделяют нижнедевонские (сов-

местно с эйфельскими) вулканогенные породы в Чингизе. Продукты вулканизма в этих двух районах резко различны по составу, условиям образования и особенностям вулканогенных толщ.

В Калбе это межрифовые вулканогенно-осадочные толщи, в которых диабазовые и базальтовые лавы, в меньшей степени туфы, чередуются с карбонатно-глинистыми осадками. В Чингизе же это мощные накопления лавового и пирокластического материала липаритового, дацитового, трахилипаритового и лишь иногда основного состава в континентальных условиях. Вулканогенные образования жединского и кобленцского века установлены только в Калбе, в Чингизе же нижнедевонская толща не расчленена.

Начиная со среднего девона, вулканическая деятельность отмечается во всех перечисленных районах Зайсанской горной системы. Средний отдел девона повсеместно на рассматриваемой территории разделен на эйфель и живет. Эйфельские вулканогенные породы не известны только в пределах Саура, в остальных же районах они, так же как нижнедевонские, отличаются большим разнообразием. В Калбе эйфельские толщи сложены базальтовыми лавами и туфами, а также диабазами, чередующимися с осадочными породами. В Тарбагатае они представлены толщей порфиритов (по-видимому, преимущественно андезитовых) с многочисленными прослоями и пачками туфовых песчаников и конгломератов. В Чингизе эйфельская толща состоит почти исключительно из липаритовых лав и туфов.

В живетском веке вулканическая деятельность активизировалась главным образом в пределах Тарбагатая, Саура и Чингиза, а в Калбе отмечены в это время лишь слабые проявления базальтового вулканизма. Вообще, почти везде живетские отложения представлены продуктами базальтовых излияний, и только в Сауре наряду с этим встречаются в большом количестве липаритовые дифференциаты.

В верхнем девоне вулканическая деятельность проявилась только в франский век. Повсеместно франские толщи сложены вулканогенно-осадочными образованиями. Излияния и извержения базальтового состава чередовались с отложением осадков. В Сауре, кроме того, в разрезе франских отложений встречаются андезитовые порфириты.

В нижнекаменноугольную эпоху вулканическая деятельность сосредоточилась главным образом в пределах Саура. В Калбе и Тарбагатае отмечаются лишь слабые и локальные проявления андезито-липаритового (Тарбагатай) и базальтового (Калба) вулканизма.

В основном в этих районах шел процесс седиментации, почти не прерываемый извержениями. В Сауре же излияния базальтовых и андезитовых лав привели к образованию мощных андезито-базальтовых толщ, с одной стороны, в турнейское и нижневизейское время, с другой — в намюрский век.

Среднекаменноугольные вулканогенные образования имеются только в Калбе и Сауре. Преимущественно это породы андезитового ряда.

В верхнекаменноугольное и пермское время вулканическая деятельность сохранилась только в Калбе, где известны соответствующего возраста андезитовые лавы и туфы.

ОБЩИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Представленный выше обзор позволяет сопоставлять в первую очередь данные о возрасте и составе средне- и верхнепалеозойских вулканогенных образований юга Сибири и Восточного Казахстана в рамках

Саяно-Алтайской области и смежных к западу сооружений Зайсанской горной системы. Этот обзор показывает, что пространственное размещение разновозрастных вулканогенных образований весьма неравномерно.

Нижнедевонские вулканогенные породы известны на востоке в прогибах Минусинском, Тувинском и, по-видимому, Кузнецком, но в Горном Алтае их распространение ограничено, а на Рудном Алтае такого возраста пород совсем нет. Вновь появляются они на западе в районе Калбы и, вероятно, также в Чингизе (Чарская зона), а в Сауре и Тарбагатае нижнедевонские вулканогенные породы опять-таки не известны. Таким образом, вулканическая деятельность в нижнедевонскую эпоху активно проявилась на востоке, а на западе сосредоточилась главным образом в локальной зоне Калбинской геосинклинали и в системе Чингизских складчатых структур.

В эйфельский век область развития вулканической деятельности существенно расширилась и наряду с восточными прогибами (включая Рыбинскую впадину) охватила также систему прогибов Горного и Рудного Алтая, Калбы, Чингиза и, по-видимому, Тарбагатая. В целом, эйфельскому веку соответствует максимальная активность вулканической деятельности на рассматриваемой территории. Именно этому времени отвечает наибольший региональный охват вулканическими проявлениями почти всей рассматриваемой территории и весьма значительная мощность вулканогенных накоплений.

Тем не менее роль и значение эйфельского вулканизма были различными для разных территорий. В Рыбинской впадине эйфельскому веку соответствует время наиболее активной вулканической деятельности. В Минусинском и Тувинском прогибах в этот период завершается вулканическая деятельность, развивавшаяся в нижнедевонскую эпоху, а на Горном и Рудном Алтае в эйфельский век она только начинается. В Калбе, Чингизе и Тарбагатае в течение того же времени продолжается вулканическая деятельность, начавшаяся ранее, а в Сауре эйфельские проявления вулканической активности не известны, так же как и нижнедевонские; впрочем, в этом районе вообще отсутствуют отложения более древние, чем живетские.

В живетский век вулканическая деятельность, связанная с излияниями лав и ее извержениями, практически полностью прекращается на востоке рассматриваемой территории — в Минусинском и Тувинском прогибах, а также в Рыбинской впадине. Активное ее развитие продолжается в Кузнецком прогибе, как и прежде на юго-юго-восточной и восточной окраинах, но к концу живетского века она здесь затухает и в верхнедевонскую эпоху прекращается. Вулканическая деятельность весьма интенсивно проявляется в живетское время также в Уймено-Лебедском и других прогибах Горного Алтая, на Рудном Алтае, в Калбе, Сауре, Тарбагатае и Чингизе. Однако в отличие от предшествующего интервала времени в живетский век намечается сокращение площадей активного вулканизма на востоке.

В верхнедевонскую эпоху происходит дальнейшее сужение областей интенсивного проявления вулканической деятельности. Вулканическая активность затухает в Кузнецком прогибе, на юго-востоке Ануйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай), а также в Чингизе. Таким образом, освобождается от влияния вулканических процессов весьма обширная территория на востоке, а также отдельные площади на западе (Чингиз).

К началу каменноугольного периода относится дальнейшее угасание вулканической деятельности, которая заканчивается во всех прогибах Горного Алтая и в Тарбагатае. К началу этого периода вулканическая активность прекращается и в Калбе, где она позднее возобновляется в

средне- и верхнекаменноугольную эпохи. В итоге не только на востоке, но и на западе рассматриваемой области появляются обширные территории, почти не затронутые вулканической деятельностью.

Главные очаги вулканической активности в нижнекаменноугольное время сосредоточиваются в Рудном Алтае и Сауре. Известные же в Минусинском и Тувинском, отчасти также в Кузнецком прогибах пепловые накопления нижнекаменноугольного возраста связаны с вулканической деятельностью, развивавшейся за пределами этих прогибов, возможно на территории Монгольской Народной Республики. В средне- и верхнекаменноугольные эпохи вулканическая деятельность несколько расширяется и охватывает, кроме Рудного Алтая и Саура, также Колбу. Впрочем, на Рудном Алтае она продолжается только в течение среднекаменноугольной эпохи и вновь затухает в верхнекаменноугольное время.

Некоторое оживление вулканической деятельности сопровождает заключительные стадии палеозойской эволюции, с которой связано образование вулканогенных пород конца верхнего палеозоя — начала мезозоя на территории Калбы, Рудного Алтая, а также в Кузнецком, Минусинском прогибах и, по-видимому, в Рыбинской впадине.

В итоге устанавливается, прежде всего, общая миграция вулканической активности с востока на запад, от Минусинского и Тувинского прогибов, где она начинается раньше, к Рудному Алтаю и Калбе, в которых она развивается позднее и продолжается дольше. Такая же миграция прослеживается и от Чингиза на крайнем западе к Сауру и Калбе в восточном направлении. Выявляется, кроме того, что наибольшей активности вулканическая деятельность достигла в эйфельский век, когда она распространилась почти на всю рассматриваемую территорию. Наконец, не менее ясно обнаруживается общее затухание вулканической деятельности к началу нижнекаменноугольной эпохи, затем некоторое ее расширение в течение средне- и верхнекаменноугольных эпох и, далее, существенное усиление в самом конце палеозоя, когда она вновь проявилась частично даже на тех территориях, где угасла еще к началу живетского века.

Петрохимические особенности состава разновозрастных пород можно видеть на приложенных к работе диаграммах, показывающих, что для каждой области рассматриваемой территории характерен весьма разнообразный и пестрый набор вулканогенных пород. Поэтому породы базальтового, андезитового или липаритового состава наблюдаются в различных участках этой территории и не может быть указана какая-либо область, где полностью отсутствовали бы представители вулканогенных пород того или иного состава. Тем не менее в каждой области преобладает тот или иной тип пород или их роль оказывается более или менее одинаковой. Такая закономерность может быть выведена на основании изучения разрезов и по результатам геологического картирования, после того как вещественный состав пород достаточно детально изучен. Но определенные сведения о господствующих породах различных областей могут быть обнаружены и на диаграммах, так как сгущения точек располагаются в области, отвечающей именно преобладающим породам. Так, для Минусинского и Кузнецкого прогибов видно, в общем, преобладание пород базальтового ряда, а для Горного и Рудного Алтая — липаритового. На диаграммах видны и некоторые другие особенности состава пород различных территорий, например распространение в Минусинском прогибе наряду с базальтами и диабазовыми порфиритами также щелочных пород и т. д.

Все эти диаграммы дают возможность с необходимой детальностью выяснить состав вулканогенных пород рассмотренной территории.

Интерпретация полученных данных позволяет прийти к выводу о неоднородном составе продуктов вулканической деятельности разных областей.

Разновозрастные вулканогенные образования, следовательно, крайне неодинаковы не только по территориальному размещению и последовательности их залегания в разрезах, но и по составу. Выделяются, например, весьма типичные области распространения вулканогенных пород преимущественно базальтового состава, сопровождаемых сравнительно немногочисленными пачками пирокластического материала. К таким областям относится Рыбинская впадина, Минусинский прогиб, на восточной окраине которого наряду с породами базальтового ряда имеются многочисленные пачки плагиопорфиров, а на северо-западе — щелочные базальтоиды, а также восточная окраина Кузнецкого прогиба. К этому ряду областей относится, по-видимому, и Калба, где разновозрастные вулканогенные образования имеют преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый состав лав и других продуктов вулканических извержений.

Кроме того, обособляются территории, где преобладают лавы липаритового состава и пирокластические породы. К ним принадлежат Горный и Рудный Алтай. Здесь породы андезитового и базальтового состава играют, в общем, подчиненную роль среди вулканогенных пород среднего и верхнего палеозоя. В остальных областях, в том числе в Тувинском прогибе, юго-восточной окраине Кузнецкого прогиба, Сауре, Тарбагатае и Чингизе, базальтовые, андезитовые и липаритовые лавы развиты совместно, в различных количественных соотношениях, но без существенного преобладания лав какого-либо одного состава.

Неодинаковый состав вулканогенных пород разных областей устанавливается весьма отчетливо для девонского периода. Но, что весьма замечательно, эти области устойчиво сохраняют состав продуктов вулканической деятельности и в более позднее время, в верхнем палеозое. Так, в Минусинском прогибе, Рыбинской впадине и на востоке Кузнецкого прогиба верхнепалеозойский вулканизм представляют породы базальтового состава, принадлежащие, в общем, проявлениям траппового вулканизма. В Рудном Алтае продукты верхнепалеозойской вулканической деятельности имеют преимущественно липаритовый или липарито-дацитовый состав, а в Сауре смешанный липарито-андезитовый состав каменноугольных вулканогенных пород повторяет аналогичный сложный состав продуктов девонской вулканической деятельности. Таким образом, в целом, несмотря на имеющиеся вариации состава вулканогенных пород различных территорий, наблюдается сохранение типичных для отдельных областей ассоциаций таких пород на протяжении всего среднего и верхнего палеозоя. Эта особенность развития вулканической деятельности, выявляющая унаследованность процессов вулканизма на протяжении геологически длительных интервалов времени, ясно указывает на общую устойчивость состава глубинных очагов, за счет которых питались древние вулканы различных участков рассматриваемой территории. Подобная унаследованность обусловлена, по-видимому, тем, что питающие очаги располагались на достаточно больших глубинах, соответствующих верхней мантии земли. Можно, следовательно, предполагать, что неравномерное распределение различных по составу ассоциаций вулканогенных пород на рассматриваемой территории вызвано существенно неоднородным строением верхней мантии Земли в горизонтальном направлении, вследствие чего из нее в одних случаях выплавлялись преимущественно базальтовые, в других — гранитоидные (липаритовые) расплавы. Возможность первичного образования гранитных расплавов в

Таблица 9

Сводная таблица параметров химических характеристик изверженных пород, по А. Н. Заварицкому

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a	7,8	9,7	11,3	23,0	7,3	7,9	11,5	13,0	13,3	16,7	9,8	8,1
c	8,2	6,4	6,5	0,2	6,8	5,2	3,8	4,3	7,0	3,8	5,3	7,5
b	26,7	25,5	21,4	8,8	31,0	30,0	30,6	29,3	18,9	32,3	21,7	23,8
s	57,3	58,4	60,8	68,0	54,9	56,9	54,1	53,4	60,8	47,2	63,2	60,6
f′	41,7	45,7	51,4	81,8	34,1	24,3	50,4	30,9	31,8	35,0	41,4	46,3
m′	44,7	32,1	37,6	3,8	50,3	65,7	14,4	30,9	54,7	33,2	47,2	40,0
c′	13,6	22,2	11,0	14,4	15,6	10,0	35,2	38,2	13,5	31,8	11,4	13,7
a′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	74	78	80	73	94	98	100	60	86	82	74	89

Параметр	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
a	5,7	10,0	10,1	8,4	8,4	8,2	9,1	12,5	8,8	11,4	11,2	10,6
c	8,9	5,9	7,4	9,1	8,5	6,3	5,0	4,3	9,9	5,8	4,4	6,8
b	30,0	23,1	24,3	27,0	25,4	27,7	29,1	17,1	18,2	24,1	25,5	26,3
s	55,4	61,0	58,2	55,5	57,7	57,8	56,8	66,1	63,1	58,7	58,9	56,3
f′	45,3	44,2	47,0	39,3	34,2	42,9	35,0	57,8	51,7	41,9	41,9	37,4
m′	45,8	42,4	32,5	43,9	47,0	46,9	45,6	32,8	33,7	40,7	48,9	45,0
c′	8,9	13,4	20,5	16,8	18,8	10,2	19,4	9,4	14,6	17,4	9,2	17,6
a′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	67	68	54	81	72	88	83	72	88	87	84	83

Параметр	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
a	13,4	6,6	13,0	8,0	13,8	11,3	16,1	17,5	16,8	17,1	11,9	15,8
c	6,9	7,2	3,2	7,5	5,5	8,9	3,7	2,6	1,8	1,6	2,6	1,6
b	16,1	28,1	20,2	20,5	16,8	18,2	18,0	14,3	8,5	8,6	7,7	9,6
s	63,6	58,1	63,6	64,0	63,9	61,6	62,2	65,6	72,9	72,7	77,8	73,0
f′	55,8	45,9	62,4	50,4	49,0	48,4	53,4	55,3	69,7	62,2	63,1	61,5
m′	35,3	31,2	25,5	36,7	47,2	32,7	24,1	35,0	12,3	23,6	9,7	30,1
c′	8,9	22,9	12,1	12,9	3,8	18,9	22,5	9,7	—	—	27,2	8,4
a′	—	—	—	—	—	—	—	—	18,0	14,2	—	—
n	93	89	99	98	64	72	90	87	71	58	92	70

Параметр	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
a	16,7	17,5	16,5	15,5	16,8	12,6	18,1	6,4	25,6	24,4	23,7	21,1
c	2,2	0,2	1,2	4,9	0,8	0,6	3,3	0,6	4,4	4,0	2,9	6,7
b	11,8	6,8	8,4	8,2	11,5	5,9	18,1	39,3	10,9	14,2	17,1	11,3
s	69,3	75,5	73,9	71,4	70,9	80,9	60,5	53,7	59,1	57,4	56,3	60,9
f′	69,5	81,1	77,8	69,0	48,9	90,1	53,4	37,0	74,1	74,8	61,6	78,4
m′	24,7	10,9	14,3	30,2	10,4	5,5	21,5	25,5	13,6	12,6	16,0	13,5
c′	5,8	—	—	0,8	40,7	—	25,1	37,5	12,3	12,6	22,4	—
a′	—	8,0	7,9	—	—	4,4	—	—	—	—	—	8,1
n	70	83	80	70	58	56	75	72	84	88	88	83

Параметр	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
a	22,2	24,0	21,1	18,1	21,0	19,9	6,5	10,4	6,0	6,3	7,2	10,6
c	3,4	6,4	3,2	7,6	4,5	4,9	1,5	0,9	1,4	6,6	5,3	2,7
b	15,4	19,2	7,9	18,3	14,2	19,3	16,2	5,8	19,2	33,6	33,7	34,5
s	59,0	50,4	67,8	56,0	60,3	55,9	75,8	82,9	73,4	53,5	53,8	52,2
f′	64,6	24,0	74,1	59,0	63,7	53,7	19,9	75,0	17,4	33,4	45,5	37,8
m′	12,9	21,4	8,0	13,7	4,7	15,3	32,5	11,4	10,1	66,2	35,8	38,5
c′	22,5	54,6	17,9	27,3	31,6	31,0	—	13,6	—	—	18,7	23,7
a′	—	—	—	—	—	—	47,6	—	72,5	0,4	—	—
n	85	98	77	86	84	85	42	96	93	89	67	92

Параметр	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
a	4,3	8,1	7,●	8,5	6,2	4,7	11,7	9,8	8,●	7,0	8,4	13,3
c	4,9	7,●	7,1	9,1	6,7	6,2	4,6	4,3	8,9	5,1	5,2	3,4
b	43,1	23,6	29,7	27,8	34,4	40,5	2●,5	26,4	25,7	21,5	24,9	24,2
s	47,7	61,3	56,2	54,6	52,7	48,6	63,2	59,5	57,4	66,4	61,5	59,1
f'	29,5	41,8	46,●	38,6	31,●	3●,1	54,2	47,7	44,8	59,6	47,6	34,8
m'	62,3	34,4	37,4	35,7	26,4	36,4	30,3	34,6	53,●	22,8	35,●	37,●
c'	8,2	23,8	16,6	25,7	42,6	33,5	15,5	17,7	2,2	17,6	17,4	28,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	84	84	79	81	84	73	86	81	92	92	82	43

Параметр	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84
a	1●,6	6,8	6,6	6,●	5,●	6,5	7,9	11,6	5,8	14,8	7,5	1●,6
c	4,4	8,5	1●,5	8,5	8,2	8,2	7,6	4,5	7,●	3,0	3,3	5,●
b	25,5	28,4	27,2	24,3	3●,2	26,8	26,2	24,2	2●,8	19,9	28,3	16,6
s	59,5	56,3	57,7	59,2	56,6	58,5	58,3	59,7	66,4	62,3	6●,9	67,8
f'	45,●	42,3	47,9	36,2	47,5	39,8	44,8	49,4	53,●	44,5	52,2	44,7
m'	41,9	41,0	38,5	26,8	41,8	45,7	42,3	22,4	33,8	2●,8	4●,3	39,1
c'	13,1	16,7	13,6	37,0	1●,7	14,5	12,9	28,2	13,2	34,7	7,5	16,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	61	93	88	88	89	82	82	94	24	96	85	71

Параметр	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
a	13,3	12,2	14,4	14,7	14,●	10,●	11,5	1●,●	10,●	14,●	12,8	1●,8
c	1,7	2,4	5,5	1,8	2,1	6,8	4,2	7,●	6,9	3,8	2,3	6,●
b	14,7	17,7	15,3	1●,9	13,6	15,6	15,6	12,5	13,●	11,2	1●,7	8,7
s	7●,3	67,7	64,8	72,6	7●,3	67,6	68,7	7●,5	7●,1	71,0	74,2	74,5
f'	66,2	6●,6	67,●	67,5	8●,9	61,8	61,●	70,2	65,0	65,●	88,6	85,2
m'	22,2	24,●	16,3	13,7	3,5	24,2	25,6	6,●	12,4	22,5	1,3	14,0
c'	11,6	15,4	16,7	18,8	15,6	14,●	13,4	23,8	22,6	12,5	1●,1	●,8
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	73	67	79	82	98	83	84	9●	90	93	79	1●●

Параметр	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108
a	11,1	1●,9	12,8	1●,1	11,8	13,7	14,9	7,8	13,4	13,1	12,7	13,6
c	5,7	5,7	2,2	5,1	3,7	●,4	●,6	1,3	●,9	3,4	●,8	●,9
b	9,2	9,6	1●,7	9,●	9,●	3,9	3,2	13,5	6,8	6,1	4,1	4,2
s	74,0	73,8	74,3	75,8	75,5	82,0	81,3	77,4	78,9	77,4	82,4	81,3
f'	63,3	65,9	88,5	58,4	71,6	85,2	96,●	52,2	7●,9	68,1	65,●	49,3
m'	13,3	32,7	1,3	24,6	15,8	5,0	—	3,2	2,9	15,4	8,●	34,9
c'	23,4	1,4	1●,2	—	12,6	9,8	4,●	—	—	16,5	27,●	—
a'	—	—	—	17,0	—	—	—	44,6	26,2	—	—	15,8
n	85	95	79	86	83	64	61	56	54	64	61	44

Параметр	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
a	12,1	14,7	14,4	11,6	13,4	1●,●	15,●	14,8	13,6	13,●	14,4	13,4
c	1,5	●,9	●,8	●,4	●,6	●,4	1,2	0,9	1,4	1,2	●,5	●,6
b	3,8	5,4	5,9	7,●	3,5	5,1	8,●	5,3	5,8	7,2	2,9	3,4
s	82,6	79,●	78,9	81,●	82,5	84,5	75,8	79,●	79,2	78,6	82,2	82,6
f'	98,3	46,4	71,9	3●,●	48,●	48,1	65,9	46,9	30,3	36,0	88,6	48,●
m'	—	18,3	16,9	6,4	13,5	8,9	25,0	18,6	28,2	19,9	6,9	13,6
c'	1,7	—	—	—	—	—	9,1	—	—	—	4,5	—
a'	—	35,3	11,2	63,6	38,5	43,●	—	34,5	41,5	44,1	—	38,4
n	51	59	46	49	54	39	65	59	82	88	88	54

Параметр	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132
a	9,7	11,8	13,5	12,8	15,3	13,5	15,1	15,1	14,3	15,2	11,8	13,1
c	0,6	1,4	0,1	0,1	0,1	0,7	0,4	0,3	1,8	1,1	1,6	3,9
b	6,6	4,0	5,4	5,4	3,1	3,0	3,9	3,0	4,9	6,9	6,6	5,7
s	83,1	82,8	81,7	81,7	81,5	82,8	80,6	81,6	79,0	76,8	80,0	77,3
f'	20,2	70,0	70,2	50,6	79,1	69,0	85,2	82,3	67,1	85,5	54,5	69,5
m'	10,6	5,0	6,8	12,0	8,4	4,4	5,0	11,1	20,6	6,8	35,4	20,8
c'	—	25,0	—	—	12,5	—	9,8	6,6	12,3	7,7	10,1	9,7
a'	69,2	—	23,0	37,4	—	26,6	—	—	—	—	—	—
n	29	86	60	48	66	43	57	49	67	57	82	78

Параметр	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
a	13,6	9,1	8,9	9,7	8,5	10,2	8,5	12,6	7,3	6,0	8,8	5,6
c	1,0	6,7	7,2	5,7	7,5	5,9	6,6	5,1	5,0	9,2	7,1	7,8
b	4,4	25,6	27,5	26,5	27,8	24,3	31,4	22,3	25,3	21,2	14,9	24,1
s	81,0	58,6	56,4	58,1	56,2	59,6	53,5	60,0	62,4	63,6	69,2	62,5
f'	69,6	44,0	35,7	33,9	32,2	36,8	26,9	53,5	48,1	47,3	37,4	38,5
m'	15,2	41,9	48,7	47,9	53,8	53,9	55,1	37,5	26,2	44,2	21,4	51,6
c'	—	14,1	15,6	18,2	14,0	9,3	18,0	9,0	25,7	8,5	41,2	9,9
a'	15,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	50	80	56	97	6,7	88	61	68	83	88	61	91

Параметр	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156
a	7,3	7,0	10,6	9,9	8,3	5,8	6,4	13,0	10,8	9,7	9,3	12,3
c	6,3	6,8	7,3	6,9	8,4	9,4	8,5	2,5	4,6	6,3	2,8	5,9
b	25,3	29,2	22,1	23,8	27,2	30,4	32,4	12,6	10,3	14,8	9,7	16,2
s	61,1	57,0	60,0	59,4	56,1	54,4	52,7	71,9	74,3	69,2	78,2	65,6
f'	25,1	42,4	33,6	26,0	45,1	37,2	35,4	81,9	63,8	62,3	51,3	48,3
m'	58,5	47,2	51,0	55,0	49,2	56,4	54,0	14,7	27,0	30,9	2,9	49,3
c'	16,4	10,4	15,4	19,0	5,7	6,4	10,6	3,4	9,2	6,8	45,8	2,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	91	78	83	84	96	91	89	52	36	87	76	86

Параметр	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168
a	9,8	4,4	7,0	11,6	4,4	9,1	12,0	15,2	12,7	15,2	9,3	16,0
c	7,6	9,0	6,4	6,4	6,4	6,5	5,6	1,4	4,2	4,8	10,0	4,9
b	16,2	20,8	18,3	10,6	29,7	22,2	20,2	10,4	16,3	18,8	19,7	19,4
s	66,4	65,8	68,3	71,4	59,5	62,2	62,2	73,0	66,8	61,2	61,0	59,7
f'	50,5	46,9	62,2	59,0	43,0	40,7	44,0	62,0	37,9	42,3	50,8	55,7
m'	48,6	49,6	36,7	40,3	41,0	42,0	51,0	28,0	21,6	40,7	31,4	28,5
c'	0,9	3,5	1,1	0,7	16,0	17,3	27,6	10,0	40,5	17,0	17,8	15,8
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	82	12	77	66	92	77	84	56	88	82	84	79

Параметр	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180
a	8,8	13,5	8,2	9,2	12,0	12,3	13,6	13,8	13,2	10,8	9,6	10,1
c	9,8	7,4	8,1	9,2	0,9	0,7	0,6	0,3	0,7	0,4	0,6	3,5
b	19,3	17,6	19,3	18,2	5,6	5,6	5,1	3,1	5,8	2,8	7,5	6,4
s	62,1	61,5	64,4	63,4	81,5	81,4	80,7	82,8	80,3	86,0	82,3	80,0
f'	51,8	52,6	60,2	55,2	57,2	50,6	64,9	47,9	63,9	53,3	56,2	31,9
m'	43,6	33,3	28,2	42,8	5,9	8,2	5,2	8,3	8,4	13,3	11,6	53,6
c'	4,6	14,1	11,6	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
a'	—	—	—	—	36,9	41,2	29,9	43,8	27,7	33,4	32,2	14,5
n	95	97	95	92	24	34	23	99	65	99	92	80

Таблица 9 (продолжение)

Параметр	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192
a	9,6	9,5	12,9	12,6	8,1	11,6	13,5	13,3	7,8	9,9	11,7	17,3
c	0,2	4,1	4,4	0,1	4,7	1,4	0,9	1,4	1,2	0,3	0,6	3,1
b	5,1	11,2	9,4	5,9	12,2	8,2	9,2	7,8	8,6	8,8	7,7	1,3
s	85,1	75,2	73,3	81,4	75,0	78,8	76,4	77,5	82,4	81,0	80,0	78,3
f′	57,6	37,2	68,5	34,2	39,8	45,3	68,4	48,3	38,0	39,5	49,6	88,5
m′	6,4	21,8	21,0	10,5	22,6	4,7	11,6	21,5	6,0	5,3	5,9	4,8
c′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,7
a′	36,0	41,0	10,5	53,3	37,6	50,0	20,0	30,0	56,0	55,2	44,5	—
n	92	69	70	35	67	83	78	65	38	14	31	25

Параметр	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204
a	17,1	15,3	14,4	14,1	13,6	13,1	10,5	13,3	14,2	11,9	14,7	15,9
c	0,5	0,7	0,1	0,3	0,3	—	1,3	0,9	1,2	0,6	0,6	1,5
b	1,4	1,4	2,6	2,7	2,4	3,4	6,9	7,2	4,3	3,6	4,5	6,3
s	81,0	82,6	82,9	82,9	83,7	83,5	81,3	78,6	80,3	83,9	80,2	76,3
f′	76,2	47,6	77,5	50,0	47,4	53,9	49,6	33,0	55,1	44,4	55,9	69,5
m′	19,0	28,6	17,5	—	15,8	9,6	25,2	7,8	6,1	7,4	7,3	16,9
c′	4,8	—	5,0	—	36,8	—	—	—	—	—	—	13,6
a′	—	23,8	—	50,0	—	36,5	25,2	59,2	38,8	48,2	36,8	—
n	14	52	59	33	39	52	42	54	68	4	55	64

Параметр	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216
a	11,3	10,7	11,5	12,6	12,8	13,5	10,4	11,3	17,8	15,5	15,2	15,3
c	1,9	1,1	0,5	1,4	0,6	0,3	0,7	1,5	1,1	0,7	1,7	1,3
b	5,1	6,5	9,8	6,7	6,8	6,7	8,4	4,6	6,3	7,0	7,6	7,8
s	81,7	81,7	78,2	79,3	79,8	79,5	80,5	82,6	74,8	76,8	75,5	75,6
f′	57,1	43,3	38,0	41,0	54,4	57,4	51,6	76,8	40,4	55,3	62,3	27,8
m′	9,1	10,3	17,3	24,0	15,5	5,0	20,9	8,7	16,0	22,8	13,2	12,6
c′	—	46,4	—	—	30,1	—	—	—	—	—	—	—
a′	33,8	—	44,7	35,0	—	37,6	27,5	14,5	43,6	21,9	24,5	59,6
n	38	36	88	40	76	77	10	48	80	47	96	88

Параметр	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228
a	13,4	11,7	14,2	9,5	8,2	9,3	11,2	14,0	9,6	10,6	11,7	12,80
c	1,0	1,9	1,3	3,2	6,7	4,8	7,9	2,0	2,8	0,5	0,7	0,2
b	5,5	8,1	4,3	4,7	7,1	7,5	17,5	10,2	10,1	6,4	4,1	5,1
s	80,1	78,3	80,2	82,6	78,1	78,4	63,4	73,8	77,5	82,5	83,3	81,9
f′	49,4	81,7	73,1	70,2	48,0	39,5	24,0	75,0	64,5	52,0	83,5	63,6
m′	18,8	12,5	22,4	25,4	36,3	23,8	71,7	9,4	13,5	11,5	9,4	0,0
c′	—	5,8	—	4,4	15,7	—	4,3	—	22,0	—	7,1	—
a′	31,8	—	4,5	—	—	36,7	—	15,6	—	36,5	—	36,4
n	67	92	76	57	60	55	71	70	32	6	89	36

Параметр	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240
a	14,1	4,4	7,9	7,6	9,8	12,3	13,2	13,7	15,1	13,9	13,3	12,2
c	0,1	9,6	8,1	3,8	5,6	0,5	0,2	0,4	0,3	1,7	0,6	0,8
b	3,2	20,4	8,9	15,0	13,9	5,6	2,7	2,4	4,5	5,5	6,6	5,4
s	82,6	65,6	75,1	73,6	70,7	81,6	83,9	83,5	80,1	78,9	79,5	81,6
f′	52,0	44,8	58,8	38,6	56,6	34,0	71,4	85,0	62,3	74,0	95,2	48,8
m′	37,0	50,5	40,3	17,5	32,4	20,0	7,1	7,5	17,4	14,8	2,9	5,9
c′	11,0	4,7	0,9	—	11,0	—	—	7,5	—	—	1,9	—
a′	—	—	—	43,9	—	46,0	21,5	—	20,3	11,2	—	45,3
n	22	90	67	70	72	47	66	98	67	71	65	55

Параметр	241	242	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252
a	11,6	15,5	13,1	10,8	14,6	16,1	17,8	13,9	10,4	10,4	7,2	9,4
c	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,9	0,7	1,2	0,8	0,33	0,1	0,6
b	7,2	5,3	4,3	8,0	5,3	5,7	13,7	13,7	7,5	9,7	10,9	7,7
s	81,0	79,0	82,3	81,0	79,7	77,3	67,8	71,2	81,3	79,6	81,8	82,3
f′	19,6	90,1	73,4	38,0	80,4	83,4	40,5	31,4	30,5	41,2	2,2	33,5
m′	5,4	6,2	4,7	9,6	12,2	11,9	28,5	24,1	18,0	10,3	8,0	14,5
c′	—	3,7	—	—	7,4	—	—	—	—	—	—	—
a′	75,0	—	21,9	52,4	—	4,7	31,0	44,5	51,5	48,5	68,8	52,0
n	69	66	55	72	65	59	58	20	9	10	10	14

Параметр	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264
a	13,2	14,8	13,3	12,8	13,5	10,5	12,5	15,0	14,9	15,2	15,6	11,5
c	0,10	0,30	0,1	0,4	0,4	3,9	2,7	0,7	1,9	1,2	0,9	0,3
b	4,8	5,9	4,3	4,5	2,9	3,6	3,0	4,2	4,3	4,7	4,3	3,3
s	81,9	79,0	82,3	82,3	83,2	82,0	81,8	80,1	78,9	78,9	79,2	84,9
f′	42,0	66,5	56,0	90,2	90,0	74,5	77,0	46,0	67,7	70,4	54,2	82,3
m′	9,5	9,0	1,5	—	—	7,3	—	8,0	26,2	21,1	18,8	15,7
c′	—	—	—	9,8	10,0	—	23,0	—	—	8,5	—	2,0
a′	48,5	24,5	42,5	—	—	18,2	—	46,0	6,1	—	27,0	—
n	63	48	28	70	73	80	65	57	60	60	44	49

Параметр	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275	276
a	15,6	12,7	13,5	13,7	13,8	14,8	11,2	12,9	16,8	12,5	12,5	17,0
c	1,4	0,9	0,9	0,3	0,3	0,5	2,0	1,3	1,0	0,9	0,9	1,2
b	3,5	4,6	3,6	3,0	3,4	2,6	4,3	5,1	6,1	3,7	4,4	6,3
s	79,5	81,8	82,0	82,0	82,5	82,1	82,5	80,7	76,1	82,9	82,2	75,5
f′	45,0	51,4	73,1	41,7	50,0	90,0	68,8	28,1	47,2	72,7	47,0	85,6
m′	20,0	15,3	—	12,5	7,7	7,7	18,7	15,5	7,9	7,3	7,5	13,3
c′	35,0	—	—	—	—	2,3	—	—	—	—	—	—
a′	—	33,3	26,9	46,0	42,3	—	12,5	56,4	44,9	20,0	44,2	1,1
n	53	64	27	33	35	40	38	63	76	41	42	71

Параметр	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288
a	10,5	18,0	13,6	17,5	14,6	9,7	10,9	7,7	8,5	10,0	16,1	9,5
c	2,7	1,6	2,6	3,7	2,2	8,6	7,3	11,5	8,1	6,6	3,5	7,4
b	6,2	7,9	8,1	12,4	7,4	18,1	19,5	19,4	19,9	20,2	21,1	23,5
s	80,6	72,5	75,7	66,4	75,8	63,6	62,3	61,4	63,5	63,2	59,3	59,6
f′	60,2	62,1	62,8	69,9	69,1	47,2	50,3	42,4	48,5	34,3	48,3	49,2
m′	34,4	21,5	27,3	25,8	20,9	35,6	46,9	39,7	31,8	59,3	46,3	35,4
c′	—	—	—	4,3	—	17,2	2,8	17,9	19,7	6,4	5,4	15,4
a′	5,4	16,4	9,9	—	10,0	—	—	—	—	—	—	—
n	59	87	77	93	72	80	80	89	83	86	97	49

Параметр	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300
a	9,7	12,1	8,5	7,8	9,4	10,3	12,4	11,5	9,6	10,8	12,7	17,1
c	6,5	3,4	6,4	7,3	3,7	3,8	2,3	2,6	5,3	4,3	2,7	1,0
b	25,5	25,8	27,4	28,1	28,1	24,1	20,9	22,4	18,3	21,1	16,0	5,8
s	58,3	58,7	57,7	56,8	58,8	61,8	64,4	63,5	66,8	63,8	68,6	76,1
f′	45,6	38,7	35,6	43,5	55,2	56,0	68,9	60,0	62,0	61,4	66,9	73,0
m′	32,1	9,4	59,0	39,2	29,1	23,3	11,6	17,0	22,0	25,1	13,3	11,8
c′	22,3	51,9	5,4	17,3	15,7	20,7	19,5	23,0	16,0	13,5	19,8	15,2
a′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	78	93	68	80	65,0	68	68	68	74	71	64	57

Таблица 9 (продолжение)

Параметр	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	312
a	9,2	9,2	9,8	9,4	8,7	9,0	7,8	8,1	8,1	7,6	9,1	10,2
c	4,9	5,2	3,6	3,2	6,8	6,5	4,7	5,3	5,8	6,5	5,5	5,0
b	24,0	23,5	25,5	26,7	25,0	25,2	25,7	25,8	24,5	24,0	22,5	20,7
s	61,9	62,1	61,1	60,7	59,5	59,3	61,8	60,8	61,6	61,9	62,9	64,1
f'	50,9	51,5	50,5	53	47,0	49,4	54,1	46,1	49,0	51,5	49,5	57,6
m'	29,7	26,8	28,3	23,4	37,0	34,0	33,2	35,0	32,0	29,8	30,5	27,4
c'	19,4	21,7	21,2	23,8	16,0	16,6	12,7	18,9	19,0	18,7	20,0	15,0
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	76	86	72	80	82	78	89	83	82	80	84	71

Параметр	313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324
a	8,5	8,6	8,5	7,8	10,1	10,9	10,4	10,2	7,2	8,4	6,2	9,9
c	5,1	4,9	5,9	6,9	4,8	3,1	5,1	4,4	8,9	5,9	8,7	5,9
b	24,7	25,6	23,1	22,7	21,7	24,2	21,2	20,6	24,2	29,3	27,2	19,2
s	61,7	60,9	62,5	62,6	63,4	61,8	63,3	64,8	59,7	56,4	57,9	65,0
f'	54,0	51,0	51,0	52,2	52,3	51,8	53,0	61,4	36,9	39,7	53,4	70,5
m'	28,0	30,0	27,2	32,1	28,9	27,2	30,0	21,2	48,8	41,4	45,6	24,3
c'	18,0	19,0	21,8	15,7	18,8	21,0	17,0	17,4	14,3	18,9	1,0	5,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	79	84	85	80	79	71	64	83	88	82	81	74

Параметр	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	335	336
a	11,8	10,8	8,7	11,0	11,2	11,8	10,7	9,7	9,7	9,6	8,0	7,4
c	4,3	5,0	6,9	5,6	4,7	5,2	4,0	6,2	4,7	4,0	6,0	5,5
b	22,9	18,2	21,4	21,9	23,0	19,5	13,3	26,3	27,3	30,4	27,7	32,8
s	61,0	66,0	63,0	61,5	61,1	63,5	72,0	57,8	58,3	56,0	58,3	54,3
f'	47,5	54,5	53,3	49,4	52,6	50,0	63,5	40,0	43,2	32,4	34,7	30,0
m'	32,9	32,4	40,4	30,2	29,3	37,0	22,1	43,8	40,4	48,0	50,8	57,6
c'	19,6	13,1	6,3	20,4	18,1	13,0	—	16,2	16,4	19,6	14,5	12,4
a'	—	—	—	—	—	—	14,4	—	—	—	—	—
n	74	79	80			73	60	87	79	78	90	60

Параметр	337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348
a	9,0	13,6	12,1	8,0	4,4	17,3	14,1	10,4	12,2	12,3	15,1	12,4
c	5,0	2,8	8,3	7,1	7,7	2,6	0,4	0,4	0,3	1,9	0,6	3,6
b	29,7	21,3	20,2	27,8	31,9	18,1	5,2	3,0	3,6	4,9	4,4	7,9
s	56,3	62,3	59,4	57,1	56,0	62,0	80,3	86,2	83,9	80,9	79,9	76,1
f'	34,5	35,9	52,4	36,3	28,4	39,5	56,4	20,8	19,7	31,0	65,6	55,1
m'	47,3	52,1	38,0	52,7	45,6	32,4	36,5	20,9	55,3	60,9	31,4	39,7
c'	18,2	12,0	9,6	11,0	26,0	28,1	7,1	—	—	8,1	—	—
a'	—	—	—	—	—	—	—	58,3	25,0	—	3,0	5,2
n	92	77	62	68	78	89	87	98	53	84	93	89

Параметр	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360
a	12,6	11,6	11,7	13,7	12,0	5,4	9,3	10,5	12,8	7,6	9,0	11,9
c	3,1	3,7	0,2	2,3	0,1	0,3	1,0	1,5	0,9	1,1	1,5	0,6
b	8,6	4,9	6,4	3,0	5,0	10,0	4,9	4,5	5,3	5,9	1,4	5,7
s	75,7	79,8	81,7	81,0	82,9	84,3	84,8	83,5	81,0	85,4	88,1	81,8
f'	69,0	64,4	28,0	73,4	29,0	21,0	34,1	51,0	53,0	27,0	40,9	8,9
m'	23,8	28,7	11,0	13,3	17,7	12,5	36,9	40,0	29,6	7,6	50,0	17,8
c'	6,2	6,9	—	—	—	—	—	9,0	—	—	9,1	—
a'	—	—	61,0	13,3	53,3	66,5	29,0	—	17,4	65,4	—	73,3
n	73	68	80	52	39	14	85	60	67	58	96	94

Параметр	361	362	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372
a	12,7	13,4	14,9	6,4	12,4	9,9	6,8	9,2	8,2	9,0	8,3	14,2
c	0,8	1,3	0,8	3,1	1,1	2,5	2,8	5,3	5,0	6,4	2,6	0,8
b	4,0	4,1	11,6	13,1	4,5	6,5	9,1	10,6	6,40	12,1	8,2	8,1
s	82,5	81,2	72,7	77,4	82,0	81,1	81,3	74,9	80,4	72,5	80,9	76,9
f′	21,7	28,6	76,3	29,4	53,6	86,5	36,0	53,0	79,5	55,0	50,0	68,8
m′	36,6	27,0	13,6	19,3	8,7	10,3	48,0	30,0	11,8	17,0	36,0	26,6
c′	—	—	10,1	—	—	3,0	—	16,5	—	—	—	4,8
a′	41,7	44,4	—	51,1	37,7	—	16,0	—	8,6	27,0	11,0	—
n	72	59	70	88	79	31	67	42	41	54	8	99

Параметр	373	374	375	376	377	378	379	380	381	382	383	384
a	11,7	10,5	7,7	11,9	8,5	14,6	9,1	9,7	12,6	8,8	11,6	12,3
c	4,6	0,9	0,3	0,6	4,8	0,5	6,2	6,1	0,2	0,6	—	2,5
b	6,5	5,0	7,6	5,7	20,4	3,2	13,8	6,9	2,1	2,2	3,7	4,1
s	77,2	83,6	84,4	81,8	66,3	81,7	70,9	77,3	85,1	88,4	84,7	81,1
f′	29,8	34,9	20,8	8,9	35,1	34,7	82,1	46,5	71,0	68,5	27,1	31,7
m′	61,9	19,6	14,2	17,8	38,7	10,2	16,4	28,7	16,1	8,6	8,5	14,2
c′	8,3	—	—	—	26,2	—	1,5	24,8	—	—	—	—
a′	—	45,5	65,0	73,3	—	55,1	—	—	12,9	22,6	64,4	38,1
n	91	60	56	94	92	84	87	89	3	74	4	79

Параметр	385	386	387	388	389	390	391	392	393	394	395	396
a	11,9	9,5	10,4	9,2	10,2	7,9	6,3	4,3	8,0	17,0	17,6	15,7
c	2,2	0,3	0,5	1,3	0,3	0,6	0,3	11,1	7,3	0,1	0,9	0,7
b	4,4	4,9	5,4	6,5	7,0	10,0	10,9	28,0	31,0	1,7	3,1	3,2
s	81,5	85,3	83,7	83,7	82,5	81,5	82,5	56,6	53,7	81,2	78,4	80,4
f′	30,4	14,1	20,7	35,9	22,2	17,1	22,8	29,0	26,4	59,3	36,2	69,3
m′	12,1	16,6	8,0	50,5	24,1	24,7	34,0	64,7	60,0	11,1	25,5	10,2
c′	—	—	—	—	—	—	—	6,3	13,6	29,6	—	20,4
a′	57,5	35,5	73,5	13,6	53,7	58,2	43,2	—	—	—	38,3	—
n	78	85	4	94	8	54	21	65	49	74	77	58

Параметр	397	398	399	400	401	402	403	404	405	406	407	408
a	15,8	19,5	15,3	14,8	14,6	16,3	14,0	14,3	12,5	13,3	13,4	14,5
c	0,7	0,3	1,8	0,5	0,1	1,1	1,7	2,2	1,6	0,6	2,9	2,0
b	3,5	3,6	3,9	4,2	4,3	5,3	5,7	7,0	7,7	8,0	8,5	10,3
s	80,0	76,6	79,0	80,5	81,0	77,3	78,6	76,5	78,2	78,1	75,2	73,2
f′	75,9	29,1	72,9	28,1	30,0	82,2	72,9	64,4	73,0	27,0	47,6	46,4
m′	12,9	1,8	16,9	7,8	4,5	7,5	8,2	27,0	13,0	3,3	29,8	20,9
c′	11,1	—	10,2	—	—	—	18,8	8,6	—	—	—	—
a′	—	65,4	—	67,2	65,6	10,0	—	—	13,9	70,5	22,6	32,7
n	66	80	67	70	77	62	47	79	64	62	76	95

Параметр	409	410	411	412	413	414	415	416	417	418	419	420
a	11,2	8,6	4,1	15,6	16,0	16,6	9,7	13,7	14,1	15,3	10,3	9,1
c	5,6	6,2	8,8	2,2	4,1	2,7	6,1	4,3	4,0	5,3	6,1	6,2
b	22,8	25,8	34,8	6,2	4,0	4,1	7,1	12,8	13,4	13,5	13,6	13,9
s	60,4	59,4	52,3	76,0	75,9	76,6	77,1	69,2	68,5	65,9	70,0	70,8
f′	40,0	54	31,8	68,9	55,0	67,7	47,6	28,1	27,4	41,0	34,5	82,1
m′	42,7	25,0	52,9	12,2	41,1	25,0	29,1	50,8	37,7	28,2	42,9	16,4
c′	17,4	20,4	15,2	18,8	3,9	—	23,3	21,1	34,9	30,8	22,6	1,5
a′	—	—	—	—	—	13,3	—	—	—	—	—	—
n	92	81	62	67	72	72	83	73	60	81	78	86

Таблица 9 (окончание)

Параметр	421	422	423	424	425	426	427	428	429	430	431	432
a	14,9	14,0	7,2	15,7	13,0	13,1	11,6	11,0	11,4	13,0	11,7	13,7
c	3,9	5,6	6,3	4,7	1,0	0,8	1,4	1,3	0,6	0,8	0,7	1,0
b	15,2	16,0	31,1	14,8	2,3	2,3	3,2	3,4	3,5	4,1	3,6	3,8
s	66,0	64,4	55,4	64,8	83,7	83,8	83,8	84,3	84,5	82,1	84,0	81,5
f'	35,6	40,9	35,3	63,1	47,2	39,1	33,3	47,2	51,1	20,3	83,9	61,1
m'	49,0	30,0	42,0	31,1	47,2	41,3	52,1	26,4	41,5	43,8	16,1	16,9
c'	15,4	29,1	22,7	5,8	5,6	19,6	14,6	—	—	35,9	—	22,0
a'	—	—	—	—	—	—	—	26,4	7,4	—	—	—
n	88	64	60	100	68	73	57	61	73	78	56	70

Параметр	433	434	435	436	437	438	439	440	441	442	443	444
a	7,8	11,2	13,2	11,8	17,5	15,3	7,6	11,8	13,8	12,2	13,1	11,0
c	0,1	0,6	—	1,0	0,5	0,8	0,5	2,4	0,1	2,5	0,2	0,9
b	4,0	4,0	3,9	4,1	4,1	4,4	4,5	4,8	5,3	5,1	5,7	5,9
s	88,1	84,2	82,9	83,1	77,9	79,5	87,4	81,0	80,8	80,2	81,0	82,2
f'	31,2	33,9	75,4	49,2	74,6	83,6	43,3	48,0	73,5	35,5	71,9	21,8
m'	39,0	59,6	9,8	41,2	11,1	10,4	25,4	4,0	8,4	9,2	11,2	69,6
c'	29,8	—	14,8	—	14,3	6,0	31,3	—	18,1	55,3	16,9	—
a'	—	6,5	—	9,6	—	—	—	48,0	—	—	—	8,6
n	45	—	71	78	—	75	80	96	66	60	57	32

Параметр	445	446	447	448	449	450	451	452	453	454	455	456
a	13,1	13,5	8,6	14,7	15,8	17,6	11,4	15,6	13,3	16,1	14,8	9,4
c	0,7	1,8	0,4	1,5	2,1	0,3	1,8	1,4	3,8	0,9	1,5	1,2
b	6,1	6,2	6,4	6,4	6,4	6,5	6,9	7,7	8,6	8,8	9,5	10,1
s	80,1	78,5	84,6	77,4	75,7	75,6	79,9	75,3	74,3	74,2	74,2	79,3
f'	37,2	83,7	32,6	66,3	85,3	81,7	34,3	63,5	48,4	66,4	62,0	20,4
m'	3,2	9,8	20,8	28,4	9,5	7,1	4,8	27,8	43,7	5,2	21,8	32,7
c'	59,6	—	46,6	5,3	5,2	11,2	60,9	—	7,9	28,4	16,2	46,9
a'	—	6,5	—	—	—	—	—	8,7	—	—	—	—
n	—	68	16	51	80	77	62	72	82	81	80	87

Параметр	457	458	459	460	461	462	463	464	465	466
a	17,1	11,0	12,2	14,2	12,3	14,7	9,6	8,7	8,9	11,5
c	1,3	2,3	4,4	3,8	4,4	3,3	7,5	1,4	5,4	4,3
b	10,2	10,3	10,3	10,4	14,4	14,8	17,3	17,7	23,4	25,6
s	71,4	76,4	73,1	71,6	68,9	67,2	65,6	72,2	62,3	58,6
f'	54,3	56,3	60,2	58,3	52,6	42,3	54,6	61,7	51,2	37,7
m'	4,7	21,4	37,1	37,7	42,1	37,0	28,3	21,7	31,0	52,6
c'	41,0	22,3	—	—	5,3	20,7	17,1	16,6	17,8	9,7
a'	—	—	2,7	4,0	—	—	—	—	—	—
n	—	72	75	83	81	—	76	94	87	71

верхней мантии Земли показана в работах Т. Мацумото (1964) и кажется вполне приемлемой для объяснения явлений, связанных с унаследованным развитием вулканической деятельности и сохранением устойчивого состава извержений и излияний на протяжении геологически длительных интервалов времени.

Для юга Сибири и Восточного Казахстана типичны также определенные ассоциации вулканогенных и осадочных пород. Наиболее четко обособляются три группы таких ассоциаций: вулканогенно-терригенная

красноцветная, вулканогенно-терригенная сероцветная и вулканогенно-карбонатная с преобладанием известняков среди осадочных пород. Вулканогенно-терригенные красноцветные ассоциации типичны для Минусинского, Тувинского и Уймено-Лебедского прогибов, а также для Рыбинской впадины. Вулканогенно-терригенные сероцветные ассоциации характерны для прогибов Ануйско-Чуйского (Горный Алтай) и Рудноалтайских, а также для Саура и Чингиза. Вулканогенно-карбонатные ассоциации, по-видимому, могут быть указаны для Калбы в девоне. Они и в этом отношении, и по составу вулканогенных образований, по-видимому, весьма близки к аналогичным силурийским ассоциациям зеленокаменного синклинория Среднего Урала, известного по описаниям Н. А. Штрейса (1951) и других исследователей. Особо могут быть выделены почти вовсе лишенные осадочных пачек протовулканогенные или аседиментные вулканогенные ассоциации. К ним, в частности, относятся верхнедевонские вулканогенные образования Уймено-Лебедского прогиба.

Сочетание вулканогенных пород с осадочными, в общем, закономерно в ряде отношений, и хотя причины, порождающие образование тех и других, существенно различны, тем не менее может быть, по-видимому, намечена самая общая зависимость между протекающими в мантии Земли процессами, вызывающими появление вулканогенных пород, и физико-географической обстановкой на поверхности Земли, обусловливающей характерные черты осадочных пород. Зависимость выражается в том, что характер тектонического развития, оказывающего существенное влияние на седиментацию, определяется особенностями процессов, протекающих в мантии Земли. Именно эта зависимость, по-видимому, и обусловливает закономерность сочетаний вулканогенных и осадочных образований.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ И ПРОБЛЕМА ЦИКЛИЧНОСТИ

Представления о циклическом развитии геологических процессов обычно опираются на разнообразные сведения о повторяемости сходных или одинаковых явлений в истории Земли и привлекаются для объяснения весьма различных фактов. В области изучения вулканических явлений и процессов седиментации основой для такого рода построений служат соответствующие интерпретации данных исследования стратиграфических разрезов вулканогенных и осадочных толщ, в которых всегда можно обнаружить неоднократное появление одинаковых пачек или пластов. Рассматривая каждый разрез в отдельности, а затем коррелируя их по сходным литологическим признакам, можно прийти к выводу о повторяемости тех или иных геологических событий. Такой прием широко используется при анализе истории развития вулканической деятельности и приводит к представлению о многократных периодических сменах основных излияний кислыми. Тот же прием привлекается и для доказательства циклического развития процессов седиментации, а в конечном итоге он находит приложение к анализу проблемы одновременного проявления орогенических движений на всем земном шаре. Таким образом, от простейших операций по расчленению частных разрезов на ритмически построенные пачки пород различного состава и происхождения легко, оказывается, осуществить переход к самым общим построениям, предполагающим циклическое развитие разнообразных геологических процессов.

Такой путь изучения разрезов и последующего их сопоставления по ритмам и циклам весьма удобен в начальной стадии исследований, когда весьма немногое известно в отношении возможных корреляций и когда отсутствуют сведения о фациальной изменчивости отложений. Но он оказывается, как правило, неубедительным, как только сведения о строении разрезов и их изменчивости в вертикальном и латеральном направлениях становятся весьма разнообразными. Несомненно, прав Н. П. Херасков (1963), говоря, что «циклические представления об истории Земли отражают раннюю стадию развития науки, когда закономерности охватывают лишь ограниченный круг фактов». В этом, по-видимому, можно убедиться на тех примерах, которые дает обширная территория юга Сибири и Восточного Казахстана с ее мощными вулканогенными и осадочными толщами среднего и верхнего палеозоя. Рассмотрим такие примеры, привлекая материалы главным образом по наиболее детально изученным разрезам девонских вулканогенных и осадочных толщ сравнительно хорошо исследованной области, включающей на востоке Рыбинскую впадину, а на западе — Рудный Алтай. Относительно именно этих разрезов и этой области в последнее время широко используются

представления о циклическом строении разрезов и, соответственно, о циклическим развитии вулканической деятельности и процессов седиментации.

Первоначальной основой для такого рода построений явились стратиграфические корреляции, в которых широко использовались идеи В. С. Мелещенко (1953, 1956 и др.) о циклическом строении девонских отложений Минусинского прогиба, разработанные им на примере наиболее полного и литологически весьма неоднородного разреза, расположенного в юго-западной части этого прогиба. С данным разрезом, как с эталоном, В. С. Мелещенко сопоставлял все остальные разрезы и пришел к выводу о том, что в девоне Минусинского прогиба наблюдается чередование морских и прибрежно-континентальных сероцветных отложений с терригенными красноцветными толщами, свидетельствующее о закономерном повторении седиментационных циклов.

Для эталонного разреза В. С. Мелещенко выделил шесть седиментационных циклов: один для нижнего девона, один для эйфельского яруса, два для живета и два для верхнего девона. Каждый из циклов, по мнению В. С. Мелещенко, начинался терригенными красноцветными породами и заканчивался либо морскими, либо прибрежно-континентальными сероцветными отложениями. Представление о шести циклах седиментации В. С. Мелещенко распространил на все девонские отложения Минусинского прогиба, а затем и на Тувинский прогиб и Рыбинскую впадину.

Один из лучших знатоков девонских отложений юга Сибири, В. С. Мелещенко не мог, тем не менее, не видеть существенных различий в их строении на этой огромной территории. Он даже подчеркивал ощутимость таких различий в Рыбинской впадине и Тувинском прогибе, объясняя их тем, что ... «эти впадины, помимо областей питания, общих с Минусинскими впадинами, имели дополнительные области питания..., и восходящие движения в дополнительных областях питания не всегда были синхроничными с движениями такой же направленности в областях питания, являющихся общими для тех и других впадин» (Мелещенко, 1953). В более поздних работах Ю. А. Маймина (1959), Н. Н. Предтеченского и Э. Н. Янова (1962, 1963) идея циклического развития приводит в конечном итоге к «выводу о практической одновременности проявления орогенических движений на всей территории Саяно-Алтайской области в девонском периоде» (Предтеченский, Янов, 1963), т. е. к тем выводам, к которым неизбежно ведут предложенные ими простейшие приемы изучения и сопоставления разрезов. Названные исследователи «основывались на прослеживании маркирующих фаунистически охарактеризованных горизонтов — таштыпского и бейского и смены палеогеографических обстановок во времени по всей территории Саяно-Алтайской области».

Хотя впервые идея циклического развития была приложена к анализу строения разрезов осадочных толщ рассматриваемой области, позднее она была привлечена также к изучению процессов развития вулканической деятельности на той же территории. Как и всегда в таких случаях, подобные построения опирались на данные о соответствующем чередовании в разрезах основных и кислых лав или пирокластических пород. Такие взгляды в различной форме были высказаны Б. Н. Лапиным (1962) и Е. А. Шнейдером (Шнейдер, Зубкус, 1962). В целом сложилась обстановка, при которой вопросы, касающиеся циклического строения разрезов, оказались неразрывно связанными с проблемой изучения как осадочных, так и вулканогенных толщ. Следовательно, требуется их совместное рассмотрение с учетом того, что отправные дан-

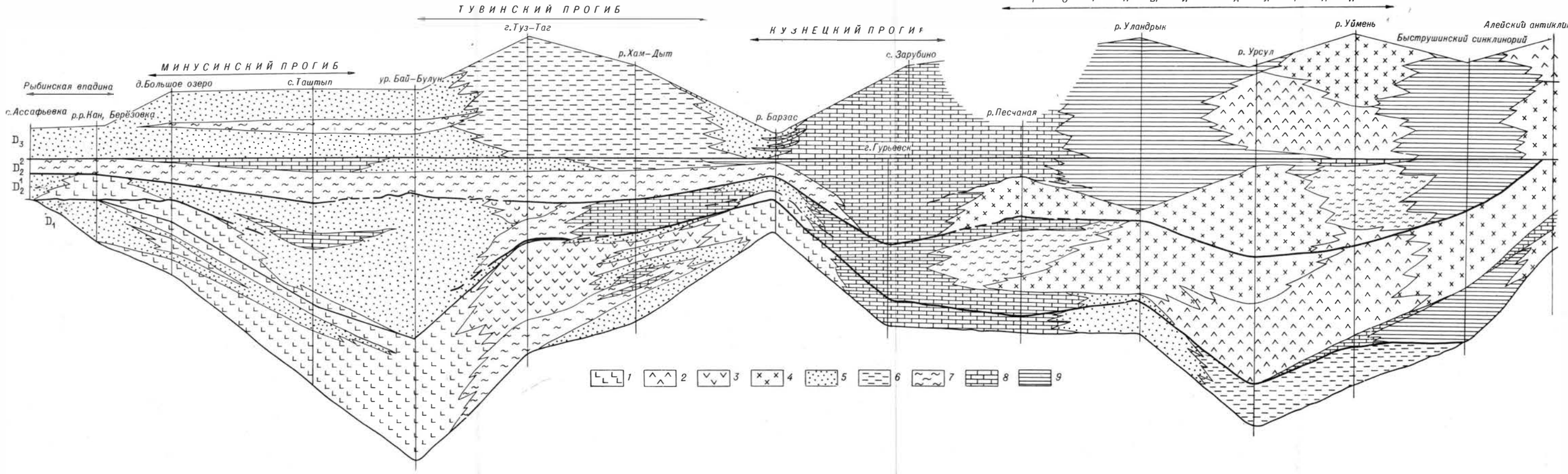


Рис. 32. Общая схема фациальной изменчивости девонских вулканогенных и осадочных толщ

Вулканогенные комплексы: *1* — базальтоидный, *2* — андезитовый, *3* — андезито-дацитовый, *4* — метал ипаритовый (кварц-кератофировый); осадочные комплексы: *5* — красноцветный, терригенный, *6* — пестроцветный, терригенный, *7* — терригенно-карбонатный, *8* — карбонатный, *9* — флишоидный

ные для различного рода построений могут быть получены прежде всего на основании изучения строения разрезов осадочных толщ.

В связи с общей оценкой представлений о циклическом развитии вулканической деятельности и процессов седиментации важно, таким образом, рассмотреть основные черты строения девонских отложений в различных участках рассматриваемой области и выяснить, действительно ли возможно, опираясь на современный уровень знаний о строении соответствующих разрезов и их возможной корреляции, выявить общие седиментационные и вулканические циклы для всей этой территории. Такой обзор лучше всего провести, сопоставляя с каким-либо стратиграфическим уровнем или подразделением разнообразные осадочные и вулканогенные толщи с учетом их фациальной изменчивости и литологической неоднородности (рис. 32). В качестве таких уровней или подразделений могут быть взяты нижний отдел девонской системы в целом, эйфельский или живетский ярусы среднего отдела девонской системы и, наконец, верхний отдел той же системы без подразделений.

Нижний отдел девонской системы соответствует первому из шести циклов идеальной схемы (Мелещенко, 1953, 1956 и др.), предполагающей, что каждый из циклов начинается с континентальных красноцветных толщ и заканчивается прибрежно-морскими сероцветными отложениями. Известно, что нижнедевонский возраст многих отложений на рассматриваемой территории весьма спорен. Поэтому существование такого цикла можно было бы вообще подвергнуть сомнению, считая, что нет подтверждающих его материалов. Но если принять во внимание все, что сейчас известно в отношении нижнедевонских отложений юга Сибири, то картина будет выглядеть следующим образом.

В Рыбинской впадине и в юго-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба в течение нижнедевонской эпохи происходила седиментация континентальных красноцветных терригенных отложений. Той же эпохе в прогибах Минусинском, Тувинском и в восточной части Кузнецкого прогиба соответствует активная вулканическая деятельность. В Минусинском прогибе вулканы извергали лавы преимущественно базальтового состава, тогда как в Тувинском составе этих лав был существенно более разнообразный, андезитовый, дацитовый и липаритовый и лишь отчасти базальтовый. На востоке Кузнецкого прогиба извержения были более сходны с минусинскими. Возникшие в эту эпоху вулканогенные образования во всех рассмотренных прогибах обычно чередуются с красноцветными породами.

Совсем иначе развивались процессы седиментации на западе Кузнецкого и в северо-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба. Здесь в течение нижнедевонской эпохи накапливались морские карбонатные осадки, из которых сформировалась мощная толща карбонатных пород, богатая разнообразной фауной брахиопод, кораллов и трилобитов. Той же эпохе в центральной части Ануйско-Чуйского и в Уймено-Лебедском прогибах отвечает накопление прибрежно-континентальных пестроцветных терригенных осадков. Наконец, в Рудном Алтае нижнедевонские отложения вообще отсутствуют, в нижнедевонскую эпоху здесь шли процессы денудации.

В целом, устанавливается фациально изменчивый ряд разнообразных отложений, сформировавшихся в нижнедевонскую эпоху на рассматриваемой территории, и выясняется, что на отдельных ее участках седиментация вообще не развивалась, а, наоборот, возникшие раньше осадочные толщи подвергались размыву. В такой обстановке, естественно, трудно выделить единый нижнедевонский цикл седиментации для

всей этой территории. Если на юго-западе Минусинского прогиба можно пытаться отнести к началу цикла красноцветные породы, а к концу его — сероцветную карбонатную толщу, известную под названием имекской свиты, то как такой цикл, опираясь на те же принципы, наметить на всей площади Минусинского прогиба, недостаточно ясно, поскольку эта свита известна только на юго-западе; проследить ее на север невозможно и доказать ее существование там весьма затруднительно. Еще менее ясно, как можно проследить такой же цикл в непрерывном красноцветном разрезе девонских отложений Рыбинской впадины, где граница между нижним и средним девоном вообще весьма условна. Можно, конечно, поднять вопрос о том, что нижнедевонские отложения в Рыбинской впадине не доказаны, как считают некоторые исследователи, но тогда придется допускать, что в нижнедевонскую эпоху в Рыбинской впадине были весьма активны процессы денудации, что также не очень соответствует идее циклического развития. Лучше, конечно, рассмотреть такой разрез, который наиболее строго датирован палеонтологическими данными. Соответствующий разрез дает мощная непрерывная толща карбонатных пород западной окраины Кузнецкого прогиба, представляющая в итоге исследований М. А. Ржонсницкой (1962) великолепный эталон для сравнения девонских отложений юга Сибири и вообще мировой эталон для этих отложений. В данном литологически однообразном карбонатном разрезе нижнедевонские отложения совершенно постепенно сменяют подстилающие их силурийские отложения того же карбонатного состава, а вверху также постепенно переходят в карбонатные толщи эйфельского яруса. Очевидно, что в такой обстановке невозможно говорить о циклическом строении разрезов со сменой красноцветных отложений карбонатными для всей рассматриваемой территории, как трудно и утверждать, что процессы седиментации на ней осуществлялись циклически. Полностью соответствуют этому выводу и данные о фациально изменчивом составе вулканогенных пород, неодинаковом в разных прогибах и не обнаруживающем для нижнего девона последовательной смены основных излияний кислыми, как это иногда предполагается.

Эйфельские отложения обычно служат эталоном для выделения следующего цикла, имеющего то же идеальное строение, что и предыдущий нижнедевонский. Состав этих отложений еще более резко изменчив в фациальном отношении. В прогибах Минусинском и Тувинском, в Рыбинской впадине и на востоке Кузнецкого прогиба отложения этого возраста представлены главным образом красноцветными толщами, с которыми обычно тесно ассоциируют вулканогенные породы.

Состав этих вулканогенных пород весьма различен, да и роль их неодинакова в разных прогибах. В Минусинском и Тувинском прогибах эйфельские вулканогенные породы завершают активное развитие вулканической деятельности предыдущей, нижнедевонской эпохи, тогда как в Горном и Рудном Алтае их появление знаменует только начало вулканической активности и максимальное ее развитие. В Минусинском прогибе вулканогенные породы имеют базальтовый состав, в Тувинском — смешанный, такой же, в общем, как и в нижнедевонскую эпоху, а в Горном и особенно в Рудном Алтае это преимущественно липаритового состава породы. Так что ни размещение вулканогенных пород в отдельных разрезах, ни общее изменение их состава при переходе от нижнего девона к среднему не дают никаких указаний на циклическую смену основных излияний кислыми или наоборот.

Сопоставляя разнообразные данные о составе осадочных толщ, принадлежащих эйфельскому ярусу, и о строении их разрезов, невоз-

можно найти подтверждение и представлениям о циклическом развитии процессов седиментации. Для большинства прогибов наблюдается такая же изменчивость строения разрезов, как и для нижнедевонских отложений, но есть и некоторые отличия, касающиеся главным образом Рудного Алтая. Здесь в нижнедевонскую эпоху не было седиментации, а в эйфельский век началась активная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся не только в Рудном, но и в Горном Алтае интенсивной седиментацией, развивавшейся в морской среде и обусловившей накопление мощных черносланцевых толщ.

Общее распределение разнофациальных комплексов в эйфельский век было, следовательно, таким, что к нему также неприложимо представление о единообразном циклическом строении разрезов на всей рассматриваемой территории. Для эйфельского века, как и для нижнего девона, отсутствуют данные, позволяющие выделять такой цикл седиментации, который начинался бы красноцветными и заканчивался карбонатными толщами, подобно тому, как это наблюдается на юго-западе Минусинского прогиба в разрезе, увенчанном таштыпскими известняками с богатой эйфельской фауной. В разрезах Минусинского прогиба такие карбонатные породы совершенно не известны на всей его территории, за исключением юго-западной части, а в Тувинском прогибе переход от эйфельских отложений к живетским почти повсеместно прослеживается в мощной красноцветной толще, лишенной карбонатных прослоев. Исключением являются только известняки с эйфельской фауной, известные на крайнем юге Тувы. В Горном и Рудном Алтае границу между эйфельским и живетским ярусами приходится проводить внутри сравнительно однообразной сероцветной песчано-сланцевой толщи, расчлененной пачками вулканогенных пород, и только в бассейне р. Барагаш в северной части Ануйско-Чуйского прогиба эйфельские слои завершаются известняками. Но еще далее на север в северо-западной части того же прогиба, переход от эйфельского яруса к живетскому наблюдается уже в непрерывном карбонатном разрезе, что особенно хорошо прослеживается на западной окраине Кузнецкого прогиба. Одним словом, в различных участках рассматриваемой территории была различная палеогеографическая обстановка. В Уймено-Лебедском прогибе и во многих районах Ануйско-Чуйского прогиба в это время действовали вулканы, в западой части Кузнецкого и на ограниченных участках Минусинского и Тувинского прогибов простиралось море, а на огромных пространствах Рыбинской впадины, Минусинского и Тувинского прогибов господствовали лагунно-континентальные условия, способствовавшие накоплению мощных красноцветных осадков. Таким образом, приходится признать неубедительными утверждения о единообразном циклическом строении разрезов рассматриваемой территории и для эйфельского яруса.

Более благоприятным с точки зрения доказательств возможного циклического развития процессов седиментации являлся, по-видимому, живетский век. К концу его действительно произошло почти повсеместное выравнивание значительных площадей на рассматриваемой территории и затопление их морскими водами. Именно в живетский век сформировались сравнительно однообразные карбонатные толщи с характерным чилиевым комплексом фауны, позволяющим проводить корреляцию разрезов на значительные расстояния. Но даже в это время в Рыбинской впадине и Тувинском прогибе, а также на востоке Кузнецкого прогиба живетский ярус представляли пестроцветные и красноцветные прибрежно-континентальные отложения, связанные постепенными переходами как с подстилающими, так и с перекрывающими их аналогичными

отложениями эйфельского (внизу) и верхнедевонского (вверху) возраста. Быть может, некоторым исключением являются отдельные участки Рыбинской впадины, где к верхнему живету весьма условно можно относить немые пачки мергелистых пород, выделяемых обычно под названием ивашихинской свиты и не связанных переходами с вышележащими красноцветными толщами, принадлежащими верхнему девону.

И вновь приковывает внимание непрерывный карбонатный разрез западной окраины Кузнецкого прогиба, в котором переход от эйфельских слоев к живетским совершенно постепенный. Следовательно, и для живетского века оказывается трудным установить существование повсеместно развитого единого цикла седиментации. Тем более неясно, как можно говорить, скажем, о двух типичных и единообразных для всей территории циклах исходя из стратиграфических данных и учитывая реально наблюдаемую фациальную изменчивость живетских отложений.

Ту же изменчивость обнаруживают и вулканогенные породы, возникшие в живетский век. Они широко распространены в Горном и Рудном Алтае, а также на восточной окраине Кузнецкого прогиба. Но если в первых двух регионах развиты вулканогенные породы, обладающие почти исключительно липаритовым составом, то на Кузнецком Алатау — главным образом породы базальтового и андезитового состава. Таким образом, и здесь не обнаруживается ни в целом, ни для отдельных территорий общая смена состава излияний основных кислыми или наоборот.

И, наконец, верхнедевонская эпоха. В восточной части рассматриваемой территории, в Рыбинской впадине, в Минусинском и Тувинском прогибах, верхнедевонские отложения представлены мощными терригенными красноцветными толщами, которые лишь местами расчленены сероцветными пачками лагунного происхождения. Среди этих отложений совсем нет вулканогенных пород, за исключением туфовых песчаников и алевролитов, возникших в результате вулканической деятельности, происходившей, по-видимому, за пределами этих прогибов. Совсем иной состав верхнедевонских отложений Горного и Рудного Алтая. Здесь развиты главным образом морские черносланцевые и карбонатные, а также вулканогенные толщи. Состав вулканогенных пород в данных районах преимущественно липаритовый, хотя в Уймено-Лебедском прогибе имеются и вулканогенные породы андезитового и базальтового состава, ассоциирующие с красноцветными. Морские сероцветные терригенно-карбонатные толщи типичны также для Кузнецкого прогиба. Следовательно, и для верхнедевонских отложений характерен разнофациальный состав отложений, мало соответствующий представлению о существовании единых циклов седиментации или вулканической деятельности.

В итоге самые разнообразные данные о фациальной изменчивости отложений и неоднородном их литологическом составе как в вертикальном, так и в латеральном плане наглядно показывают, что для рассматриваемой территории нет возможности выявить единые седиментационные циклы и такие же циклы вулканической деятельности. На протяжении всей девонской истории прослеживается общая последовательная эволюция процессов седиментации и вулканизма, начинающихся и заканчивающихся на разных участках этой территории в разное время в зависимости от особенностей тектонического их развития.

Остается еще предпринять попытку проверить правильность приведенных выше выводов, опирающихся на представление о циклическом строении разрезов, предполагающих одновременность проявления оро-

генических движений на всей рассматриваемой территории. Эти орогенические движения запечатлены в соответствующих перерывах и угловых несогласиях, которые, очевидно, должны располагаться повсеместно на одинаковых стратиграфических уровнях, коль скоро одновременность движений считается установленной.

Наблюдаемая в действительности картина оказывается значительно более сложной. Например, внутри разреза девонских отложений Минусинского прогиба существует только один перерыв, лишь местами сопровождаемый угловым несогласием. Этот перерыв почти повсеместно разделяет вулканогенные породы нерасчлененного нижне-среднедевонского возраста и красноцветные отложения верхнего эйфеля — нижнего живета. Но в юго-западной части Минусинского прогиба прослеживается непрерывный девонский разрез, и соответствующий перерыв исчезает.

В Тувинском прогибе такой перерыв практически отсутствует на всей его территории, за исключением р. Бий-Хем, где красноцветные отложения верхнего эйфеля с конгломератами в основании залегают на нерасчлененных вулканогенных породах нижне-среднедевонского возраста. Сходный по своему месту в разрезе перерыв может быть прослежен на границе нижнего и среднего девона в Рыбинской впадине и в юго-западной части Тувинского прогиба (район г. Туз-Таг), а также в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба. Однако строгая возрастная привязка этого перерыва весьма условна. Имеются вместе с тем стратиграфические материалы, совершенно достаточные для утверждения того факта, что в северо-восточной части Тувинского прогиба он располагается на более низком стратиграфическом уровне, чем, например, в Минусинском прогибе (Анатольева, 1964).

В Тувинском прогибе, кроме того, намечаются и другие перерывы, а также сопровождающие их угловые несогласия. Так, в центральной части прогиба существует перерыв между эйфельскими и живетскими отложениями, которые в Минусинском прогибе всегда связаны постепенными литологическими переходами. Такой перерыв наблюдается и на ограниченных участках Ануйско-Чуйского прогиба, в бассейне р. Песчаная и на приподнятых блоках Кызыл-Шинского поднятия.

В разрезах девонских отложений Рудного Алтая перерывы встречаются значительно чаще. Здесь, кроме того, на больших территориях отмечается перерыв между верхнедевонскими и подстилающими их отложениями, в одних случаях живетскими, а в других — верхнеэйфельскими.

Одним словом, для рассматриваемой территории не устанавливаются также единые перерывы и угловые несогласия, расчленяющие девонский разрез. Таким образом, все указывает на неравномерность тектонических движений, свойственных различным прогибам, и на отсутствие данных, позволяющих утверждать одновременность проявления в них орогенических движений.

В подтверждение представлениям о циклическом строении разрезов сравнительно недавно были высказаны различные соображения, опирающиеся на результаты исследований литолого-формационного направления.

При этих исследованиях девонские отложения на юге Минусинского прогиба были подразделены на ряд крупных осадочных ритмов или серий, которые «прослеживаются не только в пределах Саяно-Алтайской области, но и, порой, с поразительной отчетливостью наблюдаются по разрезам девонских и нижнекаменноугольных осадков в ряде районов Русской и Сибирской платформы» (Акульшина и др., 1960). Подчеркивалось, что «крупному этапу тектонического развития, приводящему к

формированию горных цепей, который следует называть фазой орогенеза, соответствует завершенный этап седиментации, создающий ту естественно-историческую основу, которую следует называть осадочной серией», и что «формации, сложенные породами различной зрелости, образуют закономерно построенные генетические ряды, которые характеризуются однозначными величинами коэффициента мономинеральности..., выветрелости и т. д.».

В соответствии с этой концепцией девонские отложения Минусинского прогиба были разделены на четыре серии. Две из них полностью соответствовали нижнедевонскому и эйфельскому циклам В. С. Мелещенко, третья объединяла два живетских его цикла, а четвертая — верхнедевонские циклы того же исследователя.

В связи с критическими замечаниями, в которых была отмечена неожиданность вывода о том, что кохайский (франский) и быстрянский (фаменско-нижнетурнейский?) «циклы осадконакопления представляют единый цикл» (Предтеченский, Янов, 1963), в более поздних работах, опиравшихся на ту же методику литолого-формационного анализа, были выделены уже шесть серий (Косолобов, 1963). Впрочем, хотя число серий и совпадало с числом циклов схемы В. С. Мелещенко, граница каждой серии была перенесена внутрь однородных карбонатных толщ, венчавших циклы этой схемы. Поэтому каждая карбонатная свита делилась произвольно на две части, из которых одна относилась к нижней, а другая к верхней части серии.

Предложено было также расчленение девонских отложений на пять серий (Предтеченский, Янов, 1963), при котором живетские циклы схемы В. С. Мелещенко были объединены. Были предприняты, кроме того, попытки использовать методику определения коэффициентов мономинеральности для уточнения возраста отложений. В частности, с этих позиций были подвергнуты критике взгляды В. И. Краснова (1959), расчленившего красноцветные терригенные породы Быстрянской скважины на ряд толщ и выделившего нижнедевонские отложения. Аргументация в этом плане заслуживает внимания. Критики пишут, что «если бы В. И. Краснов был прав, то на кривых изменения коэффициентов мономинеральности и устойчивости, составленных для данной части разреза, должны были бы присутствовать таштыпский и имекский максимумы. В действительности на кривых эти максимумы отсутствуют, а потому вся указанная толща должна быть отнесена к абаканской свите» (Предтеченский, Янов, 1963). Конечно, было бы очень хорошо, если бы один из наиболее спорных вопросов геологии Минусинского прогиба решался с такой простотой. К сожалению, необходимо очень многое еще доказать в отношении соответствия тех или иных максимумов строго определенным возрастным подразделениям. Ведь эти максимумы могут получить значение индикаторов возраста отложений лишь после того, как будет принята та или иная стратиграфическая схема и выяснено, что соответствующие коэффициенты, дающие максимумы, не зависят ни от фациальной обстановки, ни от состава пород, слагающих области питания. Между тем имеющиеся высказывания, предполагающие независимость коэффициента мономинеральности от фаций (Бгатов, 1964), не подтверждены изучением разнофациальных отложений, а влияние областей питания на максимумы вообще не выяснялось.

Нельзя, кроме того, признать оправданным такой прием использования стратиграфических схем для выявления соответствий между максимумами и возрастными уровнями, при котором изучению подвергаются обобщенные разрезы, принадлежащие разным структурно-фациальным зонам. Невозможно считать убедительными соответствующие

построения в этом плане, если опорой для них служит разрез, включающий барагашскую свиту из северо-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба, перекрывающую ее коргонскую свиту из Коргонского прогиба, а также вышележащие (снизу вверх) куратинскую, бельгебашскую, каракольскую и бичикитубомскую свиты из разных фациальных зон центральной части Ануйско-Чуйского прогиба и, наконец, черемшанскую свиту из северо-восточной части этого прогиба, где она известна лишь в одном пункте (Косолобов, 1963). В целом, становится очевидным, что вся система построений, связанных с применением литолого-формационного метода для доказательства циклического строения девонских отложений, выглядит так же мало убедительно, как аналогичные концепции в области стратиграфии девонских толщ. Впрочем, вообще ограниченные возможности литолого-формационного метода сравнительно недавно весьма наглядно были показаны Н. М. Страховым (1963), Г. Ф. Крашенинниковым (1964) и другими исследователями.

В заключение вновь вернемся к проблеме циклов в развитии вулканической деятельности. В условиях, когда хорошо известна фациальная изменчивость не только осадочных, но и вулканогенных толщ, приводящая к размещению в различных прогибах вулканогенных пород разного состава, появляется стремление выявить общую циклическую смену излияний, связанную с перемещением очагов вулканической деятельности. Например, предполагается, что ранние излияния преимущественно базальтовых лав в нижнем девоне Минусинского прогиба сменяются главным образом липаритовыми по составу извержениями в среднем девоне Горного Алтая (Лапин, 1963). Такие представления тем не менее совсем не учитывают, что в Минусинском прогибе есть не только нижнедевонские, но и эйфельские вулканогенные породы и что они имеют такой же базальтовый состав, что и продукты нижнедевонских извержений. Кроме того, эти представления противоречат данным о базальтовом вулканизме Калбы в ту же среднедевонскую эпоху, в которую на Алтае формировались кислые лавы и пирокластические породы, предположительно завершающие намечающийся, таким образом, единственный вулканогенный цикл. Наконец, даже сама идея перемещения вулканических очагов, приводящего к однократной смене базальтового вулканизма липаритовым, ничего не говорит о закономерностях циклического развития, представления о котором предполагают повторяемость явлений.

В целом, девонская история на рассматриваемой территории не дает примеров циклического развития процессов седиментации и вулканизма. Наоборот, все, что известно, говорит об общем необратимом развитии этих процессов и о том, что они начинаются в различных прогибах в разное время и проявляются по-разному в зависимости от особенностей строения и тектонической эволюции прогибов.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Для целей палеовулканологии важно хотя бы в самом общем виде знать обстановку накопления вулканогенных пород, размещение их по отношению к элементам древнего рельефа, береговым линиям и другим важнейшим элементам древнего ландшафта. Эта задача, конечно, не проста, так как для ее решения необходимо располагать достаточно разнообразными палеонтологическими и стратиграфическими материалами. К тому же вообще составление палеогеографических карт связано с проблемой выделения определенных интервалов времени, порой достаточно широких и поэтому весьма схематично и в обобщенной форме рисующих картину распределения ландшафтов далекого геологического прошлого. Тем не менее даже эта приближенная картина крайне необходима для правильного понимания процесса развития вулканической деятельности в минувшие эпохи, так как в конечном итоге только опираясь на данные, извлекаемые из палеогеографического анализа, можно проводить какие-либо параллели с тем, что известно в отношении особенностей развития современной вулканической деятельности.

Чтобы в какой-то мере выявить самую общую картину древнего ландшафта, существовавшего в период формирования вулканогенных накоплений среднего и верхнего палеозоя, можно, по-видимому, привлечь палеогеографические построения для силурийского, девонского, каменноугольного и пермского периодов. Такие построения должны, во-первых, охватывать обширную территорию, на которой можно было бы проследить достаточно общие закономерности, во-вторых, соответствовать различным эпохам развития вулканической деятельности.

Началу силура (Никифорова, 1955) на Сибирской платформе соответствует распространение обширного морского бассейна, первоначально занимавшего почти всю ее территорию к северо-западу от линии, следующей вдоль дороги Тайшет — Усть-Кут и долины р. Лены вплоть до г. Якутска. Восточнее морской бассейн соединялся с Верхоянским морем. К югу и юго-востоку располагалась суша, отделявшая Северо-Сибирское море от южных морей Центральной Азии. Суша, как предполагает О. И. Никифорова, захватывала значительные площади и к западу от Сибирской платформы, в центральной части Западно-Сибирской низменности. Над уровнем моря были, по-видимому, приподняты также Енисейский кряж, Восточный Саян и вся область между Кузнецким Алатау и Восточным Саяном, где морские силурийские отложения не известны, а девонские толщи повсеместно залегают с резким угловым несогласием на подстилающих кембрийских или более древних породах (Лучицкий, 1960$_{1, 2}$). Вполне вероятно, что участки суши располагались и в области Анабарской антеклизы на севере Сибирской платформы.

Центральноазиатские моря опоясывали с юга краевые поднятия Сибирской платформы, а на западе соединялись с морскими бассейнами

Алтая и Казахстана. Связь с Северо-Сибирским морем осуществлялась через какой-либо пролив, следы которого, возможно, будут обнаружены в пределах Западно-Сибирской низменности. В течение силура Северо-Сибирское море постепенно регрессировало и к концу периода занимало лишь северо-западную окраину Сибирской платформы.

Как эволюционировали морские бассейны восточных (Верхояно-Колымских) и южных (Центрально-Азиатских) силурийских акваторий, неясно, но одно очевидно: к юго-западу и к югу от Сибирской платформы в этих морях вулканическая деятельность была активной; восточнее она затухала, а на крайнем востоке, в Верхоянье, почти не проявлялась.

Несколько более определенные данные имеются для территории Алтая и Казахстана. На Алтае в нижнем силуре (Нехорошев, 1958) на месте открытого ордовикского моря возник архипелаг островов. Именно в это время, в частности, превратился в сушу крупный выступ, ограничивающий на юге Ануйско-Чуйский прогиб и известный под названием «Главного антиклинория Алтая». Гирлянды островов образовывали дуги, обращенные выпуклостью на запад и юго-запад. К концу периода здесь, как и на платформе, море регрессировало и, как пишет В. П. Нехорошев, «мелело и сокращалось в размерах не постепенно, а ушло из синклинорных зон Алтая в верхнем силуре сразу. После этого временно весь Алтай стал сушей примерно до середины нижнего девона».

На территории Казахстана, по данным Н. Г. Кассина (1947), в начале силура были покрыты морем, в общем, значительные пространства, достигавшие 30—40% этой территории, а к концу периода они существенно сократились, и «в даунтоне морем были заняты незначительные участки. В верхнем готландии отмечается обмеление и отступание морей, развитие озерных бассейнов, накопление серии континентальных осадков (делювиальных речных, дельтовых), а также мощных вулканогенных толщ». По мнению Н. Г. Кассина, в силуре климат Казахстана был сравнительно теплым. Не было ни холодных эпох, ни морей с холодными водами, но тем не менее намечались некоторые колебания климата, скорее сухого, чем влажного, вследствие чего в Казахстане встречаются аркозовые песчаники с полевыми шпатами, слабо затронутыми химическим выветриванием, а также красноцветные и пестроцветные породы. Во все века готландия, как отмечает Н. Г. Кассин, в морях, вероятно в теплых водах, развивались кораллы. Приведенные данные Н. Г. Кассина, в общем, подтверждаются более поздними исследованиями, результаты которых в наиболее общей форме суммированы А. А. Богдановым (1959). Его палеогеографическая схема готландия наглядно изображает размещение морского бассейна на территории Казахстана и показывает, что к западу и к северу от этого бассейна располагались обширные пространства суши. Таким образом, у бассейна не было непосредственной связи с Уральским, а на Западно-Сибирскую низменность к северу он не распространялся. Вся система морских бассейнов силура была сложна по конфигурации и причудливо сочеталась с островами, островными гирляндами и обширными участками суши.

В девоне наиболее существенные изменения в общих очертаниях морских бассейнов произошли на Сибирской платформе и отчасти в Казахстане. На Сибирской платформе девонский морской бассейн занимал крайнюю северо-западную ее окраину, быть может несколько проникая в глубь платформы вдоль осевой зоны Тунгусской синеклизы. В Казахстане море в начале девона отступило на юго-восток, освобождая значительные площади по окраинам того бассейна, который сформировался в силуре.

Более общий характер носили климатические изменения, которые способствовали массовому распространению красноцветных терригенных пород. Последние наблюдаются на западной окраине Сибирской платформы и к юго-западу от нее. К югу и юго-востоку, а также к востоку от платформы они сравнительно редки. Следовательно, их распространение отчасти совпадает с распространением вулканогенных пород, но в обстановке платформенной они встречаются независимо от вулканогенных образований. В девоне намечаются некоторые изменения и в общем развитии трансгрессий. В отличие от Сибирской платформы, где отчетливо прослеживается последовательное сокращение морского бассейна в силуре и при переходе к девону, на юге Саяно-Алтайской области и в Казахстане намечается расширение трансгрессий в среднем девоне. Затем в Саяно-Алтайской области море вновь регрессирует, хотя и не повсеместно, а в Казахстане трансгрессия продолжается и, возможно, даже несколько расширяется еще и в верхнем девоне. На территории южных морей существенных изменений в девоне не произошло.

В каменноугольное время на юге сохранялась обстановка, характерная для предшествующих эпох, и происходившие здесь изменения мало отразились на конфигурации морских бассейнов. На всей территории Сибирской платформы, кроме северо-западной окраины, морских отложений нет, что достаточно определенно указывает на вероятное почти полное ее освобождение от морского покрова. К юго-западу от платформы морской бассейн покрывал, по-видимому, южную часть Западно-Сибирской низменности и распространялся, на всю территорию Томь-Колыванского складчатого пояса, связывая окраинное море, прослеживающееся вдоль восточного края Западно-Сибирской низменности, с южными бассейнами Центральной Азии, а также Казахстана. Последний прослеживался, вероятно, к западу вплоть до Урала.

Отличительной чертой каменноугольной эпохи является, с одной стороны, свойственный ей преимущественно гумидный, сравнительно влажный климат, с другой — прогрессивное развитие процесса дальнейшего расчленения морского бассейна, размещавшегося на Алтае, в Туве и в Минусинском прогибе, на систему относительно узких проливов, заливов и лагун. Особенно типична лагунная обстановка, возникшая в системе заливов на территории Минусинского и Тувинского прогибов.

Последняя из рассматриваемых эпох — пермская — полностью изменила сложившуюся ранее обстановку, хотя соответствующий перелом намечается еще в конце нижнекаменноугольной эпохи. Континентальные условия в это время устанавливаются не только на территории Сибирской платформы, но и на всей площади Алтайской и Казахской складчатых областей. Южные моря Центральной Азии, претерпевшие резкое сокращение в конце каменноугольной эпохи, в пермскую эпоху вновь расширились и охватили, в частности, Забайкалье, куда они проникли, вероятно, из Монголии, а не обязательно с востока, как это обычно предполагают. По-видимому, южный морской бассейн охватывал почти всю Монголию, соединялся на востоке с водами Тихого океана, а на западе следовал вдоль северного края Таримской глыбы по направлению к Тянь-Шаню. Один из заливов этого моря проникал в Забайкалье, другой — по направлению к Зайсанской котловине, откуда он в виде узкой извилистой ленты прослеживался, возможно, вплоть до Иртышской зоны смятия и северной окраины Кузнецкого прогиба.

Так выглядела в самом схематическом виде общая физико-географическая обстановка на протяжении тех геологических эпох, которые могут привлекать внимание в связи с разработкой палеовулканологических проблем в данной работе.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОЭНЕРГЕТИКИ

С палеовулканологическими исследованиями теснейшим образом связаны различные построения, направленные на воссоздание физико-географической и тектонической обстановки эпохи образования вулканогенных толщ; восстановление разнообразных вулканических аппаратов или их групп и фумарольно-сольфатарных полей, типичных для разных геологических эпох; выяснение закономерностей размещения вулканогенных формаций в пространстве и во времени; расчет энергетического баланса вулканических извержений геологического прошлого; выявление глубинных вулканических очагов и, в конечном итоге, определение по продуктам вулканической деятельности типового строения верхней мантии Земли и ее эволюции. Все эти построения могут быть объединены общим понятием палеовулканологических реконструкций (Лучицкий, Фремд, 1964), которым, собственно, и посвящен этот раздел работы.

Представить обстановку, в которой действовали активные вулканы на юге Сибири и в Восточном Казахстане, можно учитывая приведенные выше палеогеографические данные по рассматриваемой территории. Они показывают, что на протяжении всех трех эпох девонского периода довольно отчетливо прослеживается устойчивое размещение морского бассейна на территории Горного и Рудного Алтая, а также на западе Кузнецкого прогиба, в Калбе, Сауре и Тарбагатае. Этот морской бассейн ограничивался на западе и востоке обширными участками суши, которые лишь временами погружались под уровень океана.

На западе такой участок представлял Чингиз и расположенные от него к западу области, а на востоке в состав континентальных площадей входили Минусинский и Тувинский прогибы, восточная окраина Кузнецкого прогиба и Рыбинская впадина. Эти участки суши на востоке распространялись и на Сибирскую платформу. Наибольшее погружение обширных площадей суши произошло в живетский век, вслед за тем как вулканическая деятельность на рассматриваемой территории достигла особенно широкого распространения и, следовательно, максимальной активности. По-видимому, обрушение сравнительно крупных блоков земной коры над глубинными вулканическими очагами в известной степени способствовало опусканию обширных участков суши в живетский век. В целом же континентальные площади весьма длительное время сохранялись как области относительных поднятий, лишь временами покрывавшиеся морскими водами. Эти участки суши, несомненно, отличались существенно расчлененным рельефом, горные массивы в них чередовались с крупными депрессиями, по которым блуждали реки, стекавшие с окружающих поднятий. Следуя вдоль депрессий по направлению к морскому бассейну, реки транспортировали разнообразный обломочный

материал и в устьевых участках образовывали обширные дельтовые зоны. Такие дельтовые зоны, а также предгорные шлейфы, которые опоясывали горные массивы, создавали характерные черты равнинного ландшафта низменных участков суши, что в целом способствовало формированию обстановки, благоприятной для накопления в депрессиях разнообразных аллювиальных, в том числе дельтовых, отложений, чередующихся с делювиальными, пролювиальными и озерными осадками. Сравнительно небольшие опускания могли приводить к ингрессии или трансгрессии моря на обширные низменности, образованию лиманов и лагун, но горные массивы не погружались под уровень моря даже, по-видимому, в эпохи максимального распространения морских трансгрессий, подобных, например, живетской, и служили постоянным источником питания для областей накопления осадков, сосредоточенных в депрессиях.

Весьма типично широкое распространение красноцветных осадков в области суши, что связано, по-видимому, с общими климатическими условиями, весьма теплыми, характерными в целом для девонской эпохи и благоприятными для произрастания впервые появившейся сравнительно однообразной преимущественно псилофитовой флоры.

Морской бассейн, разделявший участки суши, также имел весьма неоднородное строение. Он был расчленен гирляндами островов, вытянутых в северо-западном направлении и на востоке, по-видимому, дугообразно изогнутых выпуклостью на запад. В этом морском бассейне шла седиментация, связанная с образованием сероцветных терригенных и известковых илов и кластических осадков, мало напоминающих красноцветные отложения предгорных шлейфов и аллювия депрессий.

Так выглядела, в общем, физико-географическая обстановка эпохи проявления девонского вулканизма. В этой обстановке вулканическая деятельность развивалась с равной активностью как на суше, так и в морских условиях, причем состав продуктов вулканической деятельности не зависел существенно от физико-географической обстановки. Есть тем не менее важная черта в развитии вулканической деятельности в море, сказавшаяся, по-видимому, на некоторых особенностях строения вулканических построек. Девонские вулканы, расположенные в море, на обширных территориях извергали лавы липаритового состава, хотя известно, что, как правило, на океанических просторах господствуют базальтовые излияния. Многие вулканы тяготели, несомненно, к островам и, таким образом, по условиям образования мало отличались от обычных наземных вулканов, но значительная часть извержений происходила, вероятно, под водой и осуществлялась под влиянием разнообразных условий водной среды и под давлением нагрузки более или менее значительного столба воды, т. е. в той обстановке, которая сравнительно недавно была, пока еще предположительно, охарактеризована К. К. Зеленовым (1963) и И. И. Гущенко (1964). Это приходится учитывать потому, что в таких условиях мало вероятны взрывные явления с образованием обильного пирокластического материала. Поэтому даже кислые лавы липаритового состава в такой обстановке могли, скорее всего, спокойно, без взрывов, изливаться на морское дно, где возникали, собственно, более или менее обширные покровы и системы лежащих друг на друге покровов, края которых обнаруживали весьма сложные взаимоотношения с незатвердевшими осадками, несколько напоминающие картину внедрения пластовых залежей. Именно этим, вероятно, можно объяснить сравнительно широкое распространение липаритовых покровов, прослеживающихся на довольно значительные расстояния в однообразных черносланцевых толщах Горного и Рудного Алтая, что составляет одну из

характерных черт этих областей. Но вместе с тем эти области могут представить интерес еще и потому, что именно в них, по-видимому, весьма наглядно проявилось своеобразие подводных условий формирования вулканогенных пород, недоступных для прямых наблюдений в современных условиях.

Сравнение общей физико-географической обстановки, сложившейся в девонский период на юге Сибири и в Восточном Казахстане, с аналогичными современными условиями позволяет провести известные параллели с областью Средиземного моря. Эти параллели намечаются прежде всего потому, что в обоих случаях морской бассейн, расположенный между обширными участками суши, был сравнительно неширок, но протяженным. Ширина морского бассейна достигала 400—500 *км*, в длину он прослеживался с северо-запада на юго-восток не менее чем на 1500—2000 *км* и на юго-востоке сливался с широтно вытянутыми центральноазиатскими морями. Таким образом, этот бассейн был вполне соизмерим со Средиземноморским, но в отличие от последнего был ориентирован почти в меридиональном, а не в широтном направлении.

К более существенным чертам сходства девонского морского бассейна со Средиземноморским относится состав излияний: липаритовые лавы и пирокластический материал сочетаются с андезитовыми и сравнительно редкими базальтовыми лавами. В Средиземном море такое сочетание пород наблюдают, например, на Липарских островах, где среди преобладающих пород липаритового состава имеются андезиты и базальты не только на острове Липари, но и на Вулкано. Аналогичная картина на о. Сардиния с его липаритами и обсидианами вулкана Монте Арчи и других местностей, на островах Эгейского моря, таких как Милос с плагиолипаритами и дацитами или Кос с липаритовыми лавами и т. д. Конечно, наряду с липаритовыми лавами в Средиземном море имеются весьма разнообразные андезитовые, отчасти базальтовые лавы, а также характерные лейцитовые и вообще богатые калием лавы, но такую типичную картину сочетания изобилующих среди морских просторов липаритовых лав с андезитовыми и базальтовыми, в ряде случаев уступающими липаритовым в количественном отношении, пожалуй, нелегко найти в других местах. Исключением могло бы явиться западное побережье Охотского моря, вдоль которого следует липарито-дацитовый вулканический пояс, но Охотское море резко асимметрично и на востоке ограничено островной вулканической Курильской грядой и полуостровом Камчаткой, отделяющими его от открытого океана. Такая резкая асимметрия не свойственна девонскому морю рассматриваемой территории.

Общее сходство со Средиземным морем дополняется еще и данными о том, что на одном из прилегающих к этому морю участков суши — на Аравийском полуострове широко развиты базальтовые лавовые поля, подобные тем, которые столь типичны для Минусинского прогиба и Рыбинской впадины и отчасти для восточной окраины Кузнецкого прогиба. И так же, как в девоне, этот участок суши отличается распространением современных красноцветных континентальных осадков, о которых писал еще И. Вальтер (1911), ссылаясь на сходство красных дюнных песков Нефуды в Аравии с аналогичными песками Тери в Южной Индии, «где широкая береговая полоса покрыта движущимися в глубь страны дюнами из карминово-красных песков, которые насыпаются нередко до 60 *м* высоты». В целом же вулканическая активность в девонском морском бассейне, да и на прилегающих к нему участках суши была значительно большей, чем на Средиземном море и в его окружении, так же

как более интенсивной была и красноцветная седиментация. Тем не менее, если учесть соизмеримые по времени этапы развития, то, быть может, эти различия и не окажутся столь значительными. Уместно в связи с этим вспомнить распространение красноцветных отложений в разрезах плиоплейстоценовой солоносной толщи на западном побережье Аравийского полуострова. К северу от Средиземного моря сколько-нибудь широкого распространения красноцветной седиментации третичного и четвертичного периодов не устанавливается, но это вполне естественно, так как Средиземноморский бассейн ориентирован широтно и северное его побережье входит в состав иной климатической зоны, тогда как девонский морской бассейн на юге Сибири и в Восточном Казахстане был ориентирован меридионально. Общие же черты сходства обоих морских бассейнов несомненны.

В нижнекаменноугольное время морской бассейн существенно сокращается, а в среднекаменноугольную эпоху полностью удаляется за пределы рассматриваемой территории, и на ней устанавливается континентальный режим. Следовательно, верхнепалеозойская вулканическая деятельность, начинающаяся с середины каменноугольной эпохи, осуществляется уже в наземных условиях. Проявляется она весьма разнообразно. В Калбе это преимущественно андезитовые лавы, в Сауре — базальтовые и отчасти дацитовые лавы и туфы, на востоке — почти исключительно трапповые излияния и интрузии, а также вулканические трубки.

Палеовулканические реконструкции тесно связаны с проблемой составления палеовулканологических карт, сравнительно недавно рассмотренных в отдельной работе (Лучицкий, Бровков, Пилипенко, 1964). История составления таких карт имеет непосредственное отношение к различным палеогеографическим построениям. К числу наиболее ранних палеовулканологических карт могут быть отнесены мелкомасштабные палеогеографические схемы А. Д. Архангельского (1923, 1932), на которых он показывал «вулканы», изображая их весьма условно с тем, чтобы подчеркнуть принадлежность тех или иных территорий к обширным областям активного развития вулканической деятельности. На таких же схемах А. Н. Мазарович (1938) наряду с «вулканами» изображал различные «вулканогенные фации» — морские, континентальные и другие, а Н. М. Страхов (1948) объединял различные вулканогенные образования знаком «эффузии». Так или иначе, эти палеогеографические схемы могли служить прообразом первых палеовулканологических карт, несмотря на то, что перед ними не ставились какие-либо цели и задачи, которые они могли бы разрешить в области палеовулканологии.

Принципиально сходные черты с описанными картами имеют и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А. П. Виноградова (1961). Но последние существенно детализированы, что важно для решения ряда палеовулканологических проблем. В частности, эти карты позволяют выявить закономерности размещения во времени и пространстве раздельно кислых, основных и смешанных излившихся пород, а также их туфов и других пирокластических образований.

Есть еще и другой тип карт, в обобщенном виде показывающий вулканогенные образования. Это различного рода тектонические, в том числе палеотектонические, и структурно-фациальные карты и схемы, на которых, как, например, у Н. А. Штрейса (1951), вулканогенные породы изображены суммарно в целях выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических

структур. Такие карты помогают при решении ряда палеовулканологических проблем.

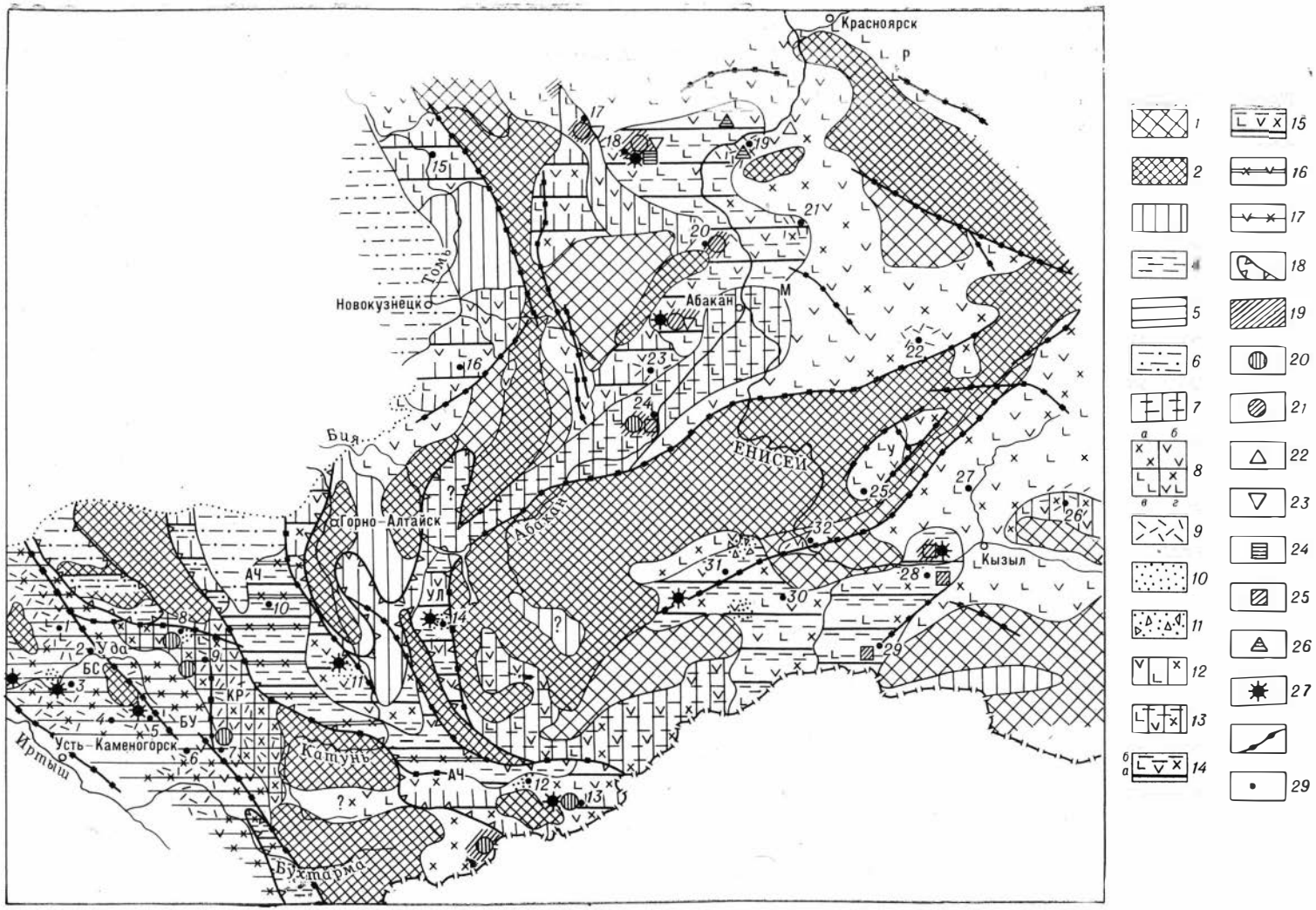
Более близки к палеовулканологическим различные геологические карты с нанесенными на них знаками, поясняющими, как применять эти карты для решения палеовулканологических проблем. Одной из наиболее ранних попыток такого рода является карта западной части бассейна оз. Севан в Армении, составленная К. Н. Паффенгольцем (1937) и недавно помещенная Д. В. Наливкиным (1962) в сводке по геологии СССР. На этой карте, по существу геологической, но с нанесенными петрографическими данными, показаны, кроме всего прочего, центры излияний и предполагаемые пути перемещения лавовых потоков и переноса туфового материала, что, собственно, и придает ей палеовулканологический облик. Это позволяет реконструировать строение и предполагать основные особенности пространственного размещения древних вулканических построек и определяет бесспорную принадлежность данной карты к палеовулканологическим.

Такого же типа карты представляют собой и схемы Е. Ф. Малеева (1964) по Закарпатью, которые он называет вулканологическими. Но поскольку они касаются минувших геологических эпох, их правильнее называть палеовулканологическими картами.

Вопрос об основных приемах составления палеовулканологических карт рассмотрен в упомянутой выше работе (Лучицкий, Бровков, Пилипенко, 1964), где выдвигаются некоторые общие положения, на которые следует опираться при составлении таких карт.

В этой работе отмечается, что на палеовулканологических картах, составляемых для строго определенных геологических интервалов времени, необходимо изображать прежде всего распространение различных вулканогенных пород. В наиболее обобщенных вариантах эти породы могут быть объединены в формации (в понимании Н. С. Шатского) без расчленения их по типам и группам. Далее, на палеовулканологических картах должны быть показаны более или менее подробно, в зависимости от масштаба карты, установленные и предполагаемые древние вулканические постройки и фумарольно-сольфатарные поля, а также различные полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью данной эпохи. Кроме того, должны быть отображены основные черты палеогеографической и тектонической обстановки, эпохи формирования вулканогенных пород и их ассоциаций и, наконец, вероятное размещение глубинных магматических очагов, возникших в связи с вулканической деятельностью и представленных комагматическими интрузиями.

Составленные таким образом палеовулканологические карты могут служить важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами. На рис. 33 дана соответствующая палеовулканологическая карта наиболее изученной восточной части территории, рассматриваемой в настоящей работе, для эпохи нижний девон — эйфель. Карта сопровождается краткими количественными показателями, иллюстрирующими конкретные соотношения между главными типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Эти показатели записаны в виде условных формул, в которых показывается содержание (в процентах от мощности разреза) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также коэффициент эксплозивности Е (по Беммелену). Например, формула $\frac{О_{62}П_{8}}{СЭ_{4}П_{6}}$ $О_{20}Е_{8}$ (разрез Усть-Таштып, Минусинский прогиб) показывает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) состав-


Красноярск
Томь
Новокузнецк
Абакан
Бия
Горно-Алтайск
Абакан
ЕНИСЕЙ
Кызыл
Усть-Каменогорск
Иртыш
Катунь
Бухтарма
АЧ
УЛ
БС
КР
БУ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

ляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе эффузивы (ОЭ) — 62% и пирокластические породы (П) — 8%; осадочные породы (О) присутствуют в количестве 20%, коэффициент эксплозивности (Е) равен 8. Ниже даны эти условные формулы:

Быструшинский прогиб

1. с. Каменка первая (1000)* . . . . . $\frac{ОЭ_0П_0}{КЭ_{80}П_{20}} O_{45}E_{20}$

2. Среднее течение р. Уба (> 2700) . . . . . $\frac{ЭО_0О_0}{КЭ_{85}П_{65}} O_{36}E_{65}$

3. Район с. Верхуба (1900) . . . . . $\frac{ОЭ_1П_0}{КЭ_{34}П_{65}} O_{21}E_{65}$

4. Район г. Сигнал (1500) . . . . . $\frac{ОЭ_0П_0}{СКЭ_{59}П_{41}} O_{15}E_{41}$

Белоубинский прогиб

5. Левобережье р. Брекса (2450) . . . . . $\frac{ОЭ_{10}П_0}{СКЭ_{50}П_{40}} O_7E_{40}$

6. р. Нарымка (> 2000) . . . . . $\frac{ОЭ_0П_0}{КЭ_{61}П_{39}} O_{22}E_{34}$

7. р. Чемчедай (≈ 2500) . . . . . $\frac{ОЭ_0П_0}{СКЭ_{78}П_{22}} O_{14}E_{22}$

Рис. 33. Палеовулканологическая карта Саяно-Алтайской области (по И. В. Лучицкому, Г. Н. Бровкову, В. Н. Пилипенко).

Области, свободные от проявлений вулканизма. Области размыва: *1* — суша слабо и умеренно расчлененная; *2* — суша среднегорная. Области седиментации и их отложения: *3* — континентальные (аллювиальные, пролювиальные, озерные) терригенные красноцветные; *4* — отложения лагунных бассейнов и морей — озер терригенные и терригенно-карбонатные серо- и красноцветные; *5* — морские глинисто-алевролитовые (в небольшой степени — песчаные) темно-сероцветные; *6* — морские терригенно-карбонатные сероцветные; *7* — сочетающиеся лагунные и континентальные карбонатно-терригенные серо-красноцветные, местами частично также морские.

Области развития вулканизма. ● Области наземного вулканизма: *8* — лавовые поля различного состава (*а* — кислого, *б* — среднего, *в* — основного, *г* — смешанного) с подчиненными линзами и пластами вулканокластических и терригенных (редко карбонатных) красноцветных пород (до 10% мощности толщи каждых); *9* — значительные и мощные накопления вулканокластического материала; *10* — поля игнимбритов; *11* — лахары. В случаях сочетания осадконакопления с вулканизмом применяются совмещенные условные знаки, например: *12* — многократно чередующиеся пачки и пласты континентальных терригенных и красноцветных отложений и покровов основных, средних и кислых лав; *13* — континентальные и лагунные (редко морские) серо-красноцветные отложения с покровами основных, средних и кислых лав. При значительных различиях условий в начале и конце эпохи применяются «двух»- и «трехэтажные» знаки с соответствующим расположением условных обозначений и жирной разделяющей линией: *14* — начало эпохи (*а*) — формирование вулканогенных толщ смешанного состава, конец эпохи (*б*) — накопление лагунных терригенных и карбонатно-терригенных серо-красноцветных отложений; *15* — нижняя и верхняя вулканогенные толщи (смешанного состава) регионально разобщены лагунной карбонатно-терригенной существенно сероцветной толщей. Области подводного и островного вулканизма: *16* — многократно чередующиеся пачки и пласты морских темно- и сероцветных глинисто-алевритовых отложений и покровов эффузивов с близким соотношением или преобладанием морских осадков; *17* — то же, но с резким преобладанием вулканогенных накоплений. При различных условиях в начале и конце эпохи принцип показа обстановок такой же, как для областей наземного вулканизма; *18* — граница районов осадконакопления в нижнем девоне на Алтае. **Районы развития активной фумарольно-сольфатарной деятельности:** *19* — площади фумарольно-сольфатарной деятельности. Минеральные проявления в эффузивно-осадочных толщах; *20* — железо (преимущественно окислы); *21* — медь (сульфиды, самородная); *22* — флюорит; *23* — барит и целестин; *24* — кальцит (в том числе туфы известковые); *25* — бентонитовые породы; *26* — цеолиты. **Прочие обозначения:** *27* — достоверно установленные вулканические аппараты; *28* — зоны глубинных разломов, предположительно служившие подводящими каналами излияний; *29* — точки характерных опорных разрезов. **Прогибы и впадины:** Р — Рыбинская, М — Минусинский, У — Усинская, Т — Тувинский, УЛ — Уймено-Лебедской, АЧ — Ануйско-Чуйский, КР — Коргонский, БУ — Белоубинский, БС — Быструшинский.

Условные формулы нанесенных на карту количественных показателей даны ниже, в тексте.

---

* В скобках указана общая мощность разреза в метрах.

Коргонский прогиб

8. р. Коргон (1700) . . . . . $\frac{О Э_0 П_0}{С К Э_{18} П_{82}} O_{31} E_{82}$

9. р Казылчая ($\approx$ 1060) . . . . . $\frac{О Э_0 П_0}{К Э_{56} П_{44}} O_{28} E_{44}$

Ануйско-Чуйский прогиб

10. р. Барагаш (2200) . . . . . $\frac{О Э_0 П_0}{К Э_{10} П_0} O_{90} E_0$

11. р. Урсул ($>$ 4000) . . . . . $\frac{О Э_6 П_0}{С К Э_{65} П_{30}} O_7 E_{30}$

12. р. Ак-Кая (850) . . . . . $\frac{О Э_0 П_0}{С К Э_6 П_{94}} O_{41} E_{94}$

13. р. Уландрык (1600) . . . . . $\frac{О Э_0 П_0}{С К Э_{68} П_{32}} O_2 E_{32}$

Уймено-Лебедской прогиб

14. Водораздел рек Учал—Уйкараташ (3000) . . . . . $\frac{О Э_{14} П_0}{С К Э_{23} П_{63}} O_{50} E_{63}$

Кузнецкий прогиб

15. с. Симоново ($>$ 600) . . . . . $\frac{О Э_{75} П_4}{С Э_6 П_6} O_9 E_{11}$

16. пос. Мундыбаш (1600) . . . . . $\frac{О Э_{65} П_{12}}{С Э_4 П_6} O_{14} E_{19}$

Минусинский прогиб

17. р. Парная ($>$ 260) . . . . . $\frac{О Э_{68} П_0}{С Э_0 П_0} O_{32} E_0$

18. с. Копьево (1410) . . . . . $\frac{\frac{О Э_{96} П_0}{С Э_0 О_3} O_1 E_3}{\frac{О Э_{86} П_0}{С Э_0 П_{11}} O_{13} E_{11}}$

19. р. Сисим (2400) . . . . . $\frac{\frac{О Э_{93} П_0}{С Э_0 П < 1} O_6 E > 1}{\frac{О Э_0 П_0}{С К Э_{66} П_{22}} O_{12} E_{21}}$

20. с. Боград (2250) . . . . . $\frac{ОЭ_{74}П_0}{С_{10}Э_{13}}O_3E_{13}$ / $\frac{ОЭ_{71}П_0}{СКЭ_{16}П_{12}}O_{>1}E_{12}$

21. р. Сыда (4000) . . . . . $\frac{ОЭ_{61}П<1}{СКЭ_{35}П_1}O_2E_1$ / $\frac{ОЭ_0П_0}{СКЭ_{64}П_{35}}O_{>1}1E_{35}$

22. р. Кандат (2350) . . . . . $\frac{ОЭ_{25}П_0}{ОКЭ_{55}П_{19}}O_1E_{19}$

23. База (1000) . . . . . $\frac{ОЭ_{59}П_{32}}{СЭ_2П_3}O_4E_{36}$

24. Усть-Таштып (965) . . . . . $\frac{ОЭ_{62}П_8}{СЭ_4П_6}O_{20}E_{18}$

Усинская впадина

25. с. Верхне-Усинское (500) . . . . . $\frac{ОЭ_{34}П_0}{СЭ_{62}П_3}O_1E_3$

Тувинский прогиб

26. р. Дерзик (1500) . . . . . $\frac{ОЭ_{10}П_0}{СКЭ_{24}П_{36}}O_{30}E_{51}$

27. Усть-Уюк (3400) . . . . . $\frac{ОЭ_{26}П_0}{СКЭ_{60}П_{12}}O_2E_{12}$

28. р. Отук-Даш (2130) . . . . . $\frac{ОЭ_{28}П_2}{СКЭ_{54}П_7}O_9E_{10}$ / $\frac{ОЭ_{35}П_2}{СЭ_8П_{>1}}O_{54}E_6$

29. с. Арыг-Бажи (1715) . . . . . $\frac{ОЭ_{57}П_1}{СКЭ_{28}П_5}O_9E_8$

30. Чадан (1100) . . . . . $\frac{ОЭ_{32}П<1}{СКЭ_{52}П_9}O_7E_{10}$

31. пос. Хонделен (1100) . . . . . $\frac{ОЭ_0П_0}{СКЭ_{83}П_{10}}O_7E_{10}$

32. р. Б. Уба (2000) . . . . . $\frac{ОЭ_{12}П<1}{СКЭ_{22}П_{64}}O_2E_{65}$

По такой карте хорошо выявляются основные закономерности пространственного размещения осадочных и вулканогенных образований. На карте видно, что на востоке, в Рыбинской впадине, Минусинском и Тувинском прогибах, развиты преимущественно континентальные терригенно-красноцветные отложения, на северо-западе Кузнецкого прогиба — морские карбонатные, а на юго-востоке — континентальные терригенно-красноцветные и, наконец, в Алтайских прогибах — главным

образом морские терригенно-сероцветные и лишь отчасти карбонатные. Изображенные на карте данные о составе вулканогенных образований, их фациальной изменчивости и закономерностях размещения позволяют выявить наиболее существенные особенности вулканизма рассматриваемой области в нижнем девоне и эйфеле. Прежде всего устанавливается, что вещественный состав вулканогенных пород на этой территории весьма разнороден и существенно меняется в зависимости от тектонической природы отдельных ее участков. Здесь можно выделить, по крайней мере, три типа ассоциаций вулканогенных пород, отличающихся различными парагенезисами с осадочными сериями. Первый тип представляют излившиеся породы преимущественно базальтового, лишь отчасти андезитового ряда. Обычно их сопровождают красноцветные породы, то образующие отдельные пачки среди вулканогенных пород, то расчленяющие вулканогенные серии на более или менее самостоятельные толщи, то, наконец, расположенные в непосредственной близости к вулканогенным породам. Эти ассоциации, типичные для Минусинского прогиба, Рыбинской впадины и отчасти для юго-восточной окраины Кузнецкого прогиба, были выделены И. В. Лучицким (1957_2, 1960_2) в Минусинском прогибе под названием базальтовой вулканогенно-красноцветной формации. Такое название, в общем, соответствует особенностям состава пород, образующих эту формацию, но поскольку местами с ней связаны щелочные породы, Ю. А. Кузнецов (1964) счел возможным относить ее к ряду трахиандезитовых формаций. Тем не менее ассоциацию, в которой господствующий тип пород представляют базальты и лабрадоровые порфириты, лучше именовать базальтовой или, с учетом данных о щелочных породах, трахибазальтовой формацией.

Второй тип ассоциаций отличается сложным сочетанием преимущественно средних и кислых излившихся пород, соотношения между которыми варьируют при сохраняющемся их парагенезисе с красноцветными; он может быть отнесен к самостоятельному типу вулканогенно-красноцветных формаций, андезито-дацитовых или липарит-дацитовых. Помимо Тувинского прогиба, такой формационный тип характерен, по-видимому, также для восточной окраины Минусинского прогиба, на что обратил внимание А. А. Моссаковский (1963), впрочем, указавший его и на западе прогиба, что, вероятно, неправильно. А. А. Моссаковский называет эту ассоциацию порфировой формацией, что весьма мало уточняет особенности состава и строения этой вулканогенно-красноцветной андезито-дацитовой или липарито-дацитовой формации. Причины общей асимметрии Минусинского прогиба, хорошо вырисовывающейся на карте по размещению вулканогенных формаций, пока недостаточно ясны.

К третьему типу ассоциаций относятся такие, в которых резко господствуют кислые породы липаритового или кварц-кератофирового и лишь отчасти липарит-дацитового состава, подвергшиеся более или менее значительному метаморфизму в связи с развитием складчатых структур и в большинстве случаев имеющих вид кварцевых и бескварцевых порфиров, кератофиров и иных подобного рода измененных пород. Для этих ассоциаций весьма типично сочетание кислых вулканогенных пород преимущественно с терригенно-красноцветными осадочными породами, в частности с пачками темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, весьма характерных для Алтайских прогибов. Имея в виду метаморфический облик вулканогенных пород данного типа, следует называть третий тип ассоциаций не липаритовой, а металипаритовой формацией.

Таким образом, представленная палеовулканологическая карта достаточно определенно выявляет закономерную связь вулканогенных фор-

маций с определенными типами тектонических структур. В структурах с четко выраженным двухъярусным строением, таких как Рыбинская впадина, Минусинский прогиб и юго-восточная окраина Кузнецкого прогиба, отличающихся тем, что в них структуры верхнего яруса наложены на структуры основания, развивается базальтовая вулканогенно-красноцветная формация. Унаследованные структуры орогенного ряда, в частности Тувинский прогиб, сопровождаются андезито-дацитовой или липарит-дацитовой формацией, а геосинклинальные структуры Алтайского типа — своеобразной липаритовой формацией, подвергшейся метаморфизму, получившей у Ю. А. Кузнецова (1964) название кварц-кератофировой, но которой более соответствует, по-видимому, название металипаритовая. За рамками территории, изображенной на схеме, в Калбе может быть выделена еще одна типичная ассоциация вулканогенных пород, принадлежащих преимущественно базальтовому ряду, обычно претерпевших более или менее значительное зеленокаменное изменение и сопровождаемых рифовыми известняками. Эта ассоциация, по-видимому, относится к спилит-диабазовой группе, выделяемой Ю. А. Кузнецовым (1964). Независимо от того, насколько удачны те или иные названия вулканогенных формаций, важно, что для рассматриваемой территории каждому типу тектонического развития соответствует свой характерный тип развития вулканической деятельности. Это достаточно определенно явствует из рассмотрения представленной карты, рисующей наиболее типичные черты пространственного размещения вулканогенных формаций.

Карта дает возможность выяснить и ряд других черт развития вулканической деятельности. Например, на ней можно видеть неравномерное распространение туфовых накоплений, отражающее различия характерных типов извержений. Наиболее энергичная эксплозионная деятельность и, следовательно, наиболее высокое значение коэффициента эксплозивности E (до 65—95) свойственны Алтаю, а минимальные — Кузнецкому и Минусинскому прогибам (величины E обычно равны 10—20). Тувинский прогиб занимает промежуточное положение, вследствие чего здесь имеются отдельные участки с высоким значением коэффициента эксплозивности E (до 50—65) на общем фоне сравнительно низких значений.

Характерные черты устанавливаются и для проявлений фумарольно-сольфатарной деятельности. Весьма часто они прослеживаются в пределах межгорных прогибов, где с ними связана железная, медная, сульфатная, карбонатная минерализация, появление бентонитов и т. п. В Алтайских геосинклинальных прогибах такие проявления, по имеющимся данным, менее обильны, но в отдельных случаях оказываются весьма результативными, о чем, в частности, можно судить по таким железорудным (с марганцем) месторождениям, как Калгутинское, расположенное в эйфельских отложениях Горного Алтая и детально изученное А. С. Калугиным (1962). Впрочем, если считать, что полиметаллическое оруденение Рудного Алтая тоже представляет собой результат фумарольно-сольфатарной деятельности, связанной с девонским вулканизмом, на что указывают, например, И. В. Дербиков (1962), А. Н. Белякова с соавторами (1954) и другие, то эти соотношения окажутся значительно более сложными. Весьма типично, что среди вулканогенных пород рассматриваемой территории практически отсутствуют зоны отбеливания и каолинизации, пока не выявленные в связи с вулканической деятельностью.

Обращаясь к вопросам реконструкции древних вулканических построек и их групп в пределах изученной области распространения

вулканогенных пород, следует отметить, что в этом направлении сделано еще очень мало. Широко известно, что большинство базальтовых излияний Минусинского прогиба со времен А. Н. Чуракова (1932) рассматриваются как пример трещинных излияний. В настоящее время собраны разнообразные сведения, подтверждающие значительную роль таких излияний в процессе образования вулканогенных толщ этого прогиба. Тем не менее при исследованиях, проведенных автором еще в 1951—1953 гг., в пределах Минусинского прогиба на юге Копьевского антиклинального поднятия был выявлен вулканический аппарат центрального типа и было отмечено, что наряду со сравнительно спокойными излияниями во время образования девонских вулканогенных пород развивалась эксплозионная деятельность, обусловившая накопление пирокластического материала и, по-видимому, связанная с деятельностью вулканических аппаратов центрального типа. Схема строения Копьевского вулкана была помещена в работе, посвященной анализу отношений девонской вулканогенной толщи к подстилающим породам (Лучицкий, 1957$_3$), а краткое описание дано в обобщающей работе по вулканизму и тектонике Минусинского прогиба (Лучицкий, 1960$_2$).

Здесь наблюдается довольно крупный (до 300 *м*) шток плагиопорфиров, окаймленный андезитовыми и базальтовыми покровами и пачками туфов и вулканических брекчий, сравнительно круто падающими в разные стороны от него и выявляющими, тем самым, типичное для стратовулканов кольцевое расположение пластов вокруг центральной жерловины. На склонах этого вулкана размещаются побочные вулканические постройки, от которых сохранились только небольшие плагиопорфировые штоки. Подобные штоки с брекчиями плагиопорфиров были описаны также Ю. Ф. Погоней-Стефановичем и В. Г. Переломовой (1959) на юге Минусинского прогиба в качестве девонских вулканических жерловин, но их приуроченность к определенным элементам строения древних вулканических построек не была выявлена.

В Тувинском прогибе имеются лишь беглые указания на существование вулканического аппарата центрального типа, расположенного в западной части Тувы в районе г. Сары-Хая, но проверкой на месте они не были подтверждены. Более определенные данные получены при исследованиях, проведенных в 1964 г. совместно с В. В. Кепежинскас на правобережье р. Енисея выше пос. Баян-Кол. Здесь в девонской вулканогенной толще был установлен опрокинутый на бок вулканический конус, жерло которого сложено липаритовыми порфирами. Жерло вскрыто на глубину около 1700 *м*, доступную для прямых наблюдений, так как оно опрокинуто и в срезе современной поверхности легко может быть прослежено вплоть до того места, где его перекрывает аллювий долины р. Енисея. Это позволяет откартировать и изобразить в плане глубинную камеру вулкана, обладающую сложными, извилистыми, ветвистыми очертаниями. В Тувинском прогибе имеются, по-видимому, многочисленные вулканические аппараты центрального типа и целые группы таких аппаратов, но им обычно уделяют мало внимания и во многих случаях объединяют в систему более поздних интрузивных образований. Вероятно, многие из тех интрузивных образований, которые наблюдались А. П. Кривенко (1964) среди девонских вулканогенных и осадочных толщ, могут рассматриваться в качестве глубинных корней вулканов, приуроченных к таким центральным аппаратам.

Много внимания исследованию древних вулканических построек и корневых зон вулканогенных образований в Горном Алтае уделял Б. Н. Лапин (1960, 1963, 1964). Он обнаружил их в Уймено-Лебедском и Ануйско-Чуйском прогибах и дал их весьма обстоятельное описание, не

оставляющее сомнений в огромной роли и значении такого рода тел в строении девонской вулканогенной серии. Примером могут служить детально изученные им на хр. Сумультинские белки в районе г. Бель (бассейн р. Чебдар) жерловые тела, сложенные липарито-дацитовыми порфирами, обладающими причудливой круто поставленной флюидальной текстурой. Эти жерловины имеют зональное строение и изобилуют обломочным частично ассимилированным материалом пород того же липаритового состава. Другой пример представляют найденные Б. Н. Лапиным остатки сложно построенного стратовулкана с центральным двойным каналом и побочными сателлитами близ дер. Каракол. Здесь жерловины вулкана сложены липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами и расположены среди переслаивающихся пачек песчаников, липаритовых туфов и лав, окаймляющих жерловины так, что общая картина их залегания напоминает строение соммы древнего вулкана. Остатки девонских вулканов центрального типа Б. Н. Лапин указывает и в бассейне р. Каракокша в Айгулакском хребте, в верхнем течении рек Калгута, Коргон, Ак-Кая и в других местах. Он намечает также участки, в которых возможны новые находки древних вулканических построек, в частности в бассейне рек Урсул и Уландрык, где наблюдаются быстрые выклинивания отдельных вулканогенных толщ, принадлежащих онгудайской и аксайской свитам. Вообще непостоянство мощностей онгудайской свиты и ее полное выклинивание в ряде разрезов Горного Алтая тоже может явиться указанием на существование соответствующих крупных стратовулканов в местах резкого увеличения ее мощностей.

Разнообразные данные о древних вулканических постройках имеются и по Рудному Алтаю. Здесь одно из наиболее интересных описаний такого рода построек дано Г. Н. Щербой (1954); он обратил внимание на резкие изменения мощностей девонских вулканогенных толщ и выделил характерные центрального типа древние вулканические постройки, которые он назвал вулканокуполами. Многочисленные остатки стратовулканов и корневых зон вулканов в виде различных жерловых образований и субвулканических интрузий были исследованы в Рудном Алтае также П. Ф. Иванкиным (1951), Е. Б. Яковлевой (1957), В. С. Кузебным (1963) и другими, но и здесь вопрос о вулканических аппаратах центрального типа и о субвулканических камерах изучен далеко не полностью.

В тесной связи с вопросом о древних вулканических аппаратах стоит проблема глубинных очагов, питавших вулканическую деятельность в среднем и верхнем палеозое. Представляется вполне вероятным, что основными путями, по которым магматические расплавы достигали земной поверхности, являлись крупные разломы, проникавшие глубоко в недра земной оболочки и достигавшие мантии. Дальнейшее перемещение расплавов и их размещение определялось особенностями геологической структуры, в которую они внедрялись. Такие глубинные разломы ограничивают, например, Минусинский прогиб, они сопровождают прогибы Горного и Рудного Алтая и других территорий, поэтому нетрудно допустить, что по ним перемещались магматические расплавы. Однако от этих общих построений до анализа вопросов размещения вулканогенных образований в геологических структурах еще очень далеко, и в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Для Минусинского прогиба, например, предполагается (Лучицкий, 1960_2) существование в девонское время глубинного очага, размещавшегося в сложной структуре древнего складчатого основания и связанного с глубинными разломами, ограничивающими прогиб. В сущности, следует полагать, что здесь существовала группа глубинных очагов, а не один. Длительное развитие

этих глубинных очагов в недрах Земли подтверждается тем, что даже на самых ранних стадиях формирования девонских вулканогенных толщ магматические расплавы были уже дифференцированы и их отщепления были обогащены лабрадором, что обусловило раннее появление лабрадоровых порфиритов в наблюдаемых разрезах девонских отложений.

Для других прогибов рассматриваемой территории вопрос о размещении глубинных очагов, возникших в связи с девонской вулканической деятельностью, вообще не рассматривался специально, поэтому можно высказать пока лишь общее предположение о том, что многие интрузивные гранитоиды Горного и Рудного Алтая могут представлять именно такого рода глубинные магматические камеры. Потребуются дальнейшие исследования, направленные на выявление связей вулканической деятельности с глубинными корнями, для того, чтобы дать полный очерк взаимоотношений между теми и другими.

Реконструировать по составу продуктов вулканической деятельности типовое строение глубинных зон Земли также весьма трудно; проблема эта тоже далека от разрешения. Но выше было уже указано, что по данным об особенностях развития девонского вулканизма на рассматриваемой территории можно предполагать существенную неоднородность состава глубинных зон земной коры и верхней мантии в латеральном направлении. Устойчивое сохранение состава продуктов вулканической деятельности, различного для разных территорий и структурных обстановок, подтверждает представление о вероятной латеральной неоднородности глубинных зон земной коры и верхней мантии.

Заканчивая общий обзор развития вулканической деятельности в среднем и верхнем палеозое на юге Сибири и в Восточном Казахстане, рассмотрим некоторые проблемы, связанные с палеовулканическими реконструкциями в области земной энергетики. При разработке палеовулканологических проблем весьма важно иметь возможность хотя бы приближенно подсчитать по известным результатам вулканической деятельности общее количество энергии, выделявшейся в различные геологические эпохи в связи с вулканическими извержениями. Зависимость между объемом выброшенного материала и интенсивностью вулканических извержений хорошо известна, и уже были приняты соответствующие попытки классифицировать извержения по этим признакам:

Степень интенсивности	Объем выбросов, *куб. км*	Степень интенсивности	Объем выбросов, *куб. км*
0	0 (фумаролы)	V	0,01—0,1
I	<0,00001	VI	0,1—1,0
II	0,00001—0,0001	VII	1—10
III	0,0001—0,001	VIII	10—100
IV	0,001—0,01	IX	>100

По приведенной систематике* грандиозное извержение, которое произошло в 1956 г. на вулкане Безымянном, относится к классу VII, т. е. к ряду, обладающему весьма высокой интенсивностью. Особенно большой интенсивностью отличались извержения вулкана Лаки в Исландии в 1783 г., когда на поверхность излились потоки, имеющие общий объем около 30,0 *куб. км* (VIII класс), и вулкана Тамбора на о. Сумбава в 1815 г., при извержении которого было выброшено около 150,0 *куб. км* материала (IX класс).

Такая систематика, несомненно, полезна для сравнения активности извержений отдельных вулканов, но недостаточна для палеовулканологических реконструкций, где расходы энергии в различные геологиче-

* По H. Tsuya, 1955.

ские эпохи должны исчисляться по результатам изучения огромной массы вулканогенного материала, объемы которого измеряются многими сотнями *куб. км*. Очевидно, необходимы иные, более строгие расчеты, опираясь на которые можно было бы по объему выброшенного при извержении материала вычислить общее количество выделившейся при этом энергии.

Известно, что к важнейшим видам энергии, освобождающейся при вулканических извержениях, относятся, по данным Йокоямы (J. Jokoyama, 1957): а) кинетическая энергия, определяемая скоростью и массой пирокластического материала, выброшенного из кратера, б) потенциальная энергия, зависящая от положения уровня лавы в вулканической горловине, в) тепловая энергия, представленная количеством тепла, заключенного в лаве, пирокластическом материале и газах, г) энергия вулканического дрожания, д) энергия вулканических землетрясений, е) энергия воздушных волн во время и после извержения, ж) энергия цунами в случае подводных извержений, з) энергия, затрачиваемая на разрушение материала горной массы.

Исследования Йокоямы показали, что важнейшей из них является тепловая энергия, которая в десятки, сотни и даже тысячи раз превосходит все остальные виды энергии. Таким образом, тепловая энергия, как правильно замечает Хедервари (P. Hedervari, 1963), сама по себе дает порядок общей энергии извержения. Это подтверждено исследованиями Йокоямы на многих десятках извержений.

Хедервари предпринял дальнейшие шаги в направлении к поставленной цели исчисления общего количества выделяющейся энергии по объему продуктов извержений. Он предложил различать следующие четыре типа извержений: лавы — тип А, пирокластический материал — тип В, подводные излияния — тип С и обломочный материал древних пород — тип Д. Используя затем расчеты Йокоямы, связывающие тепловую энергию и массу извергшегося материала, он применил для исчисления энергии извержений типа А, АВ и АС формулу

$$\varepsilon_{th} = V \cdot \sigma (T \cdot \alpha + \beta) J,$$

где ε_{th} — тепловая энергия, V — объем выбросов, σ — средняя их плотность, T — температура лавы, α — удельная теплоемкость лавы, β — скрытая теплоемкость лавы и J — эквивалентная работа тепла. При этом $\alpha = 0{,}25$ *кал/град* (для $T = 800°$ С), $\alpha = 0{,}20$ *кал/град* (для $T = 300°$ С), $\beta = 50$ *кал/г* и $J = 4{,}1855 \cdot 10^7$ *эрг*.

Предполагается, что в общем случае температура извергаемого материала для А, АВ и АС равна 1000° С и для В, Д, ВС и ВД равна 500° С, что подтверждается известными примерами ряда вулканов.

Для извержений типа В, Д, ВС и ВД Хедервари использует более простую формулу

$$\varepsilon_{th} = V \cdot \sigma \cdot T \cdot \alpha \cdot J.$$

Итоги вычислений он рекомендует давать в единицах атомной энергии А. Е., равных примерно $8{,}4 \cdot 10^{21}$ *эрг*, и сопровождать данными о размерах извержений, определяемых для А, АВ и АС по формуле

$$M_e = \frac{\log [V \cdot \sigma (T \cdot \alpha + \beta) \cdot J - 11]}{1{,}6},$$

а для других классов

$$M_e = \frac{\log (V \cdot \sigma \cdot T \cdot \alpha \cdot J) - 11}{1{,}6}.$$

Все эти формулы вполне применимы не только для вычисления энергии современных вулканических извержений или оценки энергии предполагаемого вулканизма луны (P. Hedervari, 1963), но и для соответствующих расчетов в области палеовулканологии. Для этой цели необходимо знать прежде всего объем вулканогенного материала, возникшего в определенную геологическую эпоху, а также его первоначальную плотность. Общий объем продуктов вулканической деятельности для конкретного промежутка геологического времени может быть вычислен по данным о средней суммарной мощности соответствующих пачек вулканогенных пород и о распространении этих пород на земной поверхности. Вычисление средней мощности всех пачек вулканогенных пород требует наиболее полного знания особенностей строения разрезов. Чем большее количество конкретных разрезов будет известно, тем точнее будут полученные результаты. Что касается пространственного размещения вулканогенных пород, то здесь, по существу, необходимо учитывать площади их былого распространения, реконструируемые подобно тому, как это обычно осуществляется при палеогеографических построениях. При учете только современных контуров значения энергии будут, естественно, приуменьшены, но вместе с тем, несомненно, более строгим будет определение прежде всего таких минимальных значений по истинным размерам современных контуров распространения вулканогенных пород.

Исчисленный общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в рассматриваемую геологическую эпоху, должен быть разделен между лавами (тип А) и пирокластическими продуктами (тип В), что также можно рассчитать по данным о пропорциональных отношениях между теми и другими в ряде изученных разрезов. Соответственно должны быть учтены продукты извержений типа С и Д.

Определение первоначальной плотности вулканогенных образований может быть произведено исходя из достоверных данных о деятельности современных вулканов, для которых приближенные значения плотностей застывших лав и пирокластического материала равны 2,7 и 2,3. Получив, таким образом, данные о массе материала, выброшенного во время извержений, происходивших в определенную геологическую эпоху, нетрудно, опираясь на приведенные выше формулы, приближенно рассчитать общее количество энергии, выделившейся в течение определенного интервала времени.

Результаты соответствующих расчетов, сделанных для различных участков рассматриваемой территории, показаны в табл. 10. Взяты интервалы времени, наиболее благоприятные для независимой их оценки и последующего сравнения. По этой таблице можно видеть закономерную картину последовательного усиления и угасания вулканической активности в различных регионах и характерную для каждого региона интенсивность. Весьма наглядно видно, что в целом на юге Сибири и Восточного Казахстана наиболее интенсивно вулканическая деятельность развивалась в эйфельский век, хотя в разных областях наблюдаются различные максимумы вулканической активности. Для Минусинского, Тувинского и Кузнецкого прогибов такой максимум падает на нижнедевонскую эпоху, для Рыбинской впадины, Горного Алтая, Тарбагатая и Чингиза — на эйфельский век, для Калбы — на верхний девон, а для Саура — на нижнекаменноугольную эпоху.

Суммарная энергия, выделившаяся в процессе вулканических извержений в девонский период в пределах всей интересующей нас территории, достигает величин $0{,}37 \cdot 10^{31}$ *эрг* или в пересчете на атомные эквиваленты по Хедервари около $4{,}5 \cdot 10^{8}$ А. Е. Эти минимальные значения

освободившейся при извержениях энергии примерно в $3 \cdot 10^3$ раз превышают количество энергии, выделившейся при самом грандиозном на Земле извержении вулкана Тамбора в 1815 г.

Полученные величины следует сравнить также с общим количеством энергии, освободившейся в течение девонской эпохи на всем земном шаре. Ориентировочные подсчеты массы продуктов вулканических извержений, выбрасываемых всеми вулканами мира ежегодно, приведены недавно Е. К. Мархининым (1965). Они составляют, по его данным, много больше $3{,}1 \cdot 10^9$ *т* и предположительно меньше $9{,}3 \cdot 10^9$ *т*. Эти цифры позволили Е. К. Мархинину вычислить общую массу вулканических выбросов за время существования Земли, равную $14 \cdot 10^{18}$ *т*. Это дает вероятное значение энергии $1{,}25 \cdot 10^{35}$ *эрг* в расчете на то, что соотношение между лавами и пирокластическим материалом составляло в среднем 1 : 1. Немногим больше, чем десятая доля указанного количества энергии, приходится на неогей, охватывающий примерно 600 млн. лет. в течение которых было выброшено (при той же среднегодовой расчетной массе) $3{,}1 \cdot 10^9 \times 6 \cdot 10^{18}$ *т* вулканического материала. Для девонского периода, продолжавшегося 60 млн. лет, общее количество энергии будет равно примерно одной сотой приведенной выше цифры и составит, следовательно, около $1{,}25 \cdot 10^{33}$ *эрг*.

Можно подойти к оценке этой цифры и другим способом, опираясь на подсчеты А. Б. Ронова (1959). Приведенные им соответствующие объемы вулканических материалов, извергнутых в течение девонского периода, могут быть пересчитаны на энергию так, как показано в табл. 11, в которой условно принято, что объем морских вулканогенных пород соответствует типу вулканических извержений А, а наземных — типу В (по Хедервари). Табличные данные показывают, что общее количество энергии, выделившейся в течение всего девонского периода на земном шаре, достигает $0{,}71 \cdot 10^{33}$ *эрг*. Порядок цифр, получаемых двумя различными способами, дает удовлетворительную сходимость и позволяет считать, что общее количество энергии, выделившейся при вулканических извержениях в девонское время на всем земном шаре, составляет около $1 \cdot 10^{33}$ *эрг*. По отношению к этому количеству энергия, освободившаяся при вулканических извержениях на юге Сибири и в Восточном Казахстане, равна приблизительно одной трехсотой доле. Но даже такое сравнительно небольшое количество освободившейся энергии всего лишь на порядок ниже того, которое вычислено Хедервари (1963) для видимой стороны Луны, и равно, по его данным, $0{,}68 \cdot 10^{32}$ *эрг*.

Наряду с такими цифрами, характеризующими общее количество энергии вулканических извержений для определенной территории и для заданного интервала времени, представляет интерес вычислить плотность энергии, типичной для вулканических областей, располагавшихся в девонское время на юге Сибири и в Восточном Казахстане. Под плотностью энергии следует понимать ее количество, приходящееся на единицу площади, на которой проявились вулканические извержения. Соответствующие расчеты показали, что порядок плотности энергии, характеризующий различные области на юге Сибири и в Восточном Казахстане, остается, в общем, одним и тем же (см. табл. 10) и оказывается равным $0{,}15—0{,}75 \cdot 10^{26}$ *эрг/км*^{2}. Исключение составляет лишь Кузнецкий прогиб, в пределах которого плотность энергии на порядок ниже этих цифр. Наибольшая плотность энергии на Рудном Алтае, за ним в нисходящем порядке следуют Тувинский прогиб, Саур, Тарбагатай, далее на одном и том же уровне Минусинский прогиб, Горный Алтай и Чингиз, затем Калба, Рыбинская впадина и, наконец, Кузнецкий прогиб.

Таблица 10

		Рыбинская впадина	Минусинский прогиб	Тувинский прогиб	Горный Алтай	Кузнецкий прогиб	Рудный Алтай	Калба	Саур	Тарбагатай	Чингиз	Всего
Нижний девон	1*	—	$0{,}68\cdot10^{30}$	$0{,}26\cdot10^{30}$	—	$0{,}20\cdot10^{29}$	—	$0{,}67\cdot10^{28}$	—	—	$0{,}69\cdot10^{29}$	$1{,}04\cdot10^{30}$
	2	—	$0{,}64\cdot10^{29}$	$0{,}35\cdot10^{29}$	—	$0{,}72\cdot10^{28}$	—	$0{,}12\cdot10^{28}$	—	—	$0{,}24\cdot10^{29}$	$1{,}31\cdot10^{29}$
	3	—	$0{,}74\cdot10^{30}$	$0{,}30\cdot10^{30}$	—	$0{,}27\cdot10^{29}$	—	$0{,}79\cdot10^{28}$	—	—	$0{,}93\cdot10^{29}$	$1{,}17\cdot10^{30}$
Средний девон эйфель	1	$0{,}67\cdot10^{28}$	$0{,}23\cdot10^{30}$	$0{,}71\cdot10^{29}$	$0{,}52\cdot10^{30}$	$0{,}95\cdot10^{28}$	$1{,}05\cdot10^{29}$	$0{,}54\cdot10^{28}$	—	$0{,}81\cdot10^{29}$	$0{,}82\cdot10^{29}$	$1{,}11\cdot10^{30}$
	2	$0{,}60\cdot10^{29}$	$0{,}48\cdot10^{29}$	$0{,}26\cdot10^{29}$	$1{,}30\cdot10^{29}$	$0{,}24\cdot10^{28}$	$0{,}34\cdot10^{29}$	—	—	$0{,}16\cdot10^{29}$	$0{,}25\cdot10^{29}$	$2{,}81\cdot10^{29}$
	3	$0{,}72\cdot10^{28}$	$0{,}28\cdot10^{30}$	$0{,}97\cdot10^{29}$	$0{,}65\cdot10^{30}$	$1{,}19\cdot10^{28}$	$1{,}39\cdot10^{29}$	$0{,}54\cdot10^{28}$	—	$0{,}97\cdot10^{29}$	$1{,}07\cdot10^{29}$	$1{,}39\cdot10^{30}$
Средний девон живет	1	—	—	—	$2{,}20\cdot10^{29}$	$0{,}54\cdot10^{28}$	$0{,}98\cdot10^{29}$	$1{,}34\cdot10^{28}$	$0{,}82\cdot10^{28}$	$0{,}12\cdot10^{29}$	$0{,}51\cdot10^{29}$	$4{,}08\cdot10^{29}$
	2	—	—	—	$0{,}50\cdot10^{29}$	$0{,}36\cdot10^{28}$	$0{,}60\cdot10^{28}$	—	$0{,}20\cdot10^{28}$	$0{,}43\cdot10^{28}$	$0{,}24\cdot10^{28}$	$0{,}68\cdot10^{29}$
	3	—	—	—	$2{,}7\cdot10^{29}$	$0{,}90\cdot10^{28}$	$1{,}04\cdot10^{29}$	$1{,}34\cdot10^{28}$	$1{,}02\cdot10^{28}$	$0{,}17\cdot10^{29}$	$0{,}53\cdot10^{29}$	$4{,}76\cdot10^{29}$
Верхний девон	1	—	—	—	$1{,}50\cdot10^{29}$	—	$0{,}33\cdot10^{29}$	$0{,}20\cdot10^{29}$	$0{,}85\cdot10^{28}$	$0{,}41\cdot10^{29}$	—	$2{,}53\cdot10^{29}$
	2	—	—	—	$0{,}39\cdot10^{29}$	—	$0{,}12\cdot10^{29}$	$0{,}24\cdot10^{28}$	$0{,}45\cdot10^{28}$	$0{,}36\cdot10^{28}$	—	$0{,}62\cdot10^{29}$
	3	—	—	—	$1{,}90\cdot10^{29}$	—	$0{,}45\cdot10^{29}$	$0{,}22\cdot10^{29}$	$1{,}30\cdot10^{28}$	$0{,}45\cdot10^{29}$	—	$3{,}14\cdot10^{29}$
Нижний карбон	1	—	—	—	—	—	$1{,}2\cdot10^{29}$	—	$0{,}41\cdot10^{29}$	—	—	$1{,}61\cdot10^{29}$
	2	—	—	—	—	—	$0{,}52\cdot10^{29}$	—	$0{,}96\cdot10^{28}$	—	—	$0{,}61\cdot10^{28}$
	3	—	—	—	—	—	$1{,}7\cdot10^{29}$	—	$0{,}51\cdot10^{29}$	—	—	$2{,}22\cdot10^{29}$
Средний карбон	1	—	—	—	—	—	—	$0{,}10\cdot10^{29}$	$0{,}17\cdot10^{29}$	—	—	$0{,}27\cdot10^{29}$
	2	—	—	—	—	—	—	$0{,}05\cdot10^{28}$	$0{,}60\cdot10^{28}$	—	—	$0{,}06\cdot10^{29}$
	3	—	—	—	—	—	—	$0{,}11\cdot10^{29}$	$0{,}23\cdot10^{29}$	—	—	$0{,}38\cdot10^{29}$
Верхний карбон—пермь	1	—	—	—	—	—	$0{,}61\cdot10^{29}$	$0{,}67\cdot10^{28}$	—	—	—	$0{,}68\cdot10^{29}$
	2	—	—	—	—	—	$0{,}40\cdot10^{29}$	$0{,}06\cdot10^{28}$	—	—	—	$0{,}40\cdot10^{29}$
	3	—	—	—	—	—	$1{,}01\cdot10^{29}$	$0{,}73\cdot10^{28}$	—	—	—	$1{,}08\cdot10^{29}$
Суммарная энергия (в *эрг*)	1	$0{,}67\cdot10^{28}$	$0{,}91\cdot10^{30}$	$0{,}33\cdot10^{30}$	$0{,}89\cdot10^{30}$	$0{,}35\cdot10^{29}$	$0{,}42\cdot10^{30}$	$0{,}62\cdot10^{30}$	$0{,}75\cdot10^{29}$	$1{,}34\cdot10^{29}$	$2{,}02\cdot10^{29}$	$3{,}06\cdot10^{30}$
	2	$0{,}60\cdot10^{27}$	$1{,}13\cdot10^{29}$	$0{,}61\cdot10^{29}$	$0{,}22\cdot10^{30}$	$0{,}12\cdot10^{29}$	$0{,}14\cdot10^{30}$	$0{,}48\cdot10^{28}$	$0{,}22\cdot10^{29}$	$0{,}24\cdot10^{29}$	$0{,}57\cdot10^{29}$	$6{,}48\cdot10^{29}$
	3	$0{,}72\cdot10^{28}$	$1{,}03\cdot10^{30}$	$0{,}39\cdot10^{30}$	$1{,}10\cdot10^{30}$	$0{,}48\cdot10^{29}$	$0{,}56\cdot10^{30}$	$0{,}68\cdot10^{29}$	$0{,}97\cdot10^{29}$	$1{,}59\cdot10^{29}$	$2{,}53\cdot10^{29}$	$3{,}71\cdot10^{30}$
Плотность энергии (в *эргах* на *кв. км*)		$0{,}15\cdot10^{26}$	$0{,}25\cdot10^{26}$	$0{,}32\cdot10^{26}$	$0{,}25\cdot10^{26}$	$0{,}54\cdot10^{25}$	$0{,}73\cdot10^{26}$	$0{,}19\cdot10^{26}$	$0{,}28\cdot10^{26}$	$1{,}26\cdot10^{26}$	$0{,}25\cdot10^{26}$	

Таблица 11

Расчет энергии, освободившейся при вулканической деятельности в девонское время на земном шаре

	Объем продуктов вулканических извержений, *млн. куб. км*		Энергия, *эрг*		
	морские	наземные	для лав (класс А)	для пирокластов (класс В)	Суммарная (лавы+пирокласты)
D_1	4,35	0,95	$1,47 \cdot 10^{32}$	$1,15 \cdot 10^{31}$	$1,58 \cdot 10^{32}$
D_2	7,00	1,05	$2,37 \cdot 10^{32}$	$1,26 \cdot 10^{31}$	$2,49 \cdot 10^{32}$
D_3	8,64	0,69	$2,92 \cdot 10^{32}$	$8,30 \cdot 10^{30}$	$3,00 \cdot 10^{32}$
		Всего . . .	$6,76 \cdot 10^{32}$	$3,24 \cdot 10^{31}$	$7,08 \cdot 10^{32}$

Примечание. Объемы продуктов вулканических извержений заимствованы у А. Б. Ронова (1959).

По общему количеству энергии, выделившейся в девонский период, можно вычислить среднюю для всего земного шара плотность энергии, учитывая, что поверхность Земли равна $5,1 \cdot 10^8$ *км*^{2}. Такая средняя плотность энергии составит около $0,2 \cdot 10^{25}$ *эрг/км*^{2}, т. е. она всего лишь на порядок ниже плотности энергии вулканических областей юга Сибири и Восточного Казахстана и мало отличается от плотности энергии Кузнецкого прогиба. Это лишний раз подчеркивает, что полученные нами цифры следует рассматривать как минимальные значения плотности и общего количества энергии, выделившейся в течение девонского периода. Впрочем, исходя из полученных данных, следует предполагать, что в дальнейшем представится возможным выделить более энергонасыщенные вулканические области и зоны, чем расположенные на юге Сибири и в Восточном Казахстане, и дать общую классификацию вулканических областей по их энергонасыщенности. На этом пути можно ожидать новых и, вероятно, в ряде случаев неожиданных результатов исследований.

Во всяком случае, все приведенные выше приближенные расчеты позволяют проводить сравнение различных территорий по тем признакам, которые до настоящего времени не привлекали внимания исследователей, поскольку при изучении продуктов вулканической деятельности весьма малое значение придавалось изучению общей стратиграфии и внутреннего строения вулканических толщ. С развитием таких исследований станет возможным существенно расширить палеоэнергетические реконструкции и расчеты в области палеовулканологии. Несомненно, начатая работа всего лишь одна из первых вех на этом пути.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Западная часть.— Зап. Кавказ. отд. Геогр. об-ва, 21, 1899.

Абрамович И. И. Девонский магматизм Тувы в свете геохимических данных.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, вып. 53.

Агентов В. Б., Агентова В. В., Семенова О. А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзиха в Восточной Туве.— Тр. ВАГТа, 1959, вып. 5.

Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской впадины.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 12, 1960.

Алехина Л. Н. О монтмориллонитовых породах ишановской подсвиты Заломненской депрессии Кузбасса.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 9, 1960.

Ананьев А. Р. О нижнедевонской флоре юго-восточной части Западной Сибири.— Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Анатольева А. И. К вопросу об универсальной стратиграфической схеме девонских отложений Минусинского межгорного прогиба.— Тезисы докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Л., 1956.

Анатольева А. И. Некоторые вопросы стратиграфии девонских отложений Минусинского межгорного прогиба.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 2, 1958.

Анатольева А. И. К стратиграфии девонских отложений Рыбинской впадины.— Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Анатольева А. И. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области. Проблемы палеовулканологии.— Тр. лабор. палеовулканологии Казахск. гос. ун-та, вып. 56 (1), 1963.

Анатольева А. И., Пилипенко В. Н. Об ископаемом додевонском рельефе Горного Алтая (бассейн р. Уландрык).— Геол. и геофиз., 1963, № 12.

Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. Изд-во «Наука», 1964.

Аникиев К. А., Кочкин Г. Б. Петрохимические особенности эффузивов Уйменской депрессии (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1961, № 12.

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. Тектоника и история развития Русской платформы. Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. ГОНТИ, 1932.

Атлас литолого-палеогеографических карт европейской части СССР. Под ред. А. П. Виноградова. Госгеолтехиздат, 1961.

Баженов И. К. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., вып. 3, 1930.

Баженов И. К., Нагорский М. П. Геология района г. Красноярска.— Матер. по геологии Красноярского края, № 1, 1937.

Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау.— Вопр. геологии Сибири, т. I. Изд-во АН СССР, 1945.

Батурин В. П. К литологии Кузнецкого бассейна.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 55, 1935.

Батурин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского р-на Горной Шории.— Проблемы сов. геологии, т. VI, 7, 1936.

Белостоцкий И. И. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на северо-восточном Алтае.— Сов. геология, 1955, № 45.

Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Белостоцкий И. И. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1961.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии палеозойских толщ юго-западного Алтая. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 9, 1955.
Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана — Сов. геология, 1956. № 52.
Блатов В. И., Будников В. И., Герасимов Е. К. Строение и состав осадочных серий. Литолого-формационный метод (тезисы докл.). М., 1964.
Блохина Л. И., Коптев-Дворников В. С., Ломизе М. Г., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б. О принципах классификации и номенклатуры древних вулканогенных обломочных пород.— Сов. геология, 1959, № 5.
Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., XXXIV, вып. 1, 1959.
Болтухин В. П., Скобелев Ю. Д., Турченко Г. П. Вулканогенные комплексы Кузнецкого Алатау.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Тр. СНИИГГиМС, вып. 35, 1964.
Бровков Г. Н. Осадочно-телепирокластические формации — особый тип породных ассоциаций.— В Сб. «Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций». Тр лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Бубличенко Н. Л. К стратиграфии и металлогении Рудного Алтая.— Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., № 4—5, 1945.
Бубличенко Н. Л. Об одной крупной ошибке в стратиграфии юго-западного Алтая.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
Бубличенко Н. Л., Никитина Л. Г. Тарханский разрез (юго-западный Алтай).— Тр. Горно-металлург. научн.-иссл. ин-та АН Каз. ССР, т. 11, 1955.
Бубличенко Н. Л., Бульванкер Э. З., Комар В. А. О находке *Calceola Sandalina* в Рудном Алтае.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI (4), 1955.
Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И. Открытие бентонитов в Кузбассе.— Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1960.
Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И., Ядренкин В. М. Кузбасские бентониты.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 25, 1962.
Быковская Е. В., Гапеева Г. М., Горецкая Е. Н., Лурье М. Л., Сергиевский В. М., Тащинина М. В. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород.— В кн. «Проблемы вулканизма». Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
Быковская Е. В., Гапеева Г. М., Горецкая Е. Н., Лурье М. Л., Сергиевский М. В., Тащинина М. В. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород.— В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
Вальтер И. История Земли и жизни. СПб., 1911.
Варенцов И. М. Стратиграфия, литология и фации среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.— Тр. ВГРО, вып. 1, 1933.
Влодавец В. И., Лебедев А. П., Гапеева Г. М. Задачи палеовулканологических исследований на территории СССР. Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Влодавец В. И., Петров В. П., Малеев Е. Ф. Классификация вулканогенных обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
Геология СССР, т. XVI (Кузнецкий бассейн). Под ред. В. И. Яворского. 1940.
Гинцингер А. Б. Стратиграфическая схема отложений ордовика силура и девона Горного Алтая.— Матер. по геологии Зап. Сибири. Госгеолтехиздат, 1958.
Гинцингер А. Б. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая.— Матер. по региональной геологии, вып. 5. СНИИГГиМС, 1959.
Горжевский Д. И., Яковлева Е. Б. Петрографическая характеристика изверженных пород северо-западной части Рудного Алтая.— В сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
Грайзер М. И. К вопросу о нижнекарбоновом вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, т. 152, № 6, 1963.
Грацианова Р. Т. О фациальных комплексах брахиопод живетских и франских отложений Саяно-Алтайской области.— Тр. Горно-Алт. геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 13, 1953.
Грацианова Р. Т. Разрез девонских отложений по р. Коргон в Горном Алтае.— Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 32, 1954.

Грацианова Р. Т. и Чернов Г. А. О фауне и стратиграфии нижнего девона бассейна р. Песчаной в Горном Алтае.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 17, 1956.
Грацианова Р. Т. О сопоставлении песчано-сланцевых и карбонатных отложений нижнего девона и эйфеля Горного Алтая и северо-восточного склона Салаира.— Геол. и геофиз., 1962, № 5.
Гречишникова И. А. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая.— Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
Гречишникова И. А. Стратиграфия и условия накопления нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая.— Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1961.
Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. Проблемы вулканизма. Петропавловск-на-Камчатке, Дальневосточное книжн. изд-во, 1964.
Давиденко В. В., Ипатов А. Я., Киселев А. К. Вопросы стратиграфии силура и девона Чарской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 5 (56), 1963.
Дербиков И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
Дербиков И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 25, 1962.
Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, вып. 6, 1938.
Елкин Е. А. К вопросу о расчленении нижнего девона и эйфеля северной части Ануйско-Чуйского прогиба (Алтай).— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. 43, № 3, 1924.
Заварицкий А. Н. Замечания к петрографической номенклатуре. Плагиопорфиры.— Геол. вестн. т. 5, № 1—3, 1926.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение их химических типов. Изд-во АН СССР, 1941.
Заварицкий А. Н. Начало русской вулканологии.— В кн. «Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции», ч. 2, 1947$_1$, стр. 130—153.
Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947$_2$.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1950.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
Заварицкий А. Н. Заметки о геологической терминологии.— Избранные труды, т. 1, 1956.
Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, т. 102, № 2, 1955.
Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, т. 117, № 4, 1957.
Зайцев Н. С. Сибирская платформа.— В кн. «Тектоника нефтеносных областей», т. 2, М., Гостоптехиздат, 1958.
Звягинцев Л. И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. Изд-во «Наука», 1965.
Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 18, 1954.
Иванкин П. Ф. О грубообломочных вулканических породах Золотушинского района Алтая.— Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 11, 1955.
Иванкин П. Ф., Ведерников П. Г. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов юго-западного Алтая.— Тр. Алт. науч.-иссл. ин-та АН КазССР, т. VIII, 1960.
Иванов К. В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135, сер. геол., 1956.
Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий сютхольского комплекса Тувы.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геология, 1959, № 11.
Ипатов А. Я. Новые данные по стратиграфии карбона Калбы.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 2, 1961.
Кагарманова А. Х., Моисеева Э. Г. Находки фауны в немых терригенных толщах нижнего карбона Калбы и западной части Южного Алтая.— Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.

Кагарманова А. Х., Тарасенков А. М. О стратиграфическом положении вулканогенных толщ в разрезе верхнего палеозоя Калбы.— Зап. Ленингр. горн. ин-та им. Г. В. Плеханова, т. LXXII, вып. 2, 1964.
Калмыков Н. Т. О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1963.
Калугин А. С. О генезисе осадочно-метаморфогенных железорудных месторождений Алтая.— В сб. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2, Изд-во АН СССР, 1959.
Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. В., Гузман А. Г., Зильберман Я. Р., Лапин Б. Н., Мартынов В. А., Минеев В. М., Пивень И. М., Пономарев В. Г. Сингенетичные железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая.— Тезисы докл. V Всесоюзн. литолог. совещ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
Калугин А. С., Иванов А. И. О связи с диабазами и метаморфизм некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая. Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 35. Изд-во «Недра», 1964.
Карпинский А. П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и некоторых других геологических явлениях. Изд-во Росс. академии наук, 1915.
Карцева Г. Н., Цырлина В. Б. Стратиграфия девонских отложений Кузнецкого бассейна.— Тр. ВНИГРИ, Геол. сб. вып. 2, 1956.
Карцева Г. Н. Новые данные о возрасте барзасской свиты — Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95, 1956
Карцева Г. Н., Цырлина В. Б. Девон Кузнецкого бассейна.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 4. Л., Гостоптехиздат, 1959.
Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, ИГН АН КазССР, 1947.
Кваша Л. Г. Замечания к вопросу о составлении номенклатуры пирокластических и осадочно-вулканических пород и их классификации.— В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Кваша Л. Г. Замечания к вопросу о составлении номенклатуры пирокластических и осадочно-вулканических пород и их классификации.— В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
Келль С. А. Стратиграфическое расчленение девонских отложений Тарбагатая, Западного Саура и Манрак на основе изучения брахиопод и кораллов.— Изв. вузов, геология и разведка, № 1, 1964.
Келль С. А. Стратиграфия девонских отложений хребтов Восточный Тарбагатай, Западный Саур и Манрак.— Зап. Ленингр. горн. ин-та им. Г. В. Плеханова, т. LXXVII, вып. 2, 1964.
Кен А. Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53, 1962.
Кигай В. А. Об опыте применения метода окрашивания калиевых полевых шпатов.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
Киркинская В. Н. Пирокластические породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. т. II, 1958.
Киселев А. К., Синдин И. К. Нижнедевонские отложения юго-западной Калбы.— Докл. АН СССР, т. 141, № 6, 1961.
Клейман Г. П. К вопросу о границе девона и нижнего карбона в юго-западной части Рудного Алтая.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.
Клейман Г. П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хребта Саур.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 33, 1960.
Клейман Г. П. Основные черты тектоники хребтов Саур, Манрак и Восточный Тарбагатай. Матер. по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. III, 1964.
Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 36, 1960.
Комар В. А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая.— Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
Комар В. А. Основные черты палеогеографии Рудного Алтая в девоне.— Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1961.
Кононов А. Н. Стратиграфия девонских образований центральной части Ануйско-Чуйского синклинория.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 3, 1959.
Кононов А. Н. Отложения девона Центрального Алтая.— Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 63. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1963.
Кононов А. Н. К вопросу о петрологии и металлогении вулканогенных пород некоторых районов Горного Алтая.— В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири», 1964.

Копецкий Лубомир. Об алмазоносности Чешского массива.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.
Косолобов Н. И. Осадочные серии девона некоторых районов Саяно-Алтайской области.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения древних платформ.— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
Котельников Л. Г. Додевонские и послекарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины.— Тр. ВНИГРИ, вып. 63, 1936.
Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 1 (26), 1961.
Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова О. О. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов его изучения.— Сов. геология, 1955, № 42.
Краснов В. И. О нижнем девоне Южно-Минусинской котловины.— Докл. АН СССР, т. 128, № 6, 1959.
Крашенинников Г. Ф. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6.
Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.— Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 33, 1963.
Кривенко А. П. Торгалыкский интрузивный комплекс Тувы. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1964.
Криштофович А. Н. О геологической терминологии.— Проблемы сов. геологии, т. V, № 6, 1935.
Крюков А. В. О вулканических аппаратах центрального типа в Рыбинской впадине.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 1, 1961.
Крюков А. В. и Крюкова З. В. Пиропы из трубки «Терегешской».— Матер. по геологии Красноярского края, вып. 3, 1962.
Крюков А. В. Пиропы в осадочных породах девона Рыбинской впадины.— Тр. СНИГГиМС, вып. 25, 1962.
Крюков А. В., Шелковников А. Д., Волобуев М. И. Новые определения абсолютного возраста пород из отдельных районов Красноярского края.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3, 1962.
Кузебный В. С. Об условиях образования древних вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1, 1963.
Кузебный В. С., Каймакова В. Д. Девонские вулканогенные формации северо-западного Прииртышья.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, Казах. ин-т минер. сырья.
Кузнецов В. А. Новые данные по геологии и металлогении Алтая.— Вестн. ЗСГУ, № 1—2, 1941.
Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и ее положение в структуре Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, т. 64, № 4, 1949.
Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— Вопросы геологии Азии, т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
Кузнецов В. А., Пинус Г. В. О некоторых спорных вопросах геологии Тувы.— Изв. Вост. Фил. АН СССР, № 2, 1957.
Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— В кн. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 13, 1963.
Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска.— Изв. Зап.-Сиб. геол. треста, т. 12, вып. 2, 1932.
Кузнецов Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1—3, 1936.
Кузнецов Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, 1936.
Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Матер. по геологии Западной Сибири, вып. 41, 1939.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Матер. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов, 1964.
Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Изд-во АН СССР, 1937.

Курек Н. Н. Геологическая карта Рудного Алтая. Матер. по геологии Рудного Алтая, 1939.
Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963.
Лазуткин П. С., Наливкин Д. В., Ржонсницкая М. А., Яворский В. И. Девон Салаира.— Проблемы сов. геологии, 1936, № 8.
Лапин Б. Н. К вопросу о генезисе некоторых девонских пирокластических пород Горного Алтая.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 1.
Лапин Б. Н. Закономерности развития девонского вулканизма в Горном Алтае.— Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Лапин Б. Н. Особенности строения некоторых магматических тел жерловой фации в девонских эффузивных толщах Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
Лапин Б. Н. Девонский вулканизм Горного Алтая.— В кн. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— В кн. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 13, Новосибирск, 1963.
Лапин Б. Н. Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 3, 1964.
Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Тр. Монгольской комиссии, вып. 26, 1938.
Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы.— Докл. АН СССР, нов. сер., т. 75, № 2, 1950.
Левенко А. И., Протопопова М. В. О находке фауны в эффузивно-осадочных отложениях юго-восточного борта Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, т. 106, № 2, 1956.
Левенко А. И. Девон центральной и южной Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь, ОНТИ, 1937.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография.— Избранные тр., т. IV. АН СССР, 1955.
Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы.— Тр. Тувинской комплексной экспедиции. СОПС АН СССР, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.
Литвинович Н. В., Бондаренко О. Б., Свербилова Т. В., Смеловская М. М., Троицкая Т. Д., Шаркова Т. Т. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений хребта Тарбагатай. М., 1963.
Лурье М. Л. Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
Лурье М. Л. Сибирская платформа. Краткий очерк в разделе «Средне- и верхнепалеозойский магматизм».— В сб. «Геологическое строение СССР», т. 2. М., ГОНТИ, 1958.
Лутковская Т. А., Сократов Г. И., Якубович В. С. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации, интрузивные комплексы и металлогенические зоны юго-западной части Зайсанской геосинклинали.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 104, 1964.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— Серия «Региональная петрография», вып. 12, 1950.
Лучицкий И. В. К вопросу о геологическом строении Минусинского межгорного прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1957_1.
Лучицкий И. В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР. т. 116, № 2, 1957_2.
Лучицкий И. В. Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957_3, № 9.
Лучицкий И. В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1957_4, № 10.
Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. Докл. на XXI Междунар. геол. конгр.— В сб. «Каледонская орогения», 1960_1.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960_2.
Лучицкий И. В. Основные задачи палеовулканологии и проблемы вулканогенных формаций.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, Казах. ин-т минер. сырья, 1963.
Лучицкий И. В., Бровков Г. Н., Пилипенко В. Н. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, Казах. ин-т минер. сырья, 1964.
Лучицкий И. В., Крыленко Л. И. Девонские излившиеся породы Рыбинской впадины.— Геол. и геофиз., 1964, № 5.
Лучицкий И. В., Фремд Г. М. Проблема палеовулканологических реконструкций.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, Казах. ин-т минер. сырья, 1964.

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория. Алма-Ата, 1964.
Мадатов Э. Х. Пирокластические горные породы. Азербайджан. Госиздат, 1962.
Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ГОНТИ, 1938.
Маймин Ю. С. Стратиграфия девона Уйменской впадины.— Докл. АН СССР, т. 127, № 3, 1959.
Маймин Ю. С. О некоторых общих чертах в стратиграфии девона Уйменской депрессии и Минусинской котловины.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6, 1959.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Изд-во «Наука», 1964.
Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.
Матвеевская А. Л. Стратиграфия Колывань-Томской складчатой зоны.— Изв. СО АН СССР, геол. и геофиз., вып. 2, 1959.
Матвеевская А. Л. и Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, 1960.
Мелещенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины.— Тр. ВСЕГЕИ, Палеонтология и стратиграфия, 1953.
Мелещенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, 1956.
Микунов М. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая.— Матер. по геологии и металлогении Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
Микунов М. Ф. О закономерностях распространения и условиях формирования талоульбинской свиты на Рудном Алтае.— Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1961.
Микуцкий С. П. О тектонических движениях в нижнекаменноугольную эпоху в Кузнецком бассейне.— Матер. по геологии и нефтегазоносности Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 124, 1958.
Молчанов И. И., Лапковский И. С. Журское месторождение плавикового шпата.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 5, 1937.
Мордовский В. Т. и Дитмар В. И. К вопросу о стратиграфии девонских отложений Рыбинской впадины (Восточная Сибирь).— Докл. АН СССР, т. 45, № 5, 1954.
Моссаковский А. А. О предживетском перерыве и угловом несогласии в девоне Минусинских впадин.— Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960.
Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой.— В сб. «Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций». Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963_1.
Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Изд-во АН СССР, 1963_2.
Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы.— Очерки по геологии Сибири, вып. 16, 1953.
Муромцев В. С. Кузнецкая впадина. Очерки по геологии СССР, том I.— Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 96, 1956.
Набоко С. Н. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Изд-во АН СССР, 1959.
Нагорский М. П. Разрез девонских отложений в бассейне р. Ур.— Вестн. ЗСГУ, № 2, 1948.
Нагорский М. П., Миронова Н. В., Краевская Л. Н. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Салаира.— Тр. ЗСГУ. Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 61, 1958.
Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
Нейбург М. Ф. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1951.
Нехорошев В. П. Геологический очерк Рудного Алтая.— Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 149, № 5, 1930.
Нехорошев В. П., Курек Н. Н., Бубличенко Н. Л., Григорьев И. Ф., Елисеев Н. А. Материалы по геологии Рудного Алтая. Л.— М., 1939.
Нехорошев В. П. Хребет Саур.— Очерки по геологии Сибири, вып. 9, Изд-во АН СССР, 1941.
Нехорошев В. П. Стратиграфия палеозоя Рудного Алтая, Южного Алтая и Калбы.— Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., № 7, 1946.
Нехорошев В. П. Фациальные особенности нижнего карбона Алтая.— Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., № 8, 1948_1.
Нехорошев В. П. Выделение Сибирской и Киргизской нижнекаменноугольных провинций на основе изучения мшанок.— Матер. ВСЕГЕИ, № 5, 1948_2.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы.— Матер. ВСЕГЕИ по геологии Сиб. платформы, вып. 7, 1955.
Нуварьева Ю. А. О пространственной и генетической связи полиметаллического оруденения Томь-Колыванской зоны с девонским вулканизмом.— Тр. СНИИГиМС, вып. 25, М., 1964.
Обручев Д. В. Материалы по девонским рыбам СССР.— Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 8, вып. 4, 1941.
Осипов М. Л. Интрузивные породы Ленинградского района на Рудном Алтае.— Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 79, 1962.
Охапкин Н. А., Чубугина В. Л. О пиропах и хромдиопсидах в базальтовых трубках Минусинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, т. 132, № 2, 1960.
Паффенгольц К. Н. Геологический очерк АрмССР. Экскурсия XVII.— Матер. Междунар. геол. конгр. ОНТИ, 1937.
Паффенгольц К. Н. Тер-Местопян-Арагац. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.
Петрокович Ю. А. Геологическое строение окрестностей с. Онгудай (центральная часть Горного Алтая).— В сб. «Горный Алтай», т. I. Изд-во АН СССР, 1941.
Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— Изв. Томск. ун-та, кн. 12, 1915.
Погоня-Стефанович Ю. Ф., Переломова В. Г. Вулканические жерловины девонского возраста северо-западной части Минусинской котловины.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4.
Попов В. Е. Стратиграфическое положение Коргоно-Кумирской группы железорудных месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 60, 1961.
Попов В. Е. Материалы по стратиграфии и фациям девонских отложений Коргонской структурно-фациальной зоны Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 74, 1962.
Предтеченский Н. Н. Основные черты стратиграфии девонских отложений Тувы.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 5, 1958.
Предтеченский Н. Н. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины.— Докл. АН СССР, т. 120, № 6, 1958.
Предтеченский Н. Н. Стратиграфия и фации девонских отложений Тувы и Западного Саяна. Автореф. Л., 1960.
Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Саяно-Алтайской области.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
Пустовалов Л. В., Мир-Али Кашкай, Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисян С. Г., Султанов А. Д., Фуке-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования, классификации и номенклатуре осадочных пород.— Изв. Азерб. фил. АН СССР, 1944, № 11.
Радугин К. В. О границе между В. Саяном и Енисейским кряжем.— Вести. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4, 1937.
Радугин К. В. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая.— «Горный Алтай», т. I. Изд-во АН СССР, 1941.
Радченко Г. П. Об изучении растительных остатков из девонских отложений Алтае-Саянской горной области.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 70, 1962.
Рачковский И. П. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии.— Зап. Росс. минер. об-ва, ч. 48, вып. 1, 1911.
Рачковский И. П., Лебедева З. А. Краткий отчет о результатах геологического отряда экспедиции АН СССР и научн.-исслед. комитета МНР в 1931.— Тр. Монг. комис. АН СССР, № 6, 1932.
Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1959.
Ржонсницкая М. А. Спириферицы девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна.— Тр. ВСЕГЕИ, М., Госгеолтехиздат, 1952.
Ржонсницкая М. А., Мелещенко В. С., Беляков Н. А., Дубатолов В. Н., Бульванкер Э. Э., Наливкин В. В., Балашов З. Г., Максимова З. А. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины.— В сб. «Палеонтология и стратиграфия». Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, 1952.
Ржонсницкая М. А. Девонская система. Алтае-Саянская область.— Геологическое строение СССР, т. 1. ВСЕГЕИ, 1958.
Ржонсницкая М. А. К стратиграфии девонских отложений Кузнецкого бассейна.— Сов. геология, 1959, № 9.
Ржонсницкая М. А. Девонские отложения главнейших разрезов Сибири и их корреляция с девоном Европы.— Сов. геология, 1962, № 10.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Изд-во «Мир», 1964.
Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.

Садовников Г. Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1964.
Саранчина Г. М. Петрографические исследования в Прителецком районе.— Тр. СОПС и Петрогр. ин-та АН СССР, сер. Сиб., вып. 15, 1934.
Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н., Розонова Е. Д. О границе визейского и турнейского ярусов в Кузнецком бассейне.— Сов. геология, 1955, № 45.
Сенников В. М. Материалы к стратиграфии Уймено-Лебедского синклинория Горного Алтая.— Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 61, 1958.
Сенников В. М. Стратиграфия девонских отложений и верхнедевонский вулканизм Уйменско-Лебедского синклинория (Горный Алтай).— Тр. СНИИГГиМС, вып. 13, 1960.
Смилкстын А. О. Некоторые геохимические особенности среднедевонских кислых эффузивов Горного Алтая.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири», 1964.
Сократов Г. И. О верхнем палеозое Калбы.— Зап. ЛГУ, т. 33, вып. 2, 1958.
Сперанская И. М. О классификации и номенклатуре туфогенных пород.— В кн. «Проблема вулканизма». Изд-во АН АрмССР, 1959.
Спижарский Т. Н. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. вып. 7, 1955.
Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 2, Госгеолтехиздат, 1948.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6.
Струкуленко А. Ф., Дедюхин Н. Е. О послекарбоновых щелочных гипабиссальных интрузиях Северо-Минусинской впадины.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 1, 1961.
Тащинина М. Я. Геолого-петрографическое описание эффузивной свиты Бухтарминского района Алтая.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 18, 1954.
Теодорович Г. И. К вопросу о классификации глинисто-алеврито-песчаных пород.— Проблемы сов. геологии, 1938, № 8—9.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
Тыжнов А. В. Материалы к стратиграфии и тектонике девонских отложений северо-западной окраины Кузнецкого каменноугольного бассейна.— Изв. Зап.-Сиб. геол. упр., т. 11, № 1, 1931.
Тыжнов А. В. Геологический очерк Барзасского р-на Кузнецкого бассейна.— Матер. по геологии Зап. Сибири, № 3, 1938.
Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
Усов М. А. Тельбесский железорудный район. I — Историко-геологический очерк.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VI, № 5, 1927.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
Усов М. А. Трапповые формации Кузбасса.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1959_1, № 11.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959_2, № 3.
Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1961.
Фомичев В. Д. Некоторые геологические наблюдения по Западной окраине Кузнецкого бассейна.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 28, 1935.
Фомичев В. Д. О девонских отложениях северо-западной окраины Кузнецкого бассейна.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 1, 1940.
Фомичев В. Д., Алексеева А. Э. Геологический очерк Салаира. Госгеолтехиздат, 1961.
Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
Фремд Г. М. Вопросы классификации и номенклатуры пирокластических пород.— В кн. «Проблемы вулканизма», Изд-во АН АрмССР, 1959.
Фремд Г. М. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма.— Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1. Алма-Ата, 1963.
Фролова Н. В. Классификации глинисто- и песчано-карбонатных пород.— Сов. геология, 1939, № 7.
Халфин Л. Л. Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 1, 1948.
Халфин Л. Л. К вопросу о нижнем девоне Рудного Алтая.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 13, 1953.

Харин Г. С. Новые данные по стратиграфии девона восточного склона Салаира.— Тр. ЗСГУ, матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 61, 1958.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
Хисамутдинов М. Г. Формационные комплексы геосинклинальной области. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. III, 1964.
Хоментовский А. С. О девоне Канского бассейна.— Бюлл. МОИП, отр. геол., т. 22, № 6, 1947.
Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1954, № 2.
Чернов В. И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая.— Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXVIII, 1955.
Чернов В. И., Грацианова Р. Т. О фауне и стратиграфии девона бассейна р. Песчаной в Горном Алтае.— Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 17, 1956.
Чиркова-Залесская Е. Ф. О возрасте красноцветных терригенных отложений девона Сибири. Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. М., 1959.
Чочиа Н. Г., Белякова Е. Е., Боровская И. С., Волков А. М., Грайзер М. И., Ильина Е. В., Казаков И. Н., Киркинская В. Н., Кисляков В. Н., Красильников Б. Н., Маймина Л. Г., Осипова Н. А., Радюкевич Л. В., Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи.— Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.
Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.
Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород.— Матер. по изучению Охотско-Колымского края, сер. 1, вып. 2, 1937.
Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.
Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна.— Изв. Сиб. технол. ин-та, т. 47, вып. 3, 1927.
Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. вып. 3. Красноярск, 1962.
Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3, Красноярск, 1962.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника Зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3, Изд-во АН СССР, 1951.
Щерба Г. Н. Вулканокупола из района Лениногорска.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 18, № 134, 1954.
Эдельштейн Я. С. Геологические исследования в западной части Минусинского уезда в 1912 г.— ГИЗОС, Енис. золотоносн. р-н, вып. XIII, 1915.
Эдельштейн Я. С. О новой области развития щелочных (нефелино-эгириновых) пород в Южной Сибири.— Геол. вестник, 1929, № 1—3.
Яворский В. И. Девон юго-западной окраины Кузнецкого бассейна.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 107, 1938.
Янов Э. Н., Предтеченский Н. Н. Методика составления литолого-палеогеографических карт на примере девона Саяно-Алтайской складчатой области.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 72, 1962.
Яковлев Г. Ф. Новые данные по стратиграфии девонских отложений верхнего течения р. Ульбы (Юго-Западный Алтай).— Сов. геология, 1955, № 45.
Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 10.
Яковлева Е. Б. Основные этапы палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая.— Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
Abich H. Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes. Dorpat, 1843.
Allen E. T. and Zies E. G. A chemical study of the fumaroles of the Katmai region. Nat. Geogr. Soc., Contrib. Technic. Pap., Katmai region, Washington, 1923.
Bailey E. B., Clough C. T., Wright W. B., Richey J. E. and Wilson G. V. The Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull. Memoir. Geol. Surv. Great Britain, 1924.
Fenner C. N. The Katmai Region. Alaska, and the Great Eruption of 1912. Journ. Geol., vol. 28, no 7, 1920.
Geikie A. The Volcanoes of Great Britain, 2 vol., London, 1897.
Glangeaud L. Lettre aux correspondants nation aux de la Comission internationale de Paleo-Volcanologie. Bull. Volcanol., Ser II, t. XI, Napoli, 1951.

Hedervari P. On the energy and magnitude of Volcanic eruptions. Bull. Volcanol., t. XXV, Bd. V, Napoli, 1963.
Hedervari P. Volcanological considerations in the calculation of the energy necessary to produce the craters of the Moon. Bull. Volcanologie, t. XXV, Bd. V, Napoli, 1963.
Jokoyama I. Energetics in active volcanoes. Bull. of the Earthsquake Research Institute. 34 — 1956, 35 — 1957.
Matsumoto T. Some Aspects of the Formation of Primary Granitic Magmas in the Upper Mantle. Intern. Union of Geol. Sciences, Circular, Letter, no 13, pap. 17. Copenhagen, 1964.
Müggе O. N. Die Lenneporphyre. Neues Iahrbuch, p. 535, 1893.
Reyer E. Ueber und Tuffogene Sedimente. Ib. Geol. Reichsanst, 31, 1881.
Richey I. E. Some Features of Tertiary Volcanicity in Scotland and Ireland. Bull. Volcanol., Serie II, t. I, Napoli, 1937.
Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.
Sonder R. A. Zur Theorie und Klassifikation der eruptiven vulcanischen Vorgänge. Geol. Rundschau, Bd. 28, Hf. 6/7, 1937.
Tsuya H. On the 1707 eruption of volcano Tujy. Bull of the earthsquake Reserch Institute, Tokyo Univ., vol. 33, 1955.
Tyrrell G. W. Distribution of igneous rock in space and time. Bull of the Geol. Soc. of America, vol. 66, no 4, 1956.
Williams H. Volcanology. Geol. Soc. of America 50-th Anniversary, 1941.
Williams H. The Geology of Crater Lake National Park, Oregon. Carnegie Inst. Washington, Publ., no 540, 1942.
Wolff F. Der Vulkanismus. Stuttgart, 1914.
Zies E. G. The valley on Ten Thousand Smokes. The fumarolic incrustations and their bearing on ore deposition. Nat. Geogr. Soc., Tech. Papers, vol. 1, no 4, 1929.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
18	Подпись к рис. 5	*31* — угли	*31* — углистые породы
206	Подпись к рис. 26	*8* — пласты угля	*8* — пласты углистых пород
213	Подпись под рис. 28	*8* — пласты угля	*8* — пласты углистых пород
291	21 сверху	Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. — Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.	Романов Ф. И. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспектива их нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.

«Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана»