

В. И. ЧЕРНОВ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
И ПОРФИРОВЫЕ ИНТРУЗИИ
РУДНОГО АЛТАЯ





559.3 : 551.26 В. И. ЧЕРНОВ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ПОРФИРОВЫЕ ИНТРУЗИИ РУДНОГО АЛТАЯ

1026



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1974



Вулканические формации и порфиновые интрузии Рудного Алтая.
В.И. Чернов М., "Наука", 1974.

В девоне Рудного Алтая выделены две осадочно-вулканогенные формации: базальтово-диоритовая терригенно-морская ($D_2 + D_3fr$) и андезитовая терригенно-морская (D_3fm). В верхнем палеозое образовалась андезитовая континентально-молаассовая формация.

Порфиновые интрузии принадлежат к проявлениям вулканизма, который в геосинклинальных прогибах был способен выражаться целиком в закрытой субвулканической форме с образованием многоярусных стекловатых силлов. С кислыми порфировыми интрузиями в прогибах связаны интъекционно-метасоматические изменения вмещающих терригенных осадков.

Этапы преобразования палеозойских вулканических пород складчатых областей: 1) поствулканические изменения (аргиллизация, адуляризация стекла); 2) диагенез (девитрификация); 3) изменения в условиях катагенеза — собирательная перекристаллизация и региональная альбитизация. При формационном анализе необходима реконструкция первичного состава эффузивов. Альбитизация рассматривается как планетарный метасоматический процесс, связанный с поступлением натрия из глубинного, по-видимому, подкорового источника.

Многие полиметаллические месторождения региона рассматриваются как связанные структурно-парагенетически с порфировыми телами D_3 .

Табл. 23. Рис. 127. Библ. 231 назв.

Ответственный редактор
С.В. ТИХОМИРОВ

ВВЕДЕНИЕ

Рудный Алтай – один из классических горнодобывающих районов СССР – обладает сложной геологической историей и ставит перед геологами много задач, масштабы которых непрерывно возрастают по мере того, как растут требования, предъявляемые народным хозяйством нашей страны к геологоразведочной службе. Среди них одним из самых актуальных является геолого-петрографическое изучение палеозойских осадочно-вулканических толщ, которые не только резко преобладают в разрезе региона, но и вмещают все известные здесь промышленные полиметаллические месторождения. Этой теме и посвящена данная работа.

Монография явилась результатом исследований магматических комплексов Рудного Алтая, которые автор проводил с 1949 г., участвуя в поисково-съемочных и тематических работах в этом регионе. В задачи исследования входило: фашиальное подразделение и геолого-петрографическая характеристика вулканических образований, различных по возрасту и положению в тектонических структурах, систематика порфировых интрузий и выяснение их роли в истории магматизма региона, изучение диагностических свойств различных фаций вулканитов, характеристика истории развития вулканизма, расчленение его продуктов на формационные типы. Специальное внимание уделено тем особенностям вулканических пород, которые затрудняют их диагностику в поисково-разведочной практике, т.е. различным типам эпигенетических преобразований. На базе всех этих данных сделана попытка установить некоторые петрогенетические закономерности в формировании вулканических серий, подобных рудно-алтайским.

Интрузивные комплексы характеризуются весьма кратко и лишь для того, чтобы не нарушилась целостность общей картины развития магматизма.

Исследованиям благоприятствовало участие автора в работах крупных коллективов геологов – Алтайской экспедиции ВАГТ и затем Алтайской поисково-съемочной экспедиции ВКГУ. Многие полевые наблюдения были проведены в сотрудничестве с партиями этого управления. Геологи АПСЭ В.В.Коробов и Р.М. Ажгирей приняли участие в изучении порфировых интрузий. Важный материал был получен при совместных с В.А. Комар тематических исследованиях стратиграфии и петрографии девонских толщ Рудного Алтая в 1962 – 1970 гг. В эти годы были составлены (при участии С.Н. Баженовой, А.В. Борцовой, Л.И. Носенко, А.Н. Рычкова, Э.Д. Фромберга) послонные описания многокилометровых опорных разрезов девона в различных районах Рудного Алтая, широко использованные в данной работе.

Характер материала, на котором построена работа: стратиграфия и тектоника описаны целиком по данным других исследователей, остальные разделы базируются на собственных материалах автора, дополненных в необходимых случаях из литературных источников.

Отмечая многолетнее содействие своим исследованиям со стороны Восточно-Казахстанского геологического управления (ВКГУ), автор хотел бы в связи с этим выразить благодарность В.В. Попову, М.Х. Юсупову, М.А. Кузьменко, В.Н. Ишутину, Н.И. Стучевскому, Б.В. Манькову, С.А. Солтану, а за полезное сотрудничество при полевых наблюдениях поблагодарить Ж.И. Абдульменова, Д.Г. Ажгирея, Р.М. Ажгирей, В.М. Вершигору, Г.Г. Свешникова, Т.И. Казанцеву,

В.Н. Киньцакова, В.В. Воробьева, Г.Г. Коршунова, В.А. Наумова, А.А. Тинтериса, М.П. Тырнова, Л.Н. Шилака и многих других геологов Алтая. Автор постоянно получал также помощь критическими замечаниями и советами со стороны товарищей по МГРИ, за что он признателен И.Ф. Трусовой и М.В. Муратову, И.И. Вишневской, В.Н. Гавриловой, И.А. Гречишниковой, В.А. Комар, М.Ф. Микунову, С.В. Тихомирову и Е.С. Черновой. С благодарностью вспоминает автор помощь, оказанную ему на разных этапах исследований В.С. Коптевым-Дворниковым.

**СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
И МАГМАТИЗМЕ РЕГИОНА**

Рудный Алтай принадлежит к краевой части Зайсанской складчатой системы, заложившейся на додевонском (нижнепалеозойском или протерозойском) основании в начале среднего девона и завершившей свой орогенный этап развития в конце пермской эпохи.

Сохранившийся докайнозойский разрез этого региона подразделяется на три структурных комплекса: 1) складчатое основание, сложенное досреднедевонскими породами, которые испытали региональный метаморфизм фации зеленых сланцев; 2) трансгрессивно залегающая мощная серия морских отложений и вулканитов среднего девона, верхнего девона и нижнего карбона (до нижнего визе включительно); 3) полого залегающие субконтинентальные осадки верхнего палеозоя (намюр, средний карбон, верхний карбон - пермь).

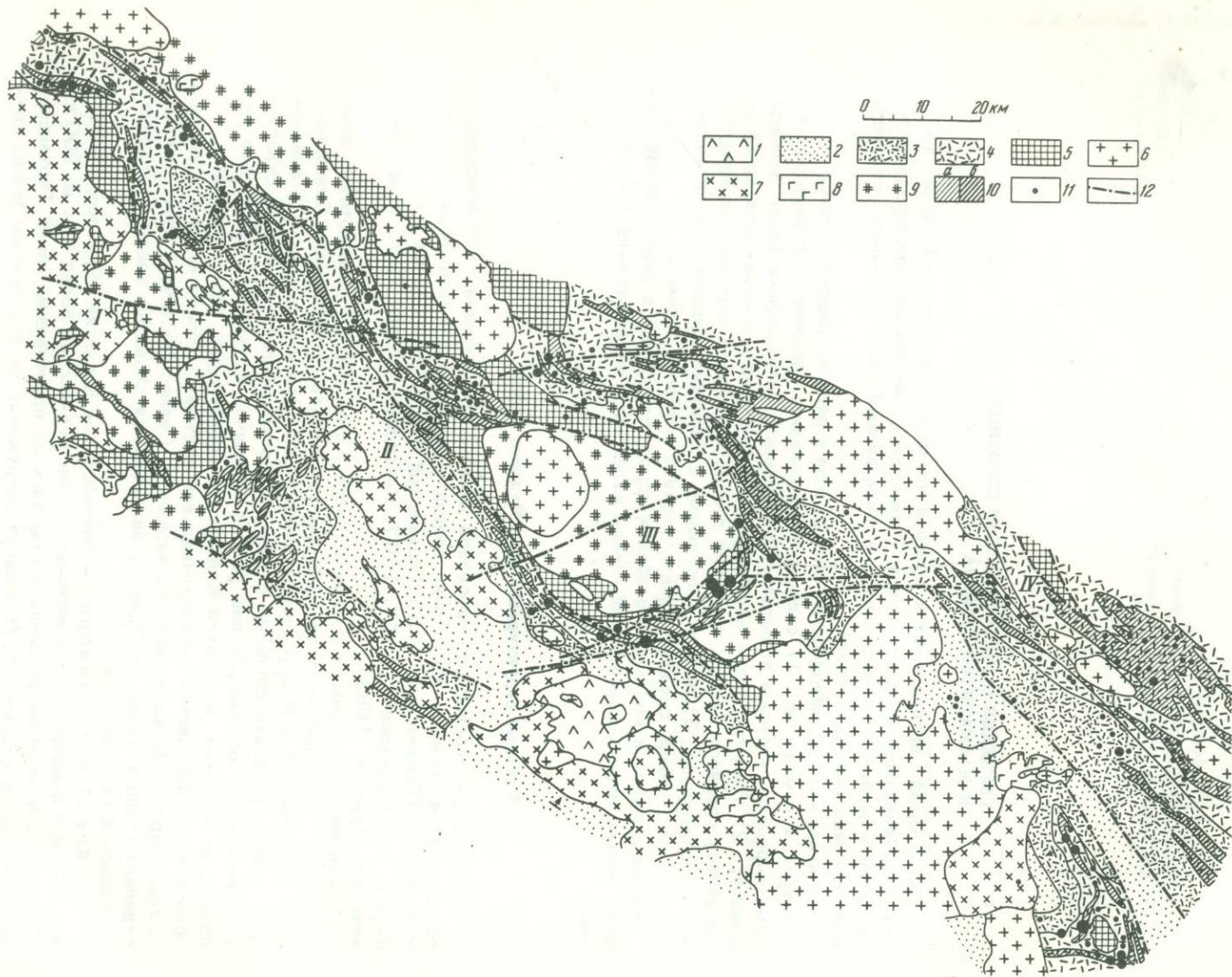
Толща средне- и верхнепалеозойских пород, состоящая в значительной части из вулканических образований, очень интенсивно интродирована гранитоидами.

Главные структурные зоны Рудного Алтая

Результатом герцинского орогенеза явилась современная глыбово-складчатая структура региона, достаточно хорошо известная нам благодаря работам ряда авторов (Горжевский, 1955; Горжевский и др., 1955; Каюпов и др., 1957; Щерба, 1957а; Яковлев, 1957, 1967; Нехорошев, 1958, 1966 и др., Горжевский, Муратов, 1961).

Главными структурными зонами Рудного Алтая (фиг. 1) являются с запада на восток: Алейский антиклинорий, Быструшинский синклинорий, Синюшинский антиклинорий и Белоубинский синклинорий. Все они вытянуты в северо-западном направлении согласно с общими простирающими Зайсанской складчатой системы. С юго-запада наш регион ограничен Иртышским глубинным разломом, за которым находится Калбинский синклинорий, образовавшийся в осевой части Зайсанской геосинклинальной системы. Вторая мощная зона разрывных нарушений, известная под названием Северо-Восточной зоны смятия, отделяет Рудный Алтай от Горного, являющегося областью преимущественно каледонской складчатости.

Алейский антиклинорий - брахиформное поднятие (Яковлев, 1957), которое прослеживается с северо-запада на юго-восток более чем на 200 км, погружаясь в этом направлении и сменяясь по простираению узкой Тарханской антиклинальной структурой. В области погружения он под острым углом срезается Иртышским разломом. На северо-западе в ядре антиклинория вскрыты метаморфические сланцы додевонского фундамента, а крылья его сложены отложениями среднего девона. Ядро Тарханской антиклинали сложено породами среднего девона, а крылья - верхнедевонскими отложениями. Среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи в пределах Алейской структурной зоны имеют мощность до 3-4 км.



Фиг. 1. Схема размещения поясов порфировых интрузий по отношению к тектоническим структурам и магматическим комплексам Рудного Алтая

1-5 - осадочно-вулканические и осадочные толщи: 1 - верхний карбон и пермь - андезиты, липариты, песчаники, конгломераты, 2 - нижний и средний карбон - песчано-глинистые и известковистые отложения (в Зырянском районе также основные эффузивы), 3 - верхний живет и верхний девон, на Алейском антиклинории осадочно-вулканические толщи (вулканиты кислые, средние, основные), на остальной территории - терригенные отложения с телевулканическим материалом, 4 - эйфель и нижний живет - липариты, дациты, подчиненные базальты, терригенные отложения, 5 - породы девонского фундамента - сланцы кварц-эпидот-хлоритовые; 6-9 интрузивные комплексы: 6 - граниты калбинского типа (пермские), 7 - гранодиориты и граниты змеиногорского комплекса (нижекаменноугольные), 8 - габбро и габбро-нориты нижекаменноугольные, 9 - гранодиориты и граниты девонские; 10 - зоны сгущения малых интрузий- (порфировых, порфиритовых): а - кислых, б - средних и основных; 11 - полиметаллические и медно-полиметаллические месторождения и рудопроявления; 12 - разрывные нарушения. Главнейшие тектонические структуры: I - Алейский антиклинорий, II - Быструшинский синклинорий, III - Синюшинский антиклинорий, IV - Белоубинский синклинорий

Быструшинский синклинорий, сопряженный своим юго-западным крылом с Алейским, а северо-восточным - с Синюшинским антиклинориями, вытягивается на расстояние более 150 км. Шарнир его также погружается на юго-восток. В области своего северо-западного центриклинального замыкания синклинорий срезается северо-восточной зоной смятия. В северо-западной части он, по данным Д.И. Горжевского, представляет собой совокупность брахисинклиналей, ядра которых образованы живетскими и верхнедевонскими породами, а крылья - отложениями эйфеля. Юго-восточнее, в районе р. Ульбы, в пределах собственно Быструшинской подзоны синклинорий приобретает более значительную крутизну крыльев ($30-45^{\circ}$) и асимметричное строение. Шарнир его здесь значительно погружается и в его ядре залегают уже отложения нижнего карбона. Здесь же, в пологих мульдах, наложенных на осевую часть синклинория, залегают породы верхнепалеозойского структурного комплекса, примером чего может служить обширная (15-20 км) Пихтовско-Сержихинская мульда, выполненная вулканогенной толщей верхнекарбонного - пермского возраста.

Синюшинский антиклинорий имеет размах крыльев 35-40 км и прослеживается на 200 км в северо-западном направлении, где он сочленяется со структурами Горного Алтая. Крылья антиклинория сложены породами эйфеля, а ядро - додевонскими метаморфическими сланцами, которые слагают совместно с прорывающими их гранитоидами обширную площадь к северо-западу от Лениногорска. Синюшинский антиклинорий является частью протяженной антиклинорийной зоны, которая проходит на юго-восток, в район Зыряновска, представляя собой систему антиклинальных и синклинальных брахискладок асимметричного сечения. Одна из таких антиклиналей в районе юго-восточного окончания Синюшинской антиклинорийной зоны известна под названием Ревнюшинской антиклинали. Значительной спецификой отличается та часть Синюшинской зоны, которая находится между Лениногорском и Зыряновском. Несмотря на то, что осадочно-вулканогенные толщи среднего палеозоя в значительной своей части уничтожены на этом интервале гранитоидными интрузиями, можно видеть что эти толщи обладают повышенной мощностью и их разрез весьма сходен с теми разрезами, которые наблюдаются обычно в синклинориях. Эта площадь известна под названием Лениногорско-Зырянской структурной подзоны в составе Синюшинской зоны. Она представляет собой, очевидно, участок резкого погружения шарнира антиклинория в связи с грабенообразным опусканием бло-

ка земной коры по поперечным разломам, которое произошло еще в период среднепалеозойского осадконакопления.

Белоубинский синклиниорий вытянут более, чем на 200 км в северо-западном направлении, образуя северо-восточную окраинную структурную зону Рудного Алтая, граничащую с Холзунско-Чуйским антиклинорием Горного Алтая. Являясь северо-западным продолжением Южноалтайского синклинория, Белоубинский синклиниорий отличается от других структурных зон Рудного Алтая особенно большой мощностью среднепалеозойских осадков и широким развитием среди них терригенных флишеидных толщ. Синклиниорий выполнен отложениями верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, в его крыльях залегают толщи среднего девона. Строение его асимметричное, юго-западное крыло круче, чем северо-восточное.

Разрывные нарушения различного порядка образуют на Рудном Алтае сложную сеть, в которой преобладают две системы разломов. Главная система — продольные разломы северо-западного простирания, к которым приурочены две упоминавшиеся зоны смятия глубинного заложения — Иртышская и Северо-Восточная. Вторая система — поперечные разломы, имеющие субширотную ориентировку.

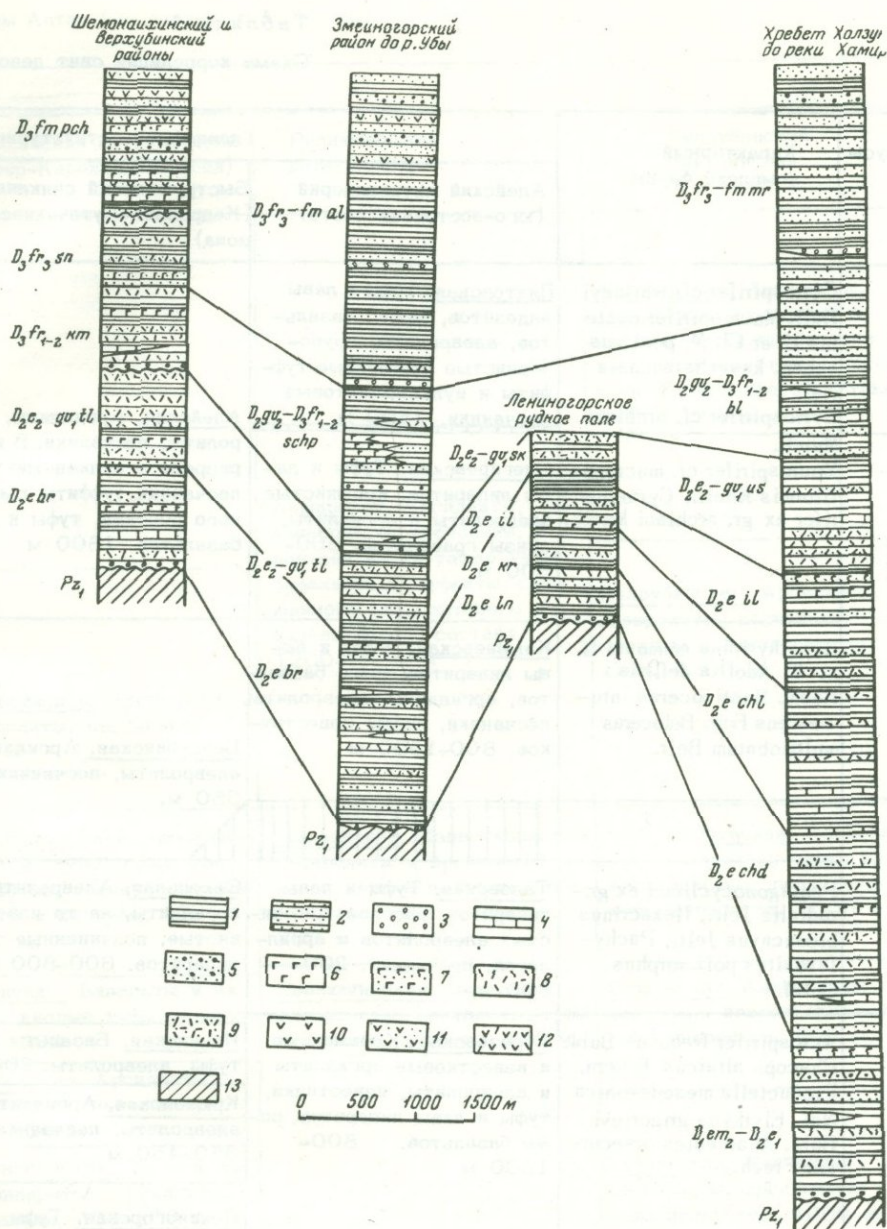
Иртышская зона смятия, протягивающаяся вдоль юго-западной границы Рудного Алтая, проявилась, в частности, в резкой смене фаций и мощностей пород: существенно вулканогенная среднепалеозойская толща Рудного Алтая сменяется на юго-западной, калбинской, стороне указанной зоны мощной однородной песчано-глинистой серией пород (такырская свита). Этим знаменуется переход от области раннегерцинской складчатости (Рудный Алтай) к области позднегерцинской складчатости, которой является территория Калбы, приуроченная к осевой части Зайсанской геосинклинали (Яковлев, 1967). Северо-Восточная зона смятия не обладает столь резко выраженным линейным характером. Две ее главные ветви охватывают ядро Синюшинского антиклинория с юго-запада (Бутачихинско-Кедровская подзона) и северо-востока (Успенско-Карельская подзона).

Внутри каждой из зон смятия многократно происходили дифференциальные смещения, которые привели к возникновению в их составе структурных блоков или подзон того же простирания и обусловили мощный динамический метаморфизм пород, вплоть до образования кристаллических сланцев в Иртышской зоне. Многочисленные продольные разломы более высоких порядков, протягивающиеся между двумя пограничными зонами смятия, имеют различную протяженность и время заложения. Из них отметим разлом вдоль Быструшинского синклинория, к которому приурочена цепь гранитоидных массивов змеиногорского комплекса, вытянутая в осевой части синклинория.

Из довольно многочисленных поперечных разломов субширотного простирания, с которыми были связаны наиболее поздние смещения (Яковлев, 1957), отметим Верх-Алейский разлом, пересекающий ядро Алейского антиклинория и хорошо проявленный в его северо-восточном крыле, а также серию разломов, пересекающих Синюшинскую антиклинорную зону и ограничивающих с севера и с юга Лениногорское рудное поле (Щерба, 1957б).

Стратиграфическое расчленение палеозойских отложений Рудного Алтая

Додевонский фундамент палеозойского разреза состоит из метаморфических пород, среди которых преобладают эпидот-серпичит-хлоритовые существенно кварцевые сланцы. Состав их позволяет считать, что исходным материалом были песчано-глинистые отложения. Эта мощная терригенная толща не была вполне однородной: наблюдаемая на некоторых участках обогатенность метаморфических сланцев кальцитом позволяет предполагать присутствие известковистых пачек среди исходных осадков. В составе этой толщи присутствуют и зеленые сланцы, образовавшиеся по основным и средним эффузивам (Вишневская, 1962), однако масштабы их распространения до сего времени неясны.



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов девонских отложений в различных районах Рудного Алтая (по В.А.Комар, с изменениями).

1 - аргиллиты и алевролиты; 2 - песчаники вулканомиктовые и аркозовые; 3 - конгломераты; 4 - известняки; 5 - грубозернистые смешанные туффы; 6 - базальтовые порфириты; 7 - туфы базальтовых порфиритов; 8 - липаритовые и трахилипаритовые порфиры; 9 - туфы липаритовых и трахилипаритовых порфиров; 10 - андезитовые порфиры; 11 - туфы андезитовых порфиритов; 12 - туфы смешанного состава; 13 - эпидот-хлоритовые сланцы нижнего палеозоя. Индексы свит: D_2e_{br} - березовская, $D_2e_2-qv_{1tl}$ - таловская, D_3fr_{1-2km} - каменевская, D_3fr_{3zn} - снежиревская, D_3fmpch - пихтовская, D_2eln - ленинградская, D_2ekg - крюковская, D_2eil - ильинская, $D_2e_2-qv_{1sk}$ - сокольская, $D_2qv_2-D_3fr_{1-2bl}$ - белоубинская, $D_2qv_2-D_3fr_{1-2schp}$ - шипуновская, D_3fr_3-fmal - алейская, $D_2e_2-qv_{1us}$ - усупенская, D_2echd - хайдунская, D_2echl - холзунская, $D_{1em_2-D_2e_1}$ - большереженская, D_3fr_3-fmng - маймырская

Таблица 1

Схема корреляции свит девона на

Ярусы	Характерный комплекс фауны	Главнейшие структурные	
		Алейский антиклинорий (юго-восточная часть)	Быструшинский синклиний (Кедровско-Бутачихинская зона)
Фаменский	Cyrtospirifer cf. whitneyi Hall. Mucrospirifer posterus H. et Cl. M. posterus subsp. kasachstanensis Nal. Cyrtospirifer cf. archiaci	Пихтовская. Туфы и лавы андезитов, реже базальтов, алевролиты, грубозернистые смешанные туффиты и вулканомиктовые песчаники. 1500 м	Алейская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. В верхах разреза - вулканомиктовые песчаники, туффиты смешанного состава, туфы и лавы базальтов. 1800 м
	Murch. Mucrospirifer cf. mucronatifomis Khalf., Cyrtospirifer ex gr. archiaci Murch.	Снегиревская. Туфы и лавы липаритов, кремнистые алевролиты и аргиллиты, линзы гравелитов. 500-800 м	
Франский	Hypothyridina emmonsi H. et W. Adolfia deflexa Roem. Manticoceras intumescens Beir. Beloceras multilobatum Beir.	Каменевская. Туфы и лавы липаритов, реже базальтов, аргиллиты, алевролиты, песчаники, линзы известняков. 800-1300 м	Белоубинская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. 550 м.
Живетский			
	Pentagonocyclicus ex gr. radialis Jelt., Hexacrinus biconcavus Jelt., Pachyfavosites polzmorphus Goldf.	Таловская. Туфы и лавы липаритов, прослой кремнистых алевролитов и аргиллитов, песчаники. 200-800 м.	Сокольная. Алевролиты и аргиллиты, часто известковистые, подчиненные туфы липаритов. 600-800 м
Эйфельский	Acrospirifer frequens Bubl. Phacops altaicus Tchern. Productella mesodevonica Nal. Elythyna grigorievi Bubl. Anarcestes praecursor Frech.	Березовская. Кремнистые и известковые аргиллиты и алевролиты, известняки, туфы и лавы липаритов, реже базальтов. 800-1500 м	Ильинская. Базальты и их туфы, алевролиты. 200 м
			Крюковская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. 350-450 м
			Лениногорская. Туфы базальтов, реже липаритов, песчаники, алевролиты. 750 м

Стратиграфическому расчленению девона Рудного Алтая посвящены исследования ряда авторов (Н.Л. Бубличенко, В.П. Нехорошев, В.А. Комар и др.). Наиболее полные сводные данные по этому вопросу были опубликованы В.П. Нехорошевым (1958, 1966) и В.А. Комар (1957, 1967). Стратиграфической основой настоящей работы в части девонских вулканических пород послужила схема стратиграфии девона Рудного Алтая, разработанная В.А. Комар (табл. 1, фиг. 2).

В основании девонского разреза залегают отложения эйфельского яруса. Они представлены березовской свитой, трансгрессивно перекрывающей метаморфические сланцы додевонского основания. В области Алейского антиклинория эта свита сложена песчаниками и алевролитами, в верхах разреза кар-

зоны		
Синююшинский антиклинорий (Успено-Карелинская зона)	Ревнююшинская антиклиналь	Белоубинский синклинорий
?	Хамирская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, в верхней части также туфы базальтов и туффиты смешанного (андезитового и базальтового) состава. 1200-1400 м	Маймырская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, в верхней части грубозернистые вулканомиктовые песчаники смешанного состава. 1800-2200 м
Белоубинская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. 500 м		Белоубинская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, местами известковистые. 1500-2200 м
Успенская. Алевролиты, аргиллиты, туфы, реже лавы липаритов, подчиненные базальты и их туфы. До 1600 м.	Маслянская. Известковистые алевролиты и аргиллиты, реже известняки и песчаники, подчиненные туфы липаритов. 200 м.	Большереченская. Алевролиты, аргиллиты, часто известковистые, подчиненные туфы липаритов. 1000 м.
Ильинская. Базальты и их туфы, кислые туфы, алевролиты. 200 м	Ревнююшинская. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы липаритов, туффиты. 800 м.	Холзунская. Алевролиты и песчаники известковистые, туфы липаритов. 500 м.
Крюковская. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. 200-300 м		
Лениногорская. Туфы и лавы липаритов, аргиллиты, песчаники. 400-500 м		Хайдунская. Песчаники алевролиты, аргиллиты, туфы липаритов. 1000 м

бонатными, с которыми переслаиваются туфы кислого состава и прослои основных эффузивов. Мощность свиты 800-1500 м. В Лениногорском районе та же часть разреза мощностью 500-1000 м представлена серией свит - лениногорской, крюковской, ильинской и сокольской, - выделенных Г.Н. Щербой и Г.Ф. Яковлевым. В составе их присутствуют алевролиты, известняки и песчаники; в нижней части разреза значительно развиты также кислые туфы, в составе ильинской свиты - основные эффузивы. В Зырянском районе отложения этого возраста представлены ревнююшинской свитой, которая сложена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами и содержит значительное количество вулканических пород, преимущественно туфов кислого состава.

Верхняя часть эйфельского и нижняя половина живетского яруса в области Алейского антиклинория (Змеиногорский, Шемонаихинский, Верхубинский районы) представлены таловской свитой мощностью 200–800 м, в составе которой преобладают вулканические породы кислого состава и есть основные эффузивы при подчиненном количестве алевролитов и аргиллитов. В районе Лениногорска ей отвечает верхняя пачка сокольной свиты (аргиллиты с прослоями вулканических пород кислого состава) мощностью до 200 м. К северу от Лениногорска отложения этого возраста известны под названием успенской свиты, сложенной аргиллитами, алевролитами, кислыми вулканическими породами и имеющей мощность до 1600 м (нижняя часть этой свиты коррелируется В.А. Комар с верхами березовской свиты). В Зырянском районе отложения этого возраста представлены маслянской свитой, состоящей из алевролитов, карбонатных алевролитов и подчиненных кислых туфов. В Белоубинском синклинории (бассейн р. Черневой, междуречье Хамира и Бухтармы, хребет Холзун) Д.Г. Ажгиреем была выделена большереченская свита, являющаяся, по В.А. Комер, аналогом маслянской свиты и отвечающая верхней части эйфельского – нижней части живетского яруса. Это – толща темных аргиллитов, часто карбонатных, с подчиненными прослоями кислых туфов, общей мощностью около 1000 м. Описанные отложения образуют нижний этаж среднепалеозойского структурного комплекса.

В области Алейского антиклинория каменевская свита, отвечающая верхам живетского и нижней половине франского яруса, залегает на таловской свите с размывом. Каменевская свита сложена песчано-глинистыми отложениями и содержит значительное количество вулканических пород преимущественно кислого состава. Мощность ее 800–1300 м. На северо-западном крыле Алейского антиклинория (район Змеиногорска) ей отвечает шипуновская свита, содержащая местами в своей нижней части заметное количество основных эффузивов, которые по простиранию замещаются песчано-глинистыми отложениями. В той же Алейской структурной зоне представлены и отложения верхней половины франского яруса, залегающие согласно на каменевской свите и носящие название снежиревской свиты, мощность которой 500–800 м. Она сложена вулканомиктовыми песчаниками и алевритами, кремнистыми аргиллитами и кислыми вулканическими породами, в основном туфами, составляющими не менее половины мощности свиты. Каменевская и снежиревская свиты образуют средний этаж среднепалеозойского структурного комплекса. За пределами Алейской структурной зоны отложения, отвечающие каменевской и шипуновской свитам, объединены под названием белоубинской свиты. Ее породами сложены значительные площади в осевой части Белоубинского синклинория, они выделены также В.А. Комар и в Быструшинском синклинории (Бутачихинско-Кедровская зона).

Отложения фаменского яруса, которыми начинается верхний структурный этаж, отчетливо выделяются в пределах Алейского антиклинория (пихтовская свита). Они залегают на отложениях снежиревской свиты с размывом и местами имеют в основании грубообломочные конгломераты с плохо окатанными обломками кислых порфировых пород. Свита имеет пестрый состав и содержит, кроме алевролитов и аргиллитов, много пачек грубообломочного смешанного вулканомиктового материала, в котором присутствуют обломки вулканических пород кислого, основного и среднего состава и местами заметная аркозовая примесь. Породам свойственны фиолетовые и красноватые оттенки окраски. Вулканические породы играют в составе свиты заметную роль. Они представлены в основном лавами и туфами среднего и основного состава, испытавшими краснокаменное изменение. Вопрос о роли кислых вулканитов в составе свиты остается спорным. Мощность пихтовской свиты достигает 1500 м.

За пределами Алейского антиклинория разрез верхнедевонских отложений существенно отличается от описанного и слагающие его свиты имеют иное название. На крыльях Синюшинского антиклинория (Кедровско-Бутачихинская зона, Успенско-Карелинская зона) и в Белоубинском синклинории это – белоубинская свита, верхняя часть которой отвечает нижней половине франского

яруса. Она согласно залегает на подстилающих породах (успенская, больше-ренская свиты) и лишь местами в пределах Синюшинского антиклинория намечается ее налегание с разрывом на отложения сокольской свиты (Кедровско-Бутачихинская зона). Белоубинская свита, не содержащая продуктов местного вулканизма, представляет собой переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность ее около 500–800 м.

В синклиниях белоубинская свита постепенно переходит вверх по разрезу в терригенно-осадочные толщи сходного с ней состава, известные под названием алейской свиты в Быструшинском синклинии и маймырской свиты в Белоубинском синклинии. Мощность той и другой превышает 1800 м, по возрасту они относятся ко второй половине франского и к фаменскому веку. В своей нижней части эти свиты представляют собой переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников, в котором нередко участвуют также гравелиты и конгломераты. Верхняя, фаменская, часть разреза этих свит характерна проявлением значительного количества грубозернистых песчаников, сложенных смешанным вулканомиктовым материалом, в котором представлены обломки кислых, средних и основных эффузивов.

Выделяемая в зырянском районе хамирская свита мощностью до 1500 м, сложенная аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, залегает согласно на маслянской свите и имеет, по-видимому, верхнедевонский возраст, являясь аналогом белоубинской и маймырской свит.

Вопрос о характере границы верхнедевонских и нижнекарбонных отложений Рудного Алтая и о присутствии вулканических образований в составе нижнекаменноугольных отложений явился предметом дискуссии (Бубличенко, 1945; Нехорошев, 1958; Гречишникова, 1966; Комар, 1967). Наши наблюдения позволяют присоединиться к мнению тех авторов (В.П. Нехорошев, И.А. Гречишников), которые говорят о наличии переходов между отложениями двух указанных систем.

Переходя к стратиграфии последевонских отложений, отметим, что они принадлежат к двум структурным комплексам – среднепалеозойскому (турне, визе) и верхнепалеозойскому (намюр, средний карбон, верхний карбон и нижняя пермь). Последний состоит из двух структурных этажей, разделенных угловым несогласием, один из них представлен малоульбинской свитой (намюр – средний карбон), второй – сержихинской свитой (верхний карбон – пермь).

Отложения нижнего карбона, отлагавшиеся некогда на обширных площадях Рудного Алтая, сохранились на относительно небольшой территории. В.П. Нехорошевым было предложено расчленение их на три свиты: тарханскую (нижнее турне), бухтарминскую (верхнее турне) и улыбинскую (нижнее визе). И.А. Гречишниковой были опубликованы сводные работы по нижнему карбону Рудного Алтая (Гречишников, 1966, 1967), в которых получили освещение вопросы био-стратиграфии, литологии и палеогеографии отложений этого возраста.

Тарханская свита нижнего турне слагает осевую часть Быструшинского синклиория к юго-востоку от р. Убы. Это – частое переслаивание терригенных осадочных пород с подчиненными карбонатными прослоями. Преобладают алевролиты и аргиллиты. Вулканические породы Бухтарминского района, относившиеся некоторыми авторами к тарханской свите, имеют, по данным М.А. Мураховского и И.А. Гречишниковой (1970), верхнедевонский возраст. Таким образом, тарханская свита продуктов синхронного вулканизма не содержит, что подтверждается и нашими наблюдениями. Возрастным аналогом тарханской свиты в Белоубинском синклиории (район к северу от Зыряновска) являются отложения нижней половины тургусунской свиты, которая представляет собой переслаивание алевролитов с подчиненными песчаниками и прослоями известняков. Верхняя часть этой свиты датируется как верхнее турне (Гречишников, 1967).

Бухтарминская свита верхнего турне распространена в Быструшинском синклиории, где она согласно залегает на тарханской свите. Известны ее отложения и на юго-западном крыле Алейского антиклинория. Значительная площадь развития этих пород приурочена к Кондратьевской синклиальной структуре,

примыкающей с северо-востока к Иртышской зоне смятия (низовья р. Бухтармы). Свита сложена осадочными породами, среди которых преобладают известняки, известковистые аргиллиты и алевролиты. В подчиненном количестве в ее основании присутствуют песчаники. Мощность свиты достигает 600 м. В Белоубинском синклиории отложения того же возраста представлены зубовской свитой (известковистые аргиллиты, прослои известняков, в верхней части – песчаники) мощностью около 1000 м.

Отложения нижнего визе представлены в двух разобщенных районах свитами: ульбинской (Быструшинский синклиорий) и ларихинской (Белоубинский синклиорий). Последняя, по данным И.А. Гречишниковой, переходит вверх по разрезу в сходную по составу кедровскую свиту, относимую этим автором уже к верхнему визе. Ульбинская свита, развитая в междуречье Ульба – Бухтарма, сложена аргиллитами, алевролитами и известковистыми песчаниками с подчиненными прослоями известняков. Мощность ее достигает 1200 м. Ларихинская свита, выделенная восточнее г. Зыряновска, залегает согласно на тургусунской. Она состоит в основном из лав и туфов базальтовых и андезитовых порфиритов с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность ее до 3000 м. Кедровская свита, развитая, так же как и ларихинская, в Белоубинском синклиории, сложена основными и средними вулканическими породами при подчиненном распространении алевролитов, песчаников и конгломератов. Мощность ее достигает 3000 м. На основании литолого-петрографического состава двух последних свит можно предполагать, что они представляют собой единый вулканогенный комплекс.

Отложения верхнего палеозоя, впервые выделенные на Рудном Алтае В.П. Нехорошевым; получили освещение также в исследованиях Н.Л. Бубличенко, М.Ф. Микунова, Н.Г. Бузковой. В.П. Нехорошевым была выделена в их составе осадочная малоульбинская свита, М.Ф. Микуновым – вулканогенная сержихинская свита. Сводные данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений региона приведены в работе М.Ф. Микунова (1967).

Малоульбинская свита, сохранившаяся на нескольких разобщенных участках преимущественно в наложенных и приразломных мульдах, залегает трансгрессивно на отложениях нижнего карбона или верхнего девона. Она известна, в центральной, наиболее погруженной части Быструшинского синклиория, а также на ряде участков, вытянутой цепочкой вдоль северо-восточной границы Иртышской зоны смятия на интервале между Малой Ульбой и Алеем. Свита состоит из континентальных угленосных отложений. Она представляет собой переслаивание песчаников, черных алевролитов и аргиллитов, прослоев конгломератов, горизонтов углей. М.Ф. Микунов (1967) указывает на присутствие в нижней части свиты (район р. Березовки – р. Топихи) прослоев кислых эффузивов. По нашим данным, эти кварцевые альбитофиры представляют собой субвулканические пластовые внедрения. Возраст свиты определяется М.Ф. Микуновым на основании растительных остатков как намюр – средний карбон. Мощность ее достигает 500 м.

Сержихинская свита слагает наложенную мульду в центральной части Быструшинского синклиория в междуречье Ульбы и Малой Ульбы. Она залегает с угловым несогласием на различных горизонтах малоульбинской свиты. Состав ее существенно вулканогенный. Вулканические породы представлены андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами (туфы, лавы, субвулканические тела). Подчиненные прослои осадочных пород – вулканомиктовые конгломераты и гравелиты, песчаники и алевролиты. По данным М.Ф. Микунова (1967) и Н.Г. Бузковой (1969), мощность свиты местами превышает 1500 м. Возраст ее, по М.Ф. Микунову, находится в интервале: верхний карбон – нижняя пермь. Сержихинской свитой завершается палеозойский разрез Рудного Алтая. Мезозойские отложения в данном регионе не встречены, если не считать юрских угленосных пород, вскрытых картировочными скважинами в северо-западной части Рудного Алтая.

Рудный Алтай на протяжении среднего и верхнего палеозоя был областью очень активной магматической деятельности, в результате чего около 65% его площади приходится на долю интрузий и не менее трети мощности палеозойских толщ составляют продукты вулканизма. В табл. 2 указан преобладающий состав продуктов магматизма на различных этапах истории. Здесь, однако, не отражено их петрографическое разнообразие, в особенности характерное для вулканогенных толщ.

Вулканические извержения охватили регионы с самых первых этапов накопления среднедевонской толщи и в дальнейшем многократно повторялись вплоть до пермского времени. Общие данные о составе их продуктов и их роль в разрезе палеозойских отложений приведены выше, в стратиграфическом очерке.

На различных этапах истории палеозойские толщи были интродированы громадным количеством мелких пластовых и дайковых тел, сложенных породами эффузивного облика, которые мы обозначаем общим термином "интрузивные вулканитоиды"¹. Среди них представлены главным образом кислые порфиритовые породы и основные тела, сложенные базальтовыми порфиритами и габбро-диабазам.

Среди интрузивных пород Рудного Алтая резко преобладают массивы гранитоидов. В подчиненном количестве представлены тела габброидов. Диориты самостоятельных массивов не слагают, будучи продуктами ассимиляции в эндоконтактных зонах кислых интрузий (Чернов, 1956б,в).

1026
Основа расчленения интрузий Рудного Алтая на возрастные комплексы и петрографическая характеристика этих комплексов были даны в работах И.Ф. Григорьева, Н.А. Елисеева, Н.Н. Курека, В.П. Нехорошева, А.П. Никольского еще в конце 20-х годов - начале 30-х годов текущего столетия. В последующие годы представления о возрастном расчленении интрузивных пород получили развитие в работах ряда авторов (К.Г. Богданова, В.Н. Гаврилова, Д.И. Горжевский, П.Ф. Иванкин, А.К. Каюпов, В.С. Кузубный, М.А. Осипов, В.И. Чернов, Ф.К. Шипулин, Г.Н. Шерба, Г.Ф. Яковлев и др.).

Монография Н.А. Елисеева (1938) до сего времени служит основой при разработке возрастных схем интрузий Рудного Алтая. По Н.А. Елисееву, в верхнепалеозойское время здесь последовательно сформировалось два интрузивных комплекса - змеиногорский и калбинский (комплекс слюдяных гранитов). Змеиногорский комплекс формировался в следующей последовательности: габбро-нориты - гранодиориты и тоналиты - адамеллиты и плагиоклазовые граниты, с подчиненными нормальными гранитами. Н.А. Елисеев подчеркнул большую роль гибридизма в формировании пород змеиногорского комплекса, высказав мнение, что в его составе породы, более основные, чем адамеллиты, явились результатом ассимиляции.

В дальнейшем появились данные о том, что интрузивный магматизм Рудного Алтая не ограничивался двумя указанными комплексами и проявился не только в позднепалеозойское время. Еще раньше было высказано мнение о присутствии здесь календонских гранитоидов (Курек, Буров, 1934), в дальнейшем это подтвердилось находками аркозового материала в основании девонского разреза. В свое время автор настоящей работы имел возможность убедиться в том, что поле гранитоидов в ядре Алейского антиклинория имеет полихронную природу и в его пределах присутствуют, в частности, кислые интрузии, которые следует относить к среднедевонскому (тельбескому) интрузивному комплексу (Чернов, 1956а,в). В.Н. Гаврилова, изучая граниты калбинского типа в центральной части Рудного Алтая, отметила, что субщелочные граниты и граносиениты, прорывающие массив биотитовых гранитов, несут признаки самостоятельного внедрения, что дало ей основание выделить

¹ Вулканитоидами следует называть любые породы эффузивного облика.

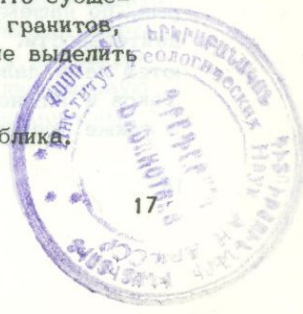


Таблица 2

Последовательность формирования и преобладающий состав палеозойских магматических комплексов Рудного Алтая

Время	Вулканические комплексы		Интрузивные комплексы
	эффузивно-туфогенная фация	субвулканическая фация	
P	Андезиты, дациты	Силлы и дайки тех же пород	Лениногорский (граносиениты) Калбинский (граниты)
C ₃		Силлы липаритов (малоульбинская свита)	
C ₂	Базальты		Змеиногорский (гранодиориты, габбро)
C ₁	Андезиты, базальты	Силлы и дайки габбро-диабазов	
D ₃	Липариты, трахилипариты, базальты	Силлы и дайки тех же пород	Верхнедевонский (гранодиориты)
D ₂	Липариты, базальты	Силлы и дайки тех же пород	Среднедевонский (гранодиориты)
P _Z	Досреднедевонские основные вулканиты		Досреднедевонские гранитоиды

эти породы под названием верхнепалеозойского лениногорского комплекса (Чернов, Гаврилова, 1967).

Многолетние исследования гранитоидов Рудного Алтая, проведенные К.Г. Богдановой, позволили ей прийти к выводу о существовании здесь восьми интрузивных комплексов (Богданова, 1963): каледонского (досреднедевонского) комплекса гранитоидов; среднедевонского (тельбесского) комплекса умереннокислых гранитов; верхнедевонского комплекса габбро-диабазов; последевонского (нижнетурнейского) комплекса кислых калиевых гранитов; намюрского (змеиногорского) сложного по составу комплекса (включает в виде своей первой фазы интрузии габбро-норитов); среднекарбового комплекса "малых интрузий" основного и кислого состава; верхнекарбового (?) калбинского комплекса нормальных гранитов и граносиенитов; нижнепермского (?) приповерхностного эффузивно-интрузивного комплекса.

Следует отметить, что среди перечисленных комплексов есть такие, которые, по нашему мнению, представляют собой форму проявления вулканической деятельности. Таковы верхнедевонские габбро-диабазы, которые рассматриваются нами далее как субвулканическая форма верхнедевонского вулканизма. Таков и нижнепермский "приповерхностный эффузивно-интрузивный комплекс", а также среднекарбовый комплекс "малых интрузий".

Тем не менее идея концентрированного верхнепалеозойского плутонизма на Рудном Алтае все еще имеет сторонников. Ряд исследователей считает, что все кислые плутонические породы Рудного Алтая сформировались в верхнем палеозое в виде единого змеиногорского интрузивного комплекса (Иванкин, 1960; Иванкин, Ведерников, 1960; Иванкин и др., 1961; Кузубный, 1966). Из перечисленных авторов наиболее подробно этот вопрос рассмотрел В.С. Кузубный, который объединяет все интрузивные массивы северо-западной части Рудного Алтая в змеиногорский комплекс, считая наиболее вероятным его возрастом "средний - верхний карбон" и отмечая, что они "представляют собой типичные габбро-гранодиорит-плагиогранитные интрузивы" (Кузубный, 1966, стр. 10). Этим автором выделяются в состав комплекса пять фазовых серий, разделенных, по его мнению, жильными и гидротермальными образованиями: габброидная, гранодиоритовая, плагиогранитная, гранитная, постгранитных глубинных даек. Следует, однако, подчеркнуть, что здесь мы имеем пример того, как чрезмерно детальное подразделение природных явлений, опережающее возможности фактического обоснования, может усложнить и без того сложную проблему. В самом деле, габбровая и гранодиоритовая серии, по В.С. Кузубному, действительно заслуживают самостоятельного выделения, однако то, что именуется им плагиогранитами, представляет собой лишь продукт альбитизации иных гранитоидов (Чернов, 1969б) и как интрузивная фаза или тем более "фазовая серия" рассматриваться не может. Что же касается биотитовых гранитов, то они, безусловно, не должны трактоваться как член этого комплекса: самостоятельная роль гранитоидов калбинского типа в геологической истории региона и их геолого-петрографическая специфика общеизвестны. Наконец "постгранитные глубинные дайки" объединяют весьма разнородные образования от жил, сопровождающих гранитные интрузии, до субвулканических тел, характерных для девонского вулканизма, т.е. очень различные образования в возрастном и генетическом отношении.

Говоря о состоянии гранитоидной проблемы на Рудном Алтае, следует отметить, что главным аргументом в пользу того, что гранитоидный магматизм не проявлялся здесь до верхнего палеозоя, остается тот факт, что в среднем палеозое этот регион был областью прогибания и осадконакопления и ему, следовательно, согласно известным геотектоническим канонам, должен быть присущ "инициальный" магматизм. Такой магматизм здесь, однако, отсутствовал, в то время как бурное развитие в среднем девоне "орогенного" липаритового вулканизма является фактом и присутствие здесь девонских гранитоидов, наделенных четкой петрографической спецификой, при геолого-петрографическом анализе очевидно (Чернов, 1956а; Чернов, Гаврилова, 1957). Настало время отступить на Рудном Алтае от некоторых канонических представлений в отношении связи тектогенеза и магматизма с тем, чтобы факт широкого развития здесь липаритовых излияний и гранитовых интрузий девонского времени получил общее признание.

Приведем краткую характеристику интрузивных комплексов Рудного Алтая на основе схемы их возрастного расчленения, опубликованной ранее (Чернов, 1956а, в, 1957, 1965; Чернов, Гаврилова, 1967).

На Рудном Алтае есть массивы гранитоидов, которые некоторыми исследователями были предположительно отнесены к каледонскому комплексу (Синюшинский, Ивановский массивы), однако плутонов доказанного нижнепалеозойского возраста в данном регионе не встречено. Вероятно присутствие додевонских пород в составе обширного Алейского гранитоидного поля. Изучение обломков гранитоидов в основании отложений среднего девона показывает, что преобладающим типом являются здесь интенсивно альбитизированные гранодиориты.

Среднедевонский комплекс гранитоидов представлен на значительной площади в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев. Гранодиориты и граниты в зоне эндоконтакта местами меланократовые. Фаза дополнительных интрузий - штоки розовых мелкозернистых гранитов и гранит-порфиоров с микрографической основной массой. Гранитоиды внедрялись в существовавшую липаритовую толщу эйфельского - нижнеживетского возраста непосредственно за мощными

извержениями кислых лав и туфов; в Алейском антиклинории они были вскрыты и размывались до отложения верхнеживетской - франской толщи. Тем самым возраст этих гранитов определяется как живетский. В гранитоидных массивах этого комплекса среди жильных пород распространены, наряду с аплитами и лейкократовыми микрогранитами, также фельзитпорфиры вполне эффузивного облика. Можно полагать, что они не связаны непосредственно с вмещающими их массивами, а представляют собой субвулканические дайки последующего этапа вулканизма.

Говоря о девонских гранитоидах, нельзя не отметить весьма вероятного присутствия в рассматриваемом регионе и верхнедевонского их комплекса.

Змеиный комплекс широко представлен в составе полихронного Алейского поля гранитоидов, его массивы вытягиваются также в осевой зоне Быструшинского синклинали, образуют серию тел в Бухтарминском и Зыряновском районе. Комплекс разнообразен по составу пород и имеет двухфазную историю формирования. Первыми внедрялись небольшие (до 1 км) тела габброидов, в составе которых преобладают габбро-нориты и габбро, часто оливиновые. Вторая фаза внедрения - формирование крупных кислых массивов, сложенных преимущественно гранодиоритами и адамеллитами. Породы несут ясные признаки гибридного происхождения, особенно заметные в эндоконтактной фации, где нередко появляются кварцевые диориты и даже диориты как следствие ассимиляции кислой магмой габброидов первой фазы внедрения того же комплекса, а также основных вулканитов (Чернов, 1956б). Дайки довольно разнообразны по составу. Изредка встречаются пегматиты, несколько чаще - аплиты. Более характерны лампрофиры, габбро-диабазы, фельзитовые гранит-порфиры. Возраст комплекса, по данным К.Г. Богдановой, намюрский.

Калбинский комплекс представлен массивами, расположенными преимущественно вдоль тектонических зон, ограничивающих Рудный Алтай с северо-востока. Интрузивные тела обладают относительно выдержанным составом и обликом. Это светло-серые или розовые биотитовые граниты, обычно порфировидные, реже биотитовые и роговообманково-биотитовые адамеллиты. Ассимиляционные явления на контактах проявлены слабо, благодаря чему в эндоконтактной зоне породы не обнаруживают обычно различий в составе, приобретая иногда лишь несколько более мелкозернистое строение. Породы жильной фазы развиты широко, но состав их однообразен - лейкократовые граниты и аплиты, с которыми местами ассоциируются пегматиты. Граниты данного комплекса, пересекающие в ряде мест змеиные гранодиориты, имеют, по-видимому, раннепермский возраст.

Лениногорский комплекс объединяет несколько тел ультракислого и субщелочного состава, известных в верховьях р. Малой Ульбы и на горе Россыпной (бассейн Тургусана) и в некоторых других местах. В их составе преобладают аляскитовые, лейкократовые и двуслюдяные граниты, распространены граносиениты, встречаются кварцевые сиениты и сиениты. Жильные породы развиты незначительно (аплиты, пегматиты). По времени образования эти гранитоиды предположительно относятся к перми.

Этим комплексом, по-видимому, завершился интрузивный магматизм данного региона. Более поздние магматические проявления, описанные далее как пироксеновые габбро-диабазы и имеющие мезозойский возраст, представляют собой уже проявление позднего вулканизма траппового характера, развивающегося в условиях, близких к платформенным.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РУДНОГО АЛТАЯ

Несмотря на широкую распространенность вулканических пород на территории Рудного Алтая, лишь относительно небольшое число работ специально посвящено их геологии и петрографии. Первая сводка данных по эффузивам данного региона содержится в монографии Н.А. Елисеева (1938), которым было дано

систематическое петрографическое описание главных типов пород, слагающих девонский разрез. Им, в частности, был подчеркнут пестрый состав вулканических пород Рудного Алтая, выражающийся в частой перемежаемости здесь основных и кислых эффузивов. Вышедшая в то же время работа Д.А. Тимофеевского по геологии и петрографии Змеиногорского района (Тимофеевский, 1938) содержит петрографический очерк, в котором подразделение эффузивных пород на типы обосновано детальным петрографическим описанием.

В том же Змеиногорском районе в 1949-1952 гг. автором настоящей работы проводились геолого-петрографические исследования, позволившие в итоге высказать соображения о петрографических особенностях кислых вулканических пород этого района, об их первичнолипаритовом составе и роли альбитизации в формировании современного петрографического облика, а также о роли субвулканических тел в строении среднедевонской толщи региона и геолого-петрографических особенностях этих тел (Чернов, 1954, 1955). Геологии и петрографии эффузивов данного района были посвящены также исследования С.К.Оникиенко (1957), который особое внимание уделил природе их полосчатых разностей. М.А. Петрова на материалах исследования девонских вулканогенных толщ западной части Змеиногорского рудного поля (1953-1955 гг.) показала влияние вулканических извержений на формирование силицитов (Петрова, 1958).

В Лениногорском районе первая систематическая характеристика геолого-петрографических особенностей девонских вулканических пород была опубликована Н.Н. Куреком и П.П. Буровым (1934). Из дальнейших исследований в этом районе следует отметить работы Н.Г.Щербы (Щерба, 1954, 1957). Этим автором было проведено, в частности, детальное петрографическое подразделение вулканических пород в составе выделенных им свит - лениногорской, ильинской, крюковской, сокольной - и выявлены многие специфические черты их вещественного состава и структуры (Щерба, 1957).

Вулканические породы Зырянского рудного поля, в основном тот их тип, который известен под названием "порфириров", получили подробную характеристику в монографии А.К. Каюпова, В.А. Ким, Л.Г. Никитиной и Е.А. Флерова (1957). Значительное внимание уделено в этой работе расшифровке истории метасоматических процессов, которым неоднократно подвергались эти породы.

В Бухтарминском районе геолого-петрографическое изучение вулканических пород проводилось в 1950-1955 гг. Т.В. Кировой (Кирова, 1959, 1960), которая выделила в составе вулканических толщ этого района большое количество фациальных разновидностей пород, отвечающих по составу кварцевым альбитофирам, альбитофирам и различным порфирирам. Характеристике вулканических пород района посвящена также статья М.В. Тащиной (1954). В той же части Рудного Алтая были проведены исследования П.В. Иншина, имевшие одним из результатов петрографическую характеристику вулканических пород Завадинского рудного поля (Иншин, 1960).

Из обобщающих работ 50-х годов, касающихся вулканитов Рудного Алтая, заслуживает внимания попытка петрохимического сопоставления различных по фациальности магматических пород северо-западной части Рудного Алтая, принятая Д.И. Горжевским и Е.Б. Яковлевой (1956). Вторая сводная работа, посвященная петрохимии магматических и, в частности, вулканических пород Рудного Алтая, была опубликована П.Ф. Иванкиным и П.Г. Ведерниковым (1960). Д.И. Горжевский (1958) исследовал закономерности размещения различных по составу вулканитов в тектонических структурах региона.

Многолетнее исследование вулканических пород центральной части Рудного Алтая, проводившееся Е.Б. Яковлевой, нашло отражение в ряде работ, посвященных геологии, петрографии и химизму девонских вулканитов этой части Рудного Алтая (Яковлева, 1956, 1957, 1962, 1963а; Коптев-Дворников и др., 1967). Также на материалах по центральной части Рудного Алтая (юго-западное крыло Алейского антиклинория) основаны исследования В.С. Кузубового, в которых, в частности, анализируется история развития девонских вул-

канических процессов и предлагается формационное расчленение девонских вулканических пород (Кузубный, Каймакова, 1963).

В 1965 г. вышла в свет работа Л.И. Звягинцева, посвященная палеозойским вулканическим комплексам юго-восточной части Рудного Алтая и представляющая собой, кроме того, первую для Рудного Алтая сводную характеристику последевонских вулканических образований. Вскоре после этого были опубликованы результаты исследований Н.Г. Бузковой верхнепалеозойских вулканических образований Сержихинской мульды (Бузкова, 1969а,б), в которых характеризуется петрография и химизм этих пород.

Проблема формационного расчленения осадочно-вулканогенных толщ Рудного Алтая стала разрабатываться сравнительно недавно, однако сейчас уже существует несколько схем такого расчленения, основывающихся на обширном фактическом материале (Хисамутдинов, 1960, 1963, 1964б и др.; Кузубный, Каймакова, 1963; Ажгирей, и др., 1967; Иванкин и др., 1969).

Сказанным далеко не исчерпываются работы, в которых нашли отражение вопросы геологии и петрографии вулканических пород региона. Опубликован ряд исследований по различным разделам геологии, в которых содержатся интересные данные о геолого-петрографических особенностях и истории формирования вулканических пород Рудного Алтая (работы Д.И. Горжевского, П.Ф. Иванкина, П.В. Иншина, А.К. Каюпова, В.С. Кузубного, М.Ф. Микунова, М.А. Осипова, В.В. Попова, Н.И. Стучевского, М.Г. Хисамутдинова, Г.Н. Щербы, Г.Ф. Яковлева и др.). К многим из них нам придется обращаться в дальнейшем изложении.

О ПОДРАЗДЕЛЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ РУДНОГО АЛТАЯ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Эффузивный комплекс, по В.С. Коптеву-Дворникову (Коптев-Дворников и др., 1963) - совокупность вулканогенных пород (лавы, туфы, субвулканические тела и др.), образовавшихся между двумя фазами складчатости. Мы следуем главной идее этого определения в том, что ведущим признаком здесь должны быть этапы тектогенеза, однако считаем возможным проводить границу между вулканическими комплексами не только по фазам складчатости, но и по признакам достаточно широко проявленного перерыва в осадконакоплении (при условии, что выделяемые комплексы обладают еще и геолого-петрографической спецификой). В противном случае мы должны были бы объединить в один эффузивный комплекс всю серию вулканитов девона от эйфельских до фаменских включительно, в то время как внутри этой серии выделяются отрезки, специфичные по условиям формирования и петрографическим свойствам.

С учетом сказанного, девонские эффузивно-пирокластические породы Рудного Алтая подразделены далее на следующие вулканические комплексы (указан первичный состав пород).

1. Эйфельский - нижеживетский (березовская, таловская успешская свита и их аналоги) - дацит-липаритовый с подчиненными базальтами.

2. Верхнеживетский - франский (шипдновская, каменевская и снегиревская свита, их возрастные аналоги) - липарито-трахилипаритовый с подчиненными базальтами.

3. Фаменский (пихтовская свита) - андезитовый с подчиненными базальтами.

Продукты последевонской вулканической деятельности подразделяются на комплексы следующим образом.

1. Визейский базальтовый комплекс (ларихинская и кедровская свиты).

2. Верхнекаменноугольный - пермский комплекс (андезиты, базальты сержихинской свиты).

Один из принципов, принятых нами при выделении вулканических комплексов, заключается в том, что комплекс должен включать в себя все отложения данного возраста, содержащие продукты вулканизма этого времени, даже если местного вулканического материала в них нет и присутствует лишь телевулка-

ническая примесь. В качестве примера укажем на фаменский комплекс, включающий в себя как эффузивно-пирокластическую пихтовскую свиту в Алейском антиклинории, так и разновозрастные ей отложения верхов алейской и маймырской свит в Быструшинском и Белоубинском синклинориях. Две последние свиты почти лишены продуктов местного вулканизма, но содержат обильный материал извержений, происходивших в Алейской зоне. Таким образом, один и тот же вулканический комплекс может получать разное фациальное выражение в различных структурных зонах.

Особо следует остановиться на принципе отнесения к тому или иному вулканическому комплексу таких пород, которые, имея эффузивный облик, являются интрузивными по характеру залегания (интрузивные вулканоиды). Те из них, которые явно связаны с вулканическими извержениями, должны рассматриваться вместе с продуктами последних как единый вулканический комплекс. Если такие тела не имели связи с наземным вулканизмом, они могут рассматриваться как самостоятельный вулканический (субвулканический) комплекс. В нашем случае, однако, целесообразно описать кислые порфировые тела не по комплексам, а по геолого-петрографическим типам и посвятить им отдельную главу, так как возрастные расчленения таких пород представляют на Рудном Алтае самостоятельную проблему, еще далекую от полного решения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Отложения, относимые к эйфелю — нижнему живету, весьма широко распространены на Рудном Алтае, слагая, в частности, крылья Синошинского и Алейского антиклинориев. Вулканические породы присутствуют во всех разрезах этих отложений, однако количество их в различных структурных зонах колеблется от существенного до резко преобладающего.

Ниже приведена характеристика строения осадочно-вулканогенных толщ этого возраста в различных районах.

Алейский антиклинорий

Область юго-восточного замыкания антиклинория, Алейский антиклинорий характеризуется в целом весьма высоким участием вулканитов в строении девонских отложений. Известен ряд мест, где это заметно особенно хорошо, — район Верх-Убы, район Шемонаихи, Корбалихинское рудное поле близ Змеиногорска.

Относительная распространенность различных пород в разрезе эйфельских — нижнеживетских отложений близ горы Холозовой (район Верх-Убы) следующая. В составе толщи мощностью около 1640 м присутствуют: осадочные породы (терригенные и известковые) — 22%; вулканиты липаритового состава — 72%; вулканиты базальтового состава — 6%.

Таким образом, в эйфеле — раннем живете интенсивность кислого вулканизма была здесь такова, что суммарная мощность вулканических пород липаритового состава достигла 1200 м. Из них почти половина приходится на лавы, а остальное — на туфы и пластовые субвулканические тела, представленные в примерно равном количестве. Коэффициент эксплозивности составляет для кислых извержений 37. Мощность пачек, сплошь сложенных кислым вулканическим материалом, достигает 70 м (фиг. 3). Вулканиты базальтового состава имеют в этом разрезе спорадическое распространение.

В средней части разреза на отрогах горы Холозовой, там, где предположительно отмечается переход от березовской свиты к таловской, присутствуют прослои вулканомиктово-аркозовых песчаников, содержащих пропластки алевролитов. Псаммитовая фракция песчаников состоит из неокатанных зерен кварца и альбита. Характерно присутствие обломочных пластинок разложенного биотита, размером до 1 мм. Глинистый цемент таких песчаников содержит весьма значительную витрокластическую примесь. Это показывает, что при накоплении описываемой осадочно-вулканической толщи периоды приостановки местных вулканических извержений знаменовались накоплением продуктов размыва гранитоидов и тонкого витрокластического материала, поступавшего из других районов.

Для отложений березовской и таловской свит в этом районе характерно резко выраженное слоистое строение и пестрота состава, отраженная на фиг. 3. Здесь на пепловые витрокластические туфы кварцевых альбитофиров налегают среднезернистые вулканомиктовые песчаники, сложенные полуокатанными обломками кварца и альбита, а также частицами кварцевых альбитофиров. Зерна, слагающие около 60% объема породы, располагаются без признаков кон-

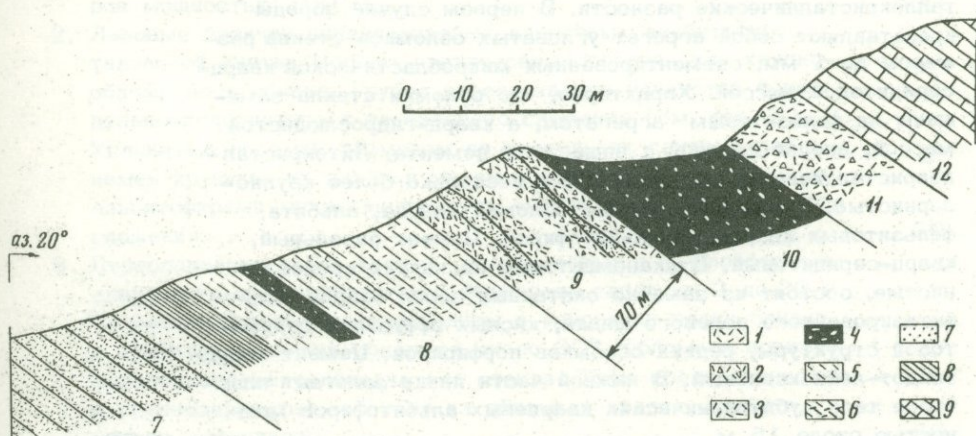
формных соотношений. Цемент кремнисто-глинистый с примесью тонкого витро-кlastического материала, замещенного глинистым веществом. На слое песчаников согласно залегают темные серовато-фиолетовые алевролиты. Алевритовая фракция - кварц и альбит, цемент глинистый, насыщенный гематитовой пылью.

Туффиты базальтовых порфиров, имеющие с алевролитами четкий согласный контакт, - мелко- и среднезернистые, темно-серые, местами с фиолетовым оттенком. В псаммитовой фракции преобладают частицы (1-3 мм) стекловатого базальтового шлака интенсивно пузыристого строения, замещенного окислами железа. Присутствуют обломки кварцевых альбитофиров, по-видимому, перетолженные. Цемент микрочешуйчатый, глинистый. Внутри туффитовой пачки наблюдается прослой базальтовых шлаковых лав, густо (на 60-70% объема) насыщенных пористыми, выполненными калцитом.

Проявления основной магмы очень быстро сменились значительно более мощными накоплениями липаритового вулканического материала, которые были перекрыты затем потоком пузыристых базальтов мощностью около 25 м (пачка 10). После этого произошло излияние липаритовых лавобрекчий (пачка 11), вслед за чем вулканическая деятельность прекратилась на длительное время, достаточное для отложения 100-метровой пачки органогенных известняков (пачка 12), в течение которого сюда не поступали вулканические продукты ни местного, ни аллохтонного происхождения. Строение верхней части той же толщи показано на фиг. 4. Здесь видно переслаивание преобладающих по мощности лавовых брекчий с аргиллитами и основными эффузивами. Присутствуют пластовые интрузии габбро-диабазов.

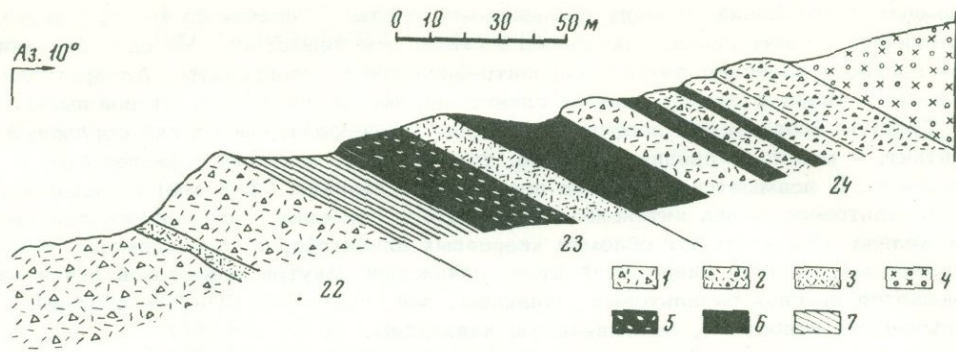
Описанные фрагменты разреза иллюстрируют ряд особенностей строения толщи эйфеля - нижнего живета в данном районе, важных в геолого-историческом отношении: а) контрастность состава сменявших друг друга вулканических продуктов (переслаивание базальтового и липаритового материала); б) окислительные условия среды осадконакопления и краснокаменный характер перерождения эффузивов в некоторые моменты истории, при общем зеленокаменном изменении эффузивов; в) существование перерывов в отложении продуктов вулканизма (как местного, так и удаленного), что выразилось в накоплении пачек чистых известковых осадков.

Юго-западное крыло антиклинория, район южнее Шемонаихи. По данным В.С. Кузубного и Б.П. Бедарева, проводивших в этом районе геологическую съемку, отложения березовской, лосишенской и таловской свит до-



Фиг. 3. Характер строения березовской свиты в районе Верх-Убы

1 - кварцевые альбитофиров; 2 - их лавобрекчий; 3 - их туфы; 4 - базальтовые порфириты; 5,6 - глинистые туффиты основного (5) и смешанного (6) состава; 7 - песчаники кварц-альбитовые; 8 - алевролиты кремнисто-глинистые; 9 - известняки органогенные



Фиг.4. Характер строения таловской свиты в районе Верх-Убы

1 и 2 - лавобрекчии кварцевых альбитофиров: агломератовые (1) и средне-обломочные (2); 3 - туфы кварцевых альбитофиров; 4 - кварцевый альбитофир, интрузивный; 5 - базальтовые порфириты, шлаковые; 6 - габбро-диабазы пироксеновые; 7 - аргиллиты кремнистые

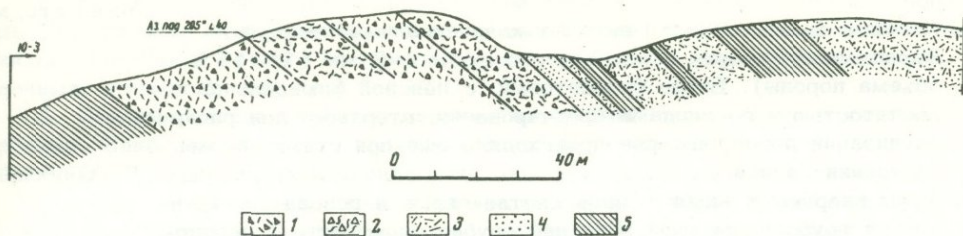
стигают здесь мощности 1700 м и в значительной части состоят из вулканических пород преимущественно кислого состава.

По данным Т.А. Румянцевой (1963), на участке Рулихинского месторождения таловская свита мощностью более 600 м сложена почти целиком кислыми эффузивами.

Приведем описание разреза отложений девона в районе гора Силькова - пос. Рулиха, составленное по данным маршрутов А.И. Рычкова и В.И. Чернова.

Разрез, проходящий с северо-востока на юго-запад через гору Силькову, начинается в отложениях нижней части лосишенской свиты. Описание ведется снизу вверх.

	Мощность, м
1. Переслаивание кислых туфов и вулканомиктовых песчаников, представленных в примерно одинаковом количестве. Мощность слоев 10-20 м. Туфы мелко- и среднезернистые, серые и буровато-серые. Преобладают витрокластические и литокристаллокристаллические разности. В первом случае породы представляют собой агрегат угловатых обломков стекла размером до 1 мм, сцементированных микробластической кварц-серицитовой массой. Характерно, что обломки стекла замещены не фельзитовым агрегатом, а кварц-гидрослюдистой массой, вполне сходной с веществом цемента. Литокристаллокристаллические разности туфов несколько более крупнозернистые. В них преобладают обломки кварца, альбита, фельзитовых кварцевых альбитофиров. Цемент базальтовый, кварц-серицитовый. Вулканомиктовые песчаники среднезернистые, состоят из заметно окатанных зерен кварца, альбитизированного полевого шпата, кислых эффузивов фельзитовой структуры, редких обломков порфиритов. Цемент кварц-эпидот-лейкоксеновый. В нижней части пачки залегает пластовое тело субвулканических кварцевых альбитофиров мощностью около 15 м	170
2. Пачка известковистых алевролитов с прослоями известняков. Известняки обычно хорошо сохраняют свое органогенно-детритусовое строение. В средней части пачки прослой среднезернистого туфа кварцевого альбитофира мощностью около 15 м	250
Закрытый интервал около 70 м. Признаки разлома.	



Фиг.5. Разрез нижней части таловской свиты близ р. Таловки

1 и 2 - лавовые брекчии кварцевых альбитофиров такситовой (1) и флюидально-полосчатой (2) текстуры; 3 - туфы кварцевых альбитофиров средне- и крупнозернистые; 4 - туффиты кислые алевритовые; 5 - аргиллиты и алевролиты кремнистые

Мощность, м

3. Толща кислых эффузивов. Сотни метров лавобрекчий кварцевых альбитофиров с неясным грубым (десятки метров) чередованием разностей несколько различных по структуре. Различаются угловатые обломки кислой лавы флюидально-полосчатой или однородной, сцементированные такой же по составу и структуре лавовой массой. Преобладают олигофиновые разности с вкрапленниками кварца и альбита. Породы несут признаки поствулканической аргиллизации и окремнения. 700

В описанной части разреза две нижние пачки относятся к лосишенской свите, а толща кислых эффузивов - к таловской.

Разрез в районе с.Рулихи начинается на правом берегу ручья Купоросного (в 2 км выше его устья) и проходит далее на юго-запад через водораздел к р.Таловке. Описание ведется снизу вверх (фиг. 5).

Мощность, м

1. Кремнистые аргиллиты и алевролиты лосишенской свиты, интродуцированные пластовым телом¹ кварцевых альбитофиров мощностью 100 м 350
2. Лавовые брекчии эпидиаритовых кварцевых альбитофиров таловской свиты. Породы светло-серые средне- или крупно-обломочного облика. Грубое переслаивание разностей флюидально-полосчатого и такситового сложения (см. фиг. 5). Угловатые обломки размером до нескольких сантиметров и цементирующая их лавовая масса представлены кварцевыми альбитофирами микротакситового, местами микропузыристого сложения 70
3. Переслаивание туфов кислых, светло-серых с темно-серыми алевролитами и аргиллитами. Мощность слоев от 2 до 20 м. Кремнисто-глинистые алевролиты в основании пачки близки к туффитам, так как содержат около 30% обломков аргиллизированного микрополосчатого стекла. Туфы среднезернистые и крупнозернистые, состоят из обломков кварца, альбита, кислых эффузивов 50
4. Туфы кварцевых альбитофиров средне- и крупнозернистые, розовато-серые, часто зеленоватые. Под микроскопом - микробластическая кварц-альбит-серицитовая масса, в которой различаются контуры угловатых обломков фельзит-порфириновых пород (до 4-5 мм) 60

¹ Мощностью тела кварцевых альбитофиров включена в общую мощность.

5. Лавовые брекчии эпипаритовых кварцевых альбитофиров. Вкрапленники кварца и альбита размером 1–2 мм (10–15 % объема породы). Базис фельзитовый, с неясной флюидалной полосчатостью и со следами брекчирования, стертymi при раскристаллизации пород, которое происходило еще при стекловатом состоянии базиса 70
6. Туфы кварцевых альбитофиров светло–серые и розоватые, крупно– и грубообломочные. Неясная грубая слоистость с чередованием более и менее крупнозернистых пород. Преобладают литокластические разности. Интенсивная перекристаллизация и метасоматическое окварцевание 40
7. Лавовые брекчии кварцевых альбитофиров светло–серые с микротакситовой и флюидално–полосчатой текстурой 40
8. Туфы кварцевых альбитофиров крупно– и грубозернистые, литокластические 90
9. Лавовые брекчии кварцевых альбитофиров, подобные описанным в основании вулканогенного разреза 30
10. Туфы эпипаритовых кварцевых альбитофиров, крупнозернистые, литокластические. Состоят из обломков фельзитов, иногда сохраняющих следы перлитового и флюидално–полосчатого сложения 75
11. Лавовые брекчии кварцевых альбитофиров. Характерно присутствие пузыристых лав, близких к вулканическим шлакам. 60
12. Чередование пластов и линз мощностью в первые десятки метров, сложенных туфами и лавовыми брекчиями кварцевых альбитофиров. Светло–серые, внешне весьма сходные породы различаются лишь под микроскопом характером цемента: в туфах он сильнее перекристаллизован и замещен бластическим кварцем 200

Продолжение разрезов – в левом борту ручья Купоросного у его устья. Эти породы отнесены В.А. Комар уже к каменевской свите.

13. На кислых вулканических породах, подобных описанным в предыдущей пачке, залегают зеленовато–серые туфы андезит–дацитовых порфиритов 50
14. Пачка алевролитов и песчаников. Зернистая фракция песчаников (70%) состоит из кварца (30%) и альбита (40%), с признаками развития по калиевому полевоому шпату 20
15. Туфы кварцевых альбитофиров зеленовато–серые, крупнозернистые, литокристаллокластические, с редкими маломощными (1–2 м) прослоями аргиллитов Неполная 50

Отметим общие особенности разреза девонских отложений в данном районе.

1. Лосишенская свита характерна резким преобладанием осадочных карбонатных и терригенных пород над вулканическими. Последние имеют кислый состав. Из общей мощности в 420 м на долю карбонатных алевролитов и известняков приходится около 250 м, вулканомиктовых песчаников – 90 м и кислых туфов – 80 м.

2. Таловская свита мощностью около 700 м почти исключительно вулканогенная; кремнисто–глинистые осадочные породы слагают не более 5% ее общей мощности.

3. Кварцевые альбитофиры часто сохраняют признаки первичного липаритового состава. Породы лавовой фации почти целиком лавобрекчии. Относительное количество лавобрекчий и туфов меняется по простиранию, но роль лавовых брекчий везде велика и коэффициент эксплозивности не превышает 50.

4. Условия формирования вулканической толщи подводные: осадочные породы, налегающие на вулканиты, всюду тонкие алевроито-пелитовые морские осадки без признаков грубого материала, характерного для трансгрессивных осадочных отложений.

5. Породы разреза заметно, местами интенсивно окварцеваны и пиритизированы. Наиболее резко это проявлено в туфах, в меньшей степени в лавобрекчиях. В алевролитах и аргиллитах такие изменения почти не заметны.

Северо-восточное крыло антиклинория, район Корбалихинского рудного поля. Приведем разрез, который начинается в районе Мельничных сопок с отложений березовской свиты (снизу вверх).

	Мощность, м
1. На размытой поверхности кварц-хлорит-серицитовых сланцев нижнего палеозоя залегает горизонт конгломератов, содержащий прослой (1-2 м) алевролитов и аргиллитов, серо-зеленых благодаря большому содержанию в них хлорита. В песчистой фракции конгломератов - метаморфические сланцы подстилающей толщи, жильный кварц, изредка - обломки розоватых филлитов, не встреченных на Рудном Алтае в коренном залегании. В основании горизонта конгломератов и внутри его - пластообразные (2-3 м) внедрения кварцевых альбитофиров	Около 20
2. Песчаники среднезернистые, кварц-полевошпатовые (аркозовые)	10
3. Туфы кислые, тонкозернистые, витрокластические	10
4. Переслаивание кремнистых аргиллитов с мелкозернистыми кислыми туфами. Прослой кислых алевроитовых туффитов . . .	30
5. Известняки с остатками кораллов, мшанок и брахиопод . . .	25
6. Аргиллиты кремнистые, темно-серые, с редкими прослоями туфов кварцевых альбитофиров, мелко- и среднезернистых, витрокристаллокластических	110
7. Песчаники аркозово-вулканомиктовые, средне- и крупнозернистые	75
8. Аргиллиты и алевролиты кремнистые и карбонатные, с редкими прослоями туфов кварцевых альбитофиров, средне- и мелкозернистых, мощностью 5-10 м	140
9. Известняки криноидные	35
10. Межпластовое внедрение кварцевых альбитофиров	30
11. Пачка аргиллитов и алевролитов, в том числе кремнистых, заключающая пластовые субвулканические тела кварцевых альбитофиров мощностью 5-15 м (на их долю приходится около 50 м)	300
12. Толща туфов и лав кварцевых альбитофиров, относимая к таловской свите. Залегает согласно на аргиллитах. В составе ее наблюдается грубое неясное чередование пластов и линз мощностью 10-50 м, сложенных туфами различной структуры, лавами и лавобрекчиями кварцевых альбитофиров, среди которых в виде реликтов присутствуют липаритовые порфиры. Среди эффузивов выделяются две разности - массивные и тонкополосчатые, первые развиты преимущественно в нижней и средней частях свиты, вторые встречаются в основном в верхней ее половине. В составе толщи встречаются пластообразные и линзовидные тела внедрившихся кварцевых альбитофиров мощностью до нескольких десятков метров, которые залегают согласно и не всегда отличимы от лав. Не редки и дайки кварцевых альбитофиров той же субвулканической фации. Мощность таловской свиты, по-видимому, несколько сокращена размывом, происходившим перед отложением вышележащей шипуновской свиты	500

Изменения описанного разреза по простиранию можно видеть северо-западнее, в районе Карамышевских рудопроявлений, и еще далее — в районе пос. Воронежского. Относительной выдержанностью обладает горизонт вулканомиковых и аркозовых песчаников, который, хотя и меняется в мощности, прослеживается на всем этом 10-километровом интервале, залегая не выше 250 м от основания девонского разреза. Количество вулканических пород в разрезе несколько меняется. С юго-востока на северо-запад убывает суммарная мощность субвулканических пластовых тел кварцевых альбитофиров в березовской свите и роль вулканических туфов в ее составе, одновременно возрастает карбонатность ее отложений. Излияния кислых лав в формировании березовской свиты не участвовали. Все пластовые тела кварцевых альбитофиров, для которых удалось провести детальное изучение контактов, оказались силловыми, очевидно, связанными с формированием эффузивно-пирокластической таловской свиты.

Следует отметить также присутствие основных эффузивов среди отложений березовской свиты. Это прослои альбитизированных базальтовых порфиритов мощностью в несколько метров, встречающиеся среди кремнистых аргиллитов. В разрезе Мельничных сопков они встречены не были, однако северо-западнее на участке первого Карамышевского месторождения шурфами было вскрыто несколько пластов миндалекаменных афировых базальтовых порфиритов, обнаруживающих местами ясную сфероидальноподушечную отдельность. Такие же базальтовые порфириты на том же участке были встречены и в виде послыно внедрившихся тел мощностью до нескольких метров.

Разрез березовской и таловской свит на Корбалихинском рудном поле характеризуется следующим участием различных типов пород в его строении. При общей мощности в 700–800 м березовская свита содержит 75% осадочных пород, в том числе: аргиллитов, алевролитов и известняков 60% песчаников вулканомиковых и аркозовых 10%, конгломератов 5%; 20% ее мощности сложено кислыми вулканитами, среди которых туфов 10%, пластовых внедрений 10%, основных эффузивов в составе свиты 5%. Таловская свита общей мощностью в 500 м содержит туфов кварцевых альбитофиров 60%, кварцевых альбитофиров лавовой и субвулканической фации 40%. Алевролиты и известняки представлены единичными прослоями.

Быструшинский синклиорий

Северо-восточное крыло синклиория, среднее течение р. Убы. Вулканогенно-осадочная толща эйфеля и нижнего живета слагает нижнюю часть разреза по линии Малая Снегириха — Уба. Девонские отложения обладают здесь повышенной мощностью и на долю описываемой толщи приходится около 3100 м. Она представляет собой переслаивание терригенных осадочных пород (аргиллитов и алевролитов, часто карбонатных, подчиненных полимиктовых песчаников), среди которых присутствует немного прослоев эффузивно-пирокластических пород кислого и основного состава, но в весьма большом объеме отмечаются межпластовые интрузии кислых пород эффузивного облика, на долю которых приходится около 1000 м из общей мощности разреза. Остающиеся 2100 м характеризуют, таким образом, мощность отложенного осадочного и вулканического материала. Из них: осадочных пород — 1750 м, кислых вулканитов — 280 м, основных вулканитов — 70 м.

Среди кислых вулканических пород резко преобладают туфы, но присутствуют и лавовые брекчии. Туфы образуют пласты мощностью от 10 до 70 м, лавовые брекчии входят как составная часть в наиболее мощные существенно туфогенные пачки, причем отделить их в поле от туфов обычно не удается, так как различия между ними стерты интенсивной перекристаллизацией. Наиболее мощная пачка кислых вулканических пород, включающая в себе зернистые туфы, лавобрекчии и, по-видимому, пластовые внедрения того же состава, обозначена в рельефе грядой, огибая которую с юга р. Уба образует очень крутую петлю. Из пород, входящих в состав этой пачки, привлекают внимание брекчиевидные фельзиты грубообломочного облика и пестрой окраски, залегающие в

виде пластов и линз. Породы такого типа, встречаемые и в других районах Рудного Алтая, описываются далее под названием "брекчиевидных фельзитов брексинского типа" и условно относятся нами к лавобрекчиям. Вулканические породы базальтового состава представлены редкими прослоями (мощностью в 5-10 м) миндалекаменных лав и туфов среди алевролитов и песчаников.

Наблюдая в данном разрезе частое переслаивание вулканических пород с тонкими алеврит-пелитовыми осадками, можно видеть, что контакты между ними четкие и ровные и осадочные породы налегают на вулканические без следов размыва. В последовательности псаммитовых и алеврит-пелитовых осадков видна некоторая ритмичность, однако продукты вулканических извержений не занимают определенного места в чередовании осадков и не образуют с последними закономерных ассоциаций, именуемых ритмами.

В заключение подчеркнем две особенности описанного разреза, очевидно находящиеся в причинной связи. Одна из них - повышенная общая мощность отложений девона в данной структурной зоне и, следовательно, значительная глубина, на которой оказались отложения рассмотренной части разреза после своего формирования. Другая особенность - интенсивная перекристаллизация кислых вулканических пород, сплошь замещенных кварц-альбитовым бластическим агрегатом и почти повсеместно утративших свой первичный минеральный состав и детали структуры.

Синюшинский антиклинорий

Лениногорское рудное поле. Г.Н. Щербой в составе эйфельской толщи, слагающей данный район, были снизу вверх выделены следующие свиты (Щерба, 1957б):

	Мощность, м
1. Риддерская (лениногорская) осадочно-вулканогенная свита; алеврит-пелитовые породы, лавы и туфы порфиритов, туфы кислого состава	200-300
2. Крюковская свита, состоящая в основном из кварцевых альбитофиров и их туфов с подчиненными прослоями алеврит-пелитовых осадков	300-400
3. Ильинская эффузивно-пирокластическая свита с резко подчиненными осадочными прослоями. Для вулканических пород характерно чередование кислых разностей с порфиритами, заметно преобладающими по суммарной мощности	100-300
4. Сокольная свита рассматривается как осадочно-эффузивная, без существенного участия пирокластов. К лавам отнесены кислые порфиновые породы, пластовые тела которых слагают почти половину мощности свиты. После того как они были вскрыты карьером на горе Сокольной, появились данные об их интрузивном характере, в связи с чем они описываются далее в разделе, посвященном порфировым интрузиям.	Более 300

Стратиграфическая схема Г.Н. Щербы остается в своей основе общепринятой и используется нами как база для детализации геолого-петрографических особенностей вулканитов, участвующих в строении девонской толщи. Приведем описание разреза в карьере на горе Сокольной (датировка отложений по В.А. Кома-мар).

Мощность, м

1. В основании разреза - переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые песчаники крюковской свиты Обнаженная 10-15
2. Нижняя пачка ильинской свиты: кремнистые аргиллиты и алевролиты с характерным зеленым или лиловым оттенком вследствие повышенного содержания железа. Вулканические породы преимущественно туффиты (от крупнозернистых до

алевроитовых), вулканокластический материал в составе кото- рых отвечает кварцевым альбитофирам и часто содержит при- месь обломков основных эффузивов. Присутствуют прослой ту- фов основного состава	36
3. Вишнево-красные и бурые органогенные известняки с прослоя- ми вулканомиктовых песчаников	14
Вышележащие отложения отнесены к сокольной свите.	
4. Частое переслаивание аргиллитов и алевролитов, в том числе кремнистых и карбонатных. Подчиненные прослой кварц-аль- битовых вулканомиктовых песчаников. Грубопластовые интру- дированные тела ¹ кварцевых альбитофиров и пузыристых ба- зальтовых порфиритов.	Около 85
5. Переслаивание аргиллитов и алевролитов, часто известкови- стых. Прослой аргиллизированных витрокластических туфов и туффов	23
6. Кремнистые аргиллиты с прослоями вулканомиктовых печа- ников	33
7. Переслаивание аргиллитов, кремнистых туффов, туфов и ла- вобрекчий кварцевых альбитофиров	35
8. Переслаивание кремнистых аргиллитов и алевроитовых туффи- тов. На этих отложениях, относимых к сокольной свите, раз- рез заканчивается.	Сохранившаяся 15

Описанный разрез не охватывает отложений нижней части девонской толщи (ленингорская свита), для характеристики которой обратимся к материалам бурения (скв. 1125).

Отложения, залегающие на метаморфической толще додевонского возраста, отличаются очень тесным сочетанием в их составе тонкого терригенного осадочного вещества и вулканокластического материала, преимущественно грубо-обломочного. Типично переслаивание алевроит-пелитовых осадков с грубозернистыми и агломератовыми туфами и туффитами, часто имеющими аргиллитовый цемент. Вулканокластический материал этих пород: кварцевые альбитофиры, обломки кварца и альбита. Характерны разности, содержащие аргиллизированные обломки стекла. Мощность свиты здесь около 400 м.

В заключение перечислим главные особенности девонских отложений Лениногорского рудного поля.

1. Преимущественно осадочный состав разреза с резким преобладанием в нем тонких алевроитовых и пелитовых морских осадков. Широкое развитие пластобразных внедрившихся тел кислых и основных пород вполне эффузивного облика. Если исключить их из подсчета, то соотношение суммарных мощностей составит: алевролиты (и алевроитовые туффиты), аргиллиты, известняки - 70%; вулканомиктовые песчаники и псаммитовые кислые туффиты - 15%; туфы и лавобрекчи кварцевых альбитофиров - 15%.

2. Существенно карбонатный состав алевроитовых и пелитовых пород. Резкое обогащение их железом на некоторых интервалах разреза. Присутствие горизонтов с высокой окисленностью железа (малиновые) среди отложений с малой степенью окисления (зеленовато-серые).

3. Кислые порфировые породы и базальтовые порфириты послонных внедрений несут признаки приповерхностных условий образования (пузыристость, местами шлаковый облик) и, следовательно, близки по времени формирования к вмещающей толще.

4. Как указывалось предыдущими исследователями (Шерба, 1957; Попов, 1968), резкие изменения характера разреза вулканических пород по простира-нию, перепады их мощности и вариации в фациальном характере, по-видимому,

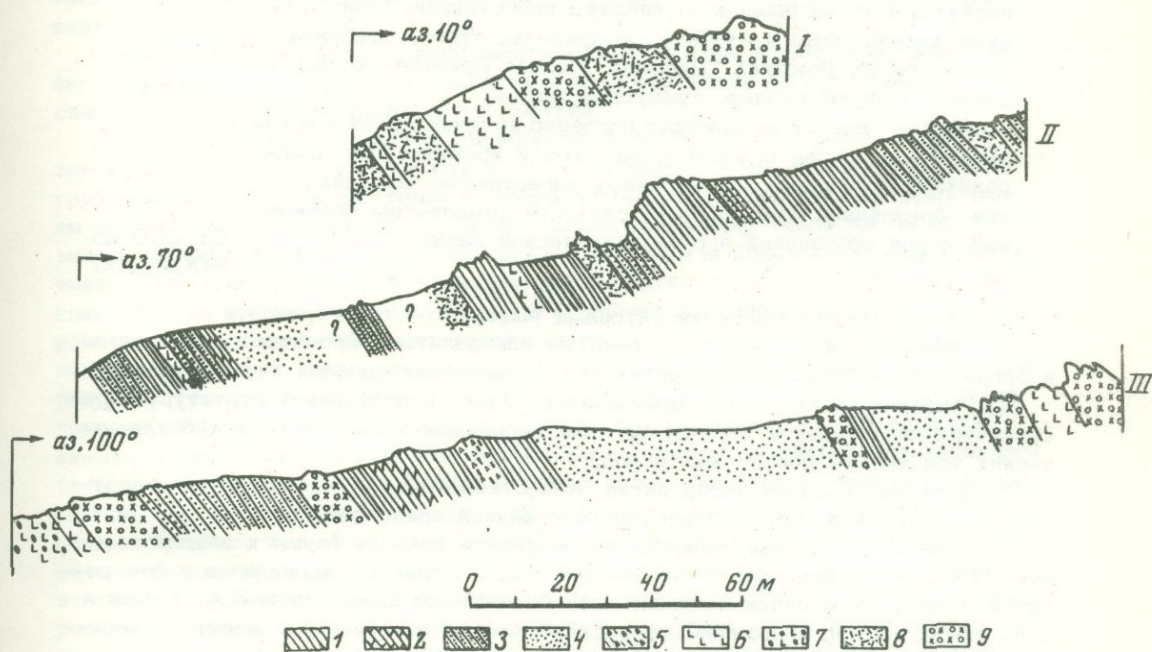
¹ Мощность внедрившихся тел не включена в общую мощность.

следствие того, что на данной площади в эйфеле действовало несколько вулканических аппаратов. Одним из результатов их деятельности явились, по Г.Н. Щербе (1954, 19576), вулканокупола – пологие куполовидные поднятия, сложенные продуктами кислых извержений и облегаемые пластами отложившихся на них осадков. В.В. Попов приходит к выводу, что "липаритовые и дацитовые порфиры образуют сплошной покров в основании разреза среднего девона на всей площади Лениногорской структурно-фациальной подзоны" (Попов, 1968, стр. 28). Наши данные показывают, что по крайней мере часть тел кислых порфировых пород в сокольной свите представляет результат послойных внедрений кислой магмы, но что по условиям своего становления они мало чем отличаются от экструзивных образований.

5. Особенностью петрографии туфов и туффитов является поствулканическая аргиллизация их витрокластических разностей, описанная далее.

Успенско-Карелинская зона. По данным Е.Б. Яковлевой (1963), здесь (в районе горы Южной) лениногорская свита имеет мощность до 500 м и состоит в основном из кислых вулканических пород (преимущественно липарит-дацитовых туфов). Крюковская свита мощностью около 200 м – аргиллиты, алевролиты и известняки с подчиненными линзами кислых лав. Ильинская и сокольная свиты общей мощностью 800–950 м преимущественно вулканогенные с преобладанием основных вулканитов (туфы базальтовых порфиритов) над кислыми.

Изучение разреза близ пос.Ливина показывает большое разнообразие кислых вулканических пород и значительную роль среди них субвулканических тел, что видно на разрезах фиг. 6. В целом на долю осадочных пород приходится около половины мощности толщи. Среди них присутствуют в приблизительно рав-



Фиг.6. Характер строения толщи эйфеля в долине р. Филипповки

Свиты: I – успенская; II – ильинская; III – лениногорская. 1 и 2 – аргиллиты и алевролиты кремнистые (1) и карбонатные (2); 3,4 – песчаники вулканомиктовые, мелкозернистые (3) и среднезернистые (4); 5 – аргиллиты с глыбовым вулканокластическим материалом (кислым); 6 – базальтовые порфириты; 7 – то же, с желваками эпидозитов; 8 – туфы кварцевых альбитофиров; 9 – кварцевые альбитофиры интрузивные

ном количестве алеврит-пелитовые осадки (кремнистые и карбонатные) и вулканомиктовые песчаники. Кислые вулканиты, слагающие около одной трети разреза, представлены кварцевыми альбитофирами субвулканической фации и туфами того же состава. Кислые лавы в этом районе почти отсутствуют и эксплозивный коэффициент составляет для эйфельской толши не менее 80. Широко развитые здесь пласты базальтовых порфиритов представляют собой как лавы, так и межпластовые внедрения.

Зыряновское рудное поле

На основе работ А.К. Каюлова, Г.А. Флерова, А.Н. Санарова, Т.И. Казанцевой, С.А. Солтан, М.П. Тырнова и др., можно дать следующее краткое описание разреза девона на Зыряновском рудном поле (снизу вверх).

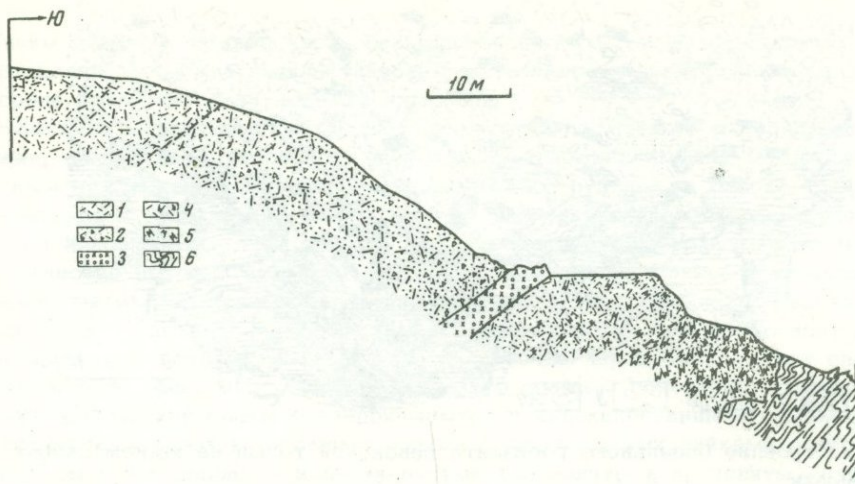
	Мощность, м
Ревнюшинская свита	
1. На кварц-хлоритовых сланцах фундамента залегает базаль- ный горизонт (песчаники, конгломераты, туфо-конгломераты)..	Несколько десятков
2. Горизонт зернистых туфов кварцевых альбитофиров и кварце- вых порфиров. Пласты и линзы кислых лав.	Местами 200
3. Порфироидный горизонт, сложенный в своей нижней части алевролитами и подчиненными песчаниками. Встречаются линзы известняков, в частности рифогенных. Вверху по раз- резу возрастает количество прослоев и линз основных вул- канитов. Отмечаются подчиненные прослои кислых вулкани- ческих пород	50-400
4. Пятнистый горизонт. Частое переслаивание алевролитов и песчаников с подчиненными линзами известняков. Присутст- вуют кислые лавы и туффиты. В пределах этого горизонта на некоторых участках (Ландман, Лесная Пристань и др.) широко развиты кислые порфириновые породы	250
Маслянская свита залегает согласно на предыдущей и пред- ставлена в основном известковистыми и кремнистыми алев- ролитами с линзами органогенных известняков. Вулканичес- кие образования представлены сложным комплексом порфиро- вых пород эффузивной и субвулканической фации	От 200 до 800-1000

В составе маслянской свиты авторами выделяется три горизонта.

1. Нижний горизонт - известковистые алевролиты с прослоями рифогенных и органогенно-обломочных известняков. Подчиненные прослои кислых туфов.
2. Горизонт кислых пород эффузивного облика и порфириковой структуры. Присутствует значительное количество пластообразных и линзовидных субвулканических тел кислых порфиритовых пород.
3. Верхний горизонт алевролитов известково-кремнистых, с прослоями углистых аргиллитов. Линзы известняков с фауной криноидей.

Описанные отложения отнесены на основании находок фауны к эйфельскому веку. Выше они переходят в флишвидную толщу углистых аргиллитов и алевролитов, содержащую пачки полимиктовых песчаников, выделенную В.А. Комар и А.А. Кренигом под названием хамирской свиты и относимую к живету - верхнему девону. Мощность этой свиты 800-1400 м.

Как видно из данных указанных выше исследователей, в среднедевонском разрезе Зыряновского рудного района наблюдается сложное сочетание кислых вулканических пород, представляющих как продукты извержений, так и внедренный субвулканического типа. Сложность картины усугубляется тем, что среди последних развиты разности, автобрекчированные в процессе формирования и сходные с вулканокластическими образованиями. Все это послужило причиной дискуссии о роли эффузивно-пирокластических пород, с одной стороны, и субвулканических, с другой, в строении эйфельского разреза данного района.



Фиг.7. Разрез нижней части среднедевонской толщи на горе Ревнюхе

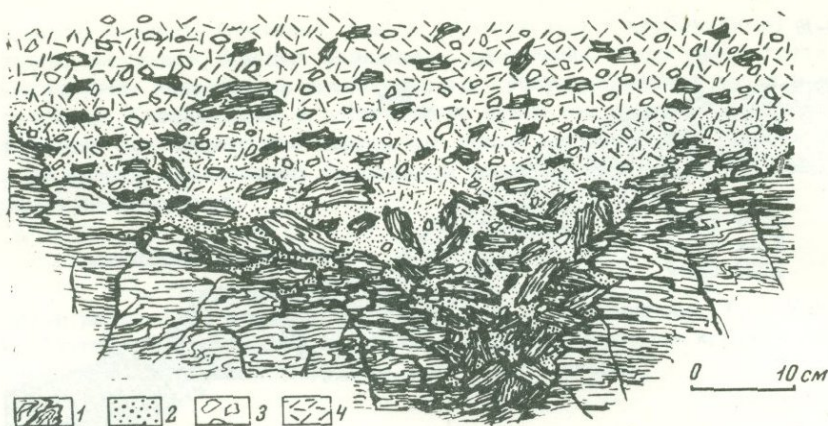
1 и 2 – туфы кварцевых альбитофиров среднезернистые (1) и крупнообломочные (2); 3 – кварцевые альбитофиров; 4 – туфы кислые, с обломками сланцев фундамента; 5 – базальный горизонт; 6 – метаморфические сланцы

Для того чтобы оценить участие вулканических пород в строении изучаемых толщ, приведем несколько примеров строения ревенюшинской и маслянской свит.

Строение нижней части ревенюшинской свиты на горе Ревнюхе показано на фиг. 7, где виден характер ее налегания на додевонские метаморфические сланцы кварц-карбонат-хлоритового состава.

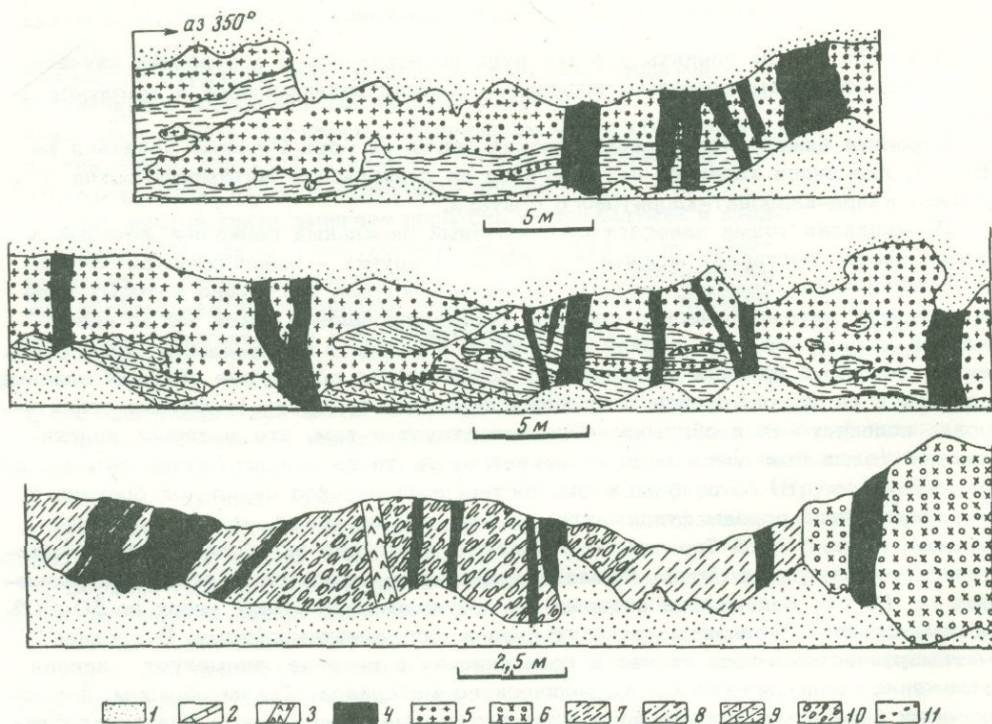
В основании толщи залегает своеобразный базальный горизонт, который в одних местах достигает мощности в 50 м, в других – выклинивается. Это – грубообломочные брекчии, темные, зеленовато-серые, в составе которых видны обломки метаморфических сланцев, сцементированные такой же по цвету массой кварца, альбита, серицита, хлорита и кальцита бластоалевритового строения. Местами брекчия представляет собой плотно сомкнутые обломки зеленых сланцев и ее трудно отличить от пород фундамента, однако различная ориентировка полосчатости в обломках свидетельствует о том, что материал подстилающей толщи был здесь если не переотложен, то во всяком случае интенсивно разрушен (фиг. 8). Так происходит постепенный переход базальной брекчии в элювирированные породы фундамента, но мы, тем не менее, можем наметить нижнюю границу этой брекчии по появлению в составе их кислого вулканокластического материала. Это – белые обломки кварц-альбитовых фельзитов размером до 10 см, содержание которых быстро возрастает снизу вверх до 50–60% объема брекчии. Фельзиты не несут следов динамометаморфизма. В составе метаморфической толщи их нет и появление их в разрезе знаменует начало отложения среднедевонского вулканического материала. Таким образом, формирование базальных брекчий произошло путем смешения кислого вулканокластического вещества с массой обломков сланцев подстилающей толщи, которая, имея глубоко изрезанную поверхность, интенсивно разрушалась с заполнением существовавших в ней карманов обломочной массой смешанного происхождения.

Брекчия вверх по разрезу быстро переходит в крупнообломочный туф кварцевого альбитофира, в котором вулканокластический материал резко преобладает над обломками метаморфических сланцев и в цементе содержится гораздо меньше хлорита и кальцита. Выше крупнообломочные туфы постепенно сменяются среднезернистыми, в которых обломки метаморфических сланцев уже отсутствуют.



Фиг.8. Строение базального горизонта девонской толщи на южном склоне горы Ревнюхи

1 - кварц-кальцит-хлоритовые сланцы фундамента; 2 - кварц-кальцит-хлоритовая псаммитовая масса; 3 - обломки фельзитов; 4 - туфы кварцевых альбитофиров



Фиг.9. Участки стенки дорожной выемки на правобережье р. Хамир

1 - рыхлый материал; 2 - лампрофир; 3 - андезитовый порфирит; 4 - габбро-диабаз; 5 - кислые порфиры с серицитовым базисом; 6 - кварцевые альбитофиров, лениногорско-зыряновский тип; 7 - алевролиты и тонкозернистые песчаники, карбонатные; 8 - туффы кислые, мелко- и среднезернистые, карбонатные; 9 - переслаивание туфов и туффитов, кислых, среднезернистых; 10 - алевролиты с послойными инъекциями серицитизированного стекла; 11 - зоны кальцитовых гнезд в алевролитах

Таким образом, нижняя часть ревнюшинской свиты, мощностью около 70 м, представлена здесь вулканокластическим материалом, сформировавшимся в водной среде при отсутствии лавовых излияний.

Отложения маслянской свиты доступны изучению, помимо многочисленных скважин, в карьере Зыряновского рудника, в дорожной выемке между пос. Путинцевым и р. Бухтармой, в карьере Малеевского рудника, в районе Греховского рудника и в ряде других мест. Повсеместно главной особенностью свиты является преобладание в ее составе алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В качестве примера строения свиты рассмотрим фрагменты ее разреза в дорожной выемке на правом берегу р. Хамир ниже пос. Путинцева. Разрез, проходящий под острым ($40-50^\circ$) углом к простиранию толщи, охватывает лишь незначительную часть ее мощности, но достаточно хорошо показывает главные ее особенности (фиг. 9). Здесь наблюдается сложное сочетание слоистых отложений маслянской свиты с внедрившимися и инъецированными телами кислых порфировых пород и многочисленными более поздними дайками габбро-диабазов. Осадочные породы – известковистые алевролиты и аргиллиты, подчиненные карбонатные туффиты и вулканомиктовые песчаники. Встречаются прослои до нескольких метров, сложенные среднезернистыми породами с довольно хорошей сортировкой псаммитового материала, которые могут быть определены как туффиты и туфы кварцевых альбитофинов, преимущественно кристаллокластические. Многочисленные внедрения и инъециции кислых порфировых пород сильно сказались на облике осадочных отложений. К этим явлениям мы еще вернемся при описании порфировых интрузий.

Часть маслянской свиты, вскрытая в карьере Зыряновского рудника, сложена алевролитами и аргиллитами, преимущественно карбонатными с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников. Эта слоистая пачка интродуцирована грубопослойными телами кислых порфировых пород. В разрезе свиты из 380 м общей мощности около 120 м приходится на долю таких тел. Наконец, в скв. 1300 маслянская свита также сложена карбонатно-терригенными отложениями и каких-либо вулканических пород не содержит.

В итоге можно отметить, что маслянская свита, в отличие от ревнюшинской, имеет в своем составе незначительное количество вулканического материала, встречаемого в виде прослоев и линз туффитов и туфов кварцевых альбитофинов, которые распространены не повсеместно и в некоторых разрезах отсутствуют. С другой стороны, в пределах этой свиты локализована преобладающая часть кислых порфировых тел субвулканической фации, встречающихся в девонском разрезе, которые, будучи распределены весьма неравномерно, достигают местами суммарной вертикальной мощности в несколько сотен метров, в других же местах почти исчезают. Вопросы диагностики таких тел, и в частности, отличия их от лав и туфов рассмотрены в разделе, посвященном порфировым интрузиям.

Белоубинский синклиорий

Юго-западное крыло синклиория. В результате послыного изучения девонского разреза по р. Сакмарихе можно оценить относительную роль различных пород в строении этой толщи, которая, по данным В.А. Комар, охватывает интервал от крюковской до большереченской свиты включительно.

Обладая большой мощностью (4800–5000 м), толща состоит в основном из алевролитов и аргиллитов, большей частью карбонатных, на которые приходится около половины мощности разреза. Заметную роль играют вулканомиктовые кварц-полевошпатовые песчаники, местами содержащие аркозовый материал, мощность которых составляет более 10% разреза (500–600 м). Распространены туффиты преимущественно с вулканическим материалом основного, реже кислого состава.

Эффузивно-пирокластические породы имеют суммарную мощность около 1000 м (20% разреза), при этом мощность базальтовых порфиритов и их туфов превышает 800 м. Среди последних присутствуют как лавы, так и меж-

пластовые внедрения, относительная распространенность которых не выяснена. Судя по шлаковым и брекчиевым текстурам, лавы имеют здесь значительное распространение. Такие же по составу силловые тела отличаются однородностью сложения, хотя миндалекаменная текстура распространена в них не меньше, чем в лавах. Наряду с маломощными (преимущественно туфовыми) прослоями основного состава, в разрезе присутствуют эффузивно-пирокластические пачки альбитизированных базальтов мощностью до 400 м. Кислые вулканиды, представленные туфами кварцевых альбитофинов, первично липаритовых и дацитовых, составляют в сумме около 150 м. В разрезе много пластовых внедрений эпипаритовых кварцевых альбитофинов мощностью в 5-30, изредка до 100 м, суммарная мощность которых превышает 500 м.

Частое переслаивание вулканических пород и тонких терригенных осадков при согласном характере всех контактов свидетельствует о том, что эта осадочно-вулканогенная толща формировалась в морских условиях. Значительное развитие алевроит-пелитовых осадочных пород, богатых хлоритом, предполагает поступление в бассейн тонкого пеплового материала даже в те моменты, когда отложения автохтонного вулканического материала здесь не происходило. Из других особенностей разреза отметим интенсивность динамометаморфизма, наложившегося на породы всех типов, и значительный кварц-альбитовый метасоматоз, затронувший как осадочные, так и вулканические породы с образованием в ряде случаев матасоматитов порфиробластовой структуры, утративших признаки первичного состава.

Обзор разрезов отложений эйфеля - нижнего живета показывает их особенности в разных структурных зонах. Выделяются два главных типа разрезов.

1. Разрезы умеренной мощности с резким преобладанием вулканического материала над осадочными и кислыми вулканидами над основными. Коэффициент explosивности для кислых пород около 60%, для основных - около 30%. Субвулканические тела кислого состава не превышают 25% общей мощности кислых вулканических пород. Для основных вулканидов эта цифра составляет 10%. Такого типа толщи слагают крылья Алейского антиклинория. Здесь общая мощность отложений эйфеля - нижнего живета 1,5-2 км, из них более половины приходится на вулканические породы. Наибольшая мощность вулканических отложений наблюдается в зоне, включающей юго-восточное замыкание антиклинория (район Верх-Убы) и протягивающейся вдоль юго-западного его крыла в район Шемонаихи. На северо-восточном крыле мощность вулканидов меньше в среднем в 1 1/2 раза. Особенность разрезов этого типа - чередование в их составе вулканических пород, испытывавших зеленокаменное изменение, с подчиненными краснокаменными разностями.

2. Разрезы большой мощности с резким преобладанием осадочных пород над вулканическими. Роль основных пород среди продуктов вулканизма значительно выше, чем в предыдущем случае. Среди вулканических образований велико значение пластовых внедрений (50% мощности вулканидов и более), заметна роль туфов и весьма незначительна - лав. Признаки краснокаменного изменения пород отсутствуют. Разрезы такого типа характерны для Белоубинской и Быструшинской зон.

В Быструшинском прогибе (долина р.Убы) общая мощность толщ рассматриваемого возраста составляет 3-4 км, причем около 70% ее сложено осадочными породами. Несмотря на подчиненность, вулканические породы имеют приблизительно ту же общую мощность, что и в Алейской зоне, однако здесь среди кислых вулканических пород отсутствуют лавы и резко преобладают субвулканические тела. Основные вулканиды представлены преимущественно лавами. В Белоубинском прогибе часть девонского разреза, относимая к эйфелю - нижнему живету, достигает мощности 6-7 км (свиты: черневинская, хайдунская, холзунская, успенская, большереченская). Здесь осадочные отложения - терригенные карбонатно-глинистые, иногда кремнистые, слагают около 2/3 мощности разреза. Вулканические породы кислые и основные, при некотором

преобладании последних. Кислые представлены лавовой, вулканокластической и субвулканической фациями в примерно равном количестве.

Что же касается Синюшинской структурной зоны, то здесь разрез обладает промежуточными чертами. Отложения эйфеля – нижнего живета имеют мощность около 3000 м и приблизительно на 60% состоят из осадочных пород (терригенных карбонатно-глинистых, иногда кремнистых). Относительное количество кислых и основных вулканитов значительно меняется в различных районах. Общее количество вулканического материала эйфельского – нижнеживетского времени здесь близко к таковому в Алейской зоне, однако преобладание карбонатно-терригенных осадков над вулканическими породами значительно более сближает Синюшинскую зону с Быструшинской, нежели с Алейской.

Из приведенных материалов видно, что вулканические породы данного комплекса довольно четко распадаются на основные и кислые, при весьма слабом развитии промежуточных разностей. Следует отметить, что зеленокаменные порфириды в составе описанных разрезов трактуются различными авторами и как основные и как средние (андезиты). Поскольку, однако, эти породы вследствие полной альбитизации утратили свой первичный плагиоклаз, главный минералогический признак для отнесения их к одной из указанных групп отсутствует. Тем не менее на основании количественных отношений минералов и по петрохимическим признакам ранее было отмечено, что в северо-западной (Чернов, 1955) и в центральной (Яковлева, 1963) частях Рудного Алтая среднедевонские порфириды имеют основной состав, при почти полном отсутствии эпипандезитовых разностей. В настоящее время есть основания распространить этот вывод на всю территорию данного региона.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Общие особенности минерального состава и свойства породообразующих минералов

Описываемые породы, так же как и все вообще девонские вулканиты Рудного Алтая, настолько изменены, что первичные минералы встречаются в них, как правило, в виде реликтов. В порфировых выделениях плагиоклаз и калиевый полевой шпат заместились альбитом, цветные минералы были разложены, первичный кварц параморфно заместился низкотемпературной разностью. Что же касается базиса кислых пород, то если не считать аксессуариев, в нем, как правило, вообще не формировалось магматических минералов, так как он обычно представляет собой продукт девитрификации. Благодаря этому общепринятое подразделение минералов на главные, второстепенные, аксессуарные и вторичные становится в применении к рассматриваемым эффузивам неточным. Здесь альбит, минерал главный по количеству, оказывается вторичным по происхождению, а калиевый полевой шпат, один из главных первичных минералов, если и сохраняется, то во второстепенных количествах. Вследствие этого, давая перечень минералов, приходится выделять среди них два ряда – первичные и эпигенетические, указывая при этом отдельно главные минералы для первичного и современного состояния пород, как это и сделано в табл. 3.

Кислые вулканические породы – обычно кварцевые альбитофиры, состоящие из двух главных минералов – кварца и альбита и многочисленных второстепенных, также эпигенетических. Калиевый полевой шпат, часто встречаемый в виде реликтов, местами сохраняется в числе главных минералов и в таких случаях порода получает название липаритового порфира. Реликты первичного плагиоклаза гораздо более редки и он нигде не сохранился в таком количестве, которое позволяло бы рассматривать его в числе главных. Биотит и значительно более редкая роговая обманка представлены почти исключительно продуктами их разложения. Аксессуарные минералы сохранились, но встречаются в шлифах редко и устанавливаются в основном в протолочках.

Таблица 3

Минералы кислых вулканитов эйфельского - нижеживетского комплекса

Минералы	Первичные		Эпигенетические
	замещенные (реликты и следы)	сохранившиеся	
Главные	Кварц Калиевый полевой шпат Плагиоклаз		Кварц Альбит
Второстепенные и аксессуарные	Биотит Роговая обманка* Пироксен*	Циркон Апатит Рутил Магнетит	Биотит микрочешуйчатый Селадонит Адулярь Сфен Эпидот Пумпеллиит Серицит Хлорит Гематит Гидроокислы железа

* Встречены только продукты замещения.

Кварц во вкрапленниках и в основной массе различается по способу образования. Вкрапленники размером от долей миллиметра до 2 мм, макроскопически слегка сероватые, имеют форму неправильных зерен или бипирамидальных кристаллов, умеренно корродированных. Грани призмы развиты слабо или отсутствуют. Кварц в базисе пород участвует в строении кварц-альбитовой микробластической массы, образовавшейся в результате девитрификации и собирательной перекристаллизации. Здесь встречается также кварц со следами параморфного развития по тридимиту.

Калиевый полевой шпат в виде реликтовых участков среди заместившего его альбита встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе. Во вкрапленниках он образовывал короткотаблитчатые кристаллы размером 1-2 мм. В сохранившихся реликтах он нерешетчатый, обычно пелитизированный, обладающий криптопертитовым строением. Довольно часто заметна спайность по (010), реже - по (001). Встречается мурчисонитовая отдельность по плоскости 1502. Оптическая и рентгеноструктурная характеристики калиевого полевого шпата сильно варьируют. Угол оптических осей колеблется в интервале 68-85°. Степень триклинности в целом умеренная, часто выражается лишь в несколько расширенной форме области пиков (131) - (131) на порошкограммах, составляя 0,2. Иногда пик (131) расщеплен и степень триклинности составляет 0,4-0,7. Калиевая фаза имеет чистый состав и содержит не более нескольких процентов альбитового компонента, о чем можно судить на основании положения пика 201 на порошкограммах с применением диаграммы Боуэна и Таттла (Марфунин, 1962). В целом описываемый калиевый полевой шпат можно охарактеризовать как низкотемпературную разность с практически полным выделением альбитовой составляющей в пертитовую фазу и со степенью триклинности, отвечающей промежуточному микроклину и в некоторых случаях - ортоклазу.

В базисе эффузивов калиевый полевой шпат, сохранившийся от альбитизации, довольно часто обнаруживается прокрашиванием в виде неправильных вы-

делений размером в сотые доли миллиметра, участвующих вместе с кварцем и альбитом в строении фельзитовой ткани. Местами он имеет облик адуляра, присутствуя в базисе в виде гнездовидных скоплений совместно с кварцем и образуя кристаллы ромбического сечения. Здесь и далее мы называем адуляром калиевый полевой шпат с признаками постмагматического образования и с характерной для адуляра формой кристаллов, имея в виду, что он не является самостоятельной минеральной разновидностью (Марфунин, 1962).

Первичный плагиоклаз встречен в виде реликтов внутри альбитовых псевдоморфоз по его вкрапленникам. Это неправильные участки, выделяющиеся на фоне альбита более высоким показателем преломления, по которому можно приблизительно оценить состав плагиоклаза как андезин. В других случаях на присутствие довольно основного первичного плагиоклаза указывают следы зонального строения внутри альбитовых псевдоморфоз. Находки первичного плагиоклаза в базисе пород еще более редки и во всех случаях приурочены к породам дацитового типа, в основной массе которых длиннотаблитчатые микролиты плагиоклаза, уцелевшие при альбитизации, отвечают олигоклаз-андезину № 27-30 (n_m около 1,550).

Альбит всюду метасоматический. Во вкрапленниках это - псевдоморфозы по фенокристаллам первичных калиевого полевого шпата и плагиоклаза, в базисе - микроскопические выделения изометричной или лапчатой формы в составе фельзитового агрегата. Вкрапленники альбита размером от долей миллиметра до 2 мм - таблитчатые кристаллы, реже неправильные зерна, имеющие иногда несколько округленные углы. Встречаются гломеропорфиновые сростки до пяти-шести индивидов. Распространены кристаллы короткотаблитчатой формы с хорошо развитыми гранями (010) и (001) при соотношении этих граней в сечении $\perp [100]$ около 2:1. Реже встречаются вкрапленники, удлиненные по оси "b" благодаря сильно развитой грани (001) при слабо выраженной (010). Законы двойникования: наряду с преобладающими альбитовым и карлсбадским встречаются манебахский, альбит-карлсбадский, аклиновыи, изредка - манебах-аклиновыи. Некоторые из них (карлсбадский, манебахский) унаследованы альбитом от замещенных кристаллов калиевого полевого шпата (Чернов, 1968). По составу альбит вкрапленников очень редко превышает № 5-6. Характерен высокий угол оптических осей (+76-80°). Косвенными признаками образования альбита по калиевому полевому шпату служат карлсбадское и манебахское двойникование, а также наличие в кристаллах пятнообразных участков интенсивной пелитизации. Состав альбита в базисе кислых эффузивов обычно не поддается прямым измерениям, однако по показателю преломления можно установить, что он не отличается от состава вкрапленников.

Первичный биотит во вкрапленниках редок. Он встречается здесь в виде табличек размером до 0,2 мм, иногда опацифицированных. Местами он сохраняет окраску с резким плеохроизмом от густо-коричневой по Ng до светло-желтой по Nr, а также интерференционную окраску до красной второго порядка. Как правило, следы его встречаются лишь в виде скоплений хлорита и окислов железа. В первичном составе пород он был минералом редким.

Микрочешуйчатый биотит и гидробиотит - листочки (в среднем менее 0,01 мм) в основной массе, часто вросшие в гнезда бластического кварца. Нередки радиально-лучистые образования, встречаются вросшие в кварц агрегаты листочков, собранные в стопки, обычно червеобразно изогнутые. Цвет его зеленовато-бурый с плеохроизмом от бледного желтоватого по Nr до интенсивно бурого по Ng, реже зеленый с плеохроизмом от почти бесцветного по Nr до травяно-зеленого по Ng.

Описанные чешуйчатые минералы, судя по вариациям их окраски и двупреломления, включают в себя несколько разновидностей. Густо окрашенные представители с высоким двупреломлением принадлежат к микрочешуйчатой разновидности биотита, такие же агрегаты бледнее окрашенные, но с довольно высоким двупреломлением более отвечают гидробиотитам и, наконец, наблюдаются микрочешуйчатые скопления с относительно низким двупреломлением (не выше первого порядка) и с плеохроизмом в зеленых тонах, которые следует отно-

силь к селадониту. Относительно позднее формирование микрочешуйчатого биотита видно из приуроченности его скоплений к перлитовым трещинам. Будучи, однако, минералом достаточно высокотемпературным, он интенсивно замещается хлоритом, нередко до полного исчезновения.

Циркон - призматические кристаллы с хорошо развитой дипирамидой. Длина их до 0,1 мм, степень удлиненности от 3:1 до 4:1. В других случаях это - округлые зерна. Минерал прозрачный, в шлифе слегка желтоватый.

Апатит - кристаллы игольчатого габитуса, длиной до 0,5 мм и округлые зерна, прозрачные, иногда слабо-зеленоватые.

Рутил - игловидные вроски в кварце, размером в сотые доли миллиметра.

Сфен - микрозернистые скопления, часто замутненные лейкоксеном.

Минералы группы эпидота редко встречаются в псевдоморфозах альбита по вкрапленникам плагиоклаза, если не считать участков мощной местной эпидотизации (как, например, в долине р. Филипповки, в Лениногорском районе). Чаще эпидот образует спорадические микрозернистые агрегаты в базисе пород. Минерал обладает низкой железистостью, бесцветный, реже слабо-зеленоватый.

Пумпеллиит - кристаллы размером до 0,1 мм, удлиненные в виде брусков, очень слабо окрашенные в буровато-зеленый цвет. Плеохроизм едва заметный, в буроватых тонах, рельеф высокий. Спайность параллельна удлинению кристаллов. Угол угасания около 45° , $2V = +64^\circ$, $n_g - n_p = 0,016$. Минерал встречается в прожилках с кварцем.

Хлорит - микрочешуйчатые скопления в базисе пород, представлен пеннином, местами почти изотропным, иногда с аномальными фиолетовыми и ржаво-бурыми цветами интерференции.

Гематит - тонкая рассеянная примесь в базисе эффузивов, подвергшихся краснокаменному изменению.

Петрографическая характеристика

Эффузивные породы

Кислые эффузивы описываемого комплекса представлены кварцевыми альбитофирами, среди которых лишь в редких случаях можно встретить умеренно альбитизированные разности - липаритовые и дацитовые порфиры. Кварцевые альбитофиры эпипипаритового происхождения резко преобладают над первично-дацитовыми эффузивами. В структурном отношении породы разнообразны - здесь представлены как собственно лавы, так и лавовые брекчии; те и другие могут далее подразделяться по микроструктурным особенностям.

Количественный минеральный состав, приближенно оцененный подсчетами на интеграционном столике, показан в табл. 4. При подсчете отмечался кварц в миндалинах, гнездах и прожилках поствулканического происхождения. В пучкистых лавах шлакового типа, как, например, в обр. 407-18, количество раннего наложенного кварца может превышать 20% объема пород. Благодаря частому присутствию такого кварца общее содержание этого минерала в породах эпипипаритового происхождения явно повышено (до 40-45%). В эффузивах первичнодацитового состава (образец 402-4) содержание кварца меньше (20-25%) и среди них распространены базокварцевые разности.

Кварцевые альбитофиры эпипипаритовые и их лавобрекчии. Породы светло-серые, с зеленоватым, буроватым, реже розовым оттенком. Структура их обычно порфировая олигофирированного типа, с размером вкрапленников около 1 мм, содержание их редко превышает 10-15%. Встречаются афировые разности. Во вкрапленниках - белые таблички альбита и изометричные зерна сероватого кварца. Базис афанитовый с неровным, занозистым или полураковистым изломом, который при особо тонкоагрегатной микроструктуре становится раковистым со слабым матовым блеском. Местами наблюдается полосчатость пород - чередование полосок шириной в первые миллиметры - иногда линзовидных, в большинстве случаев флюидально изогнутых. Широко распространены признаки

Таблица 4

Приближенный количественный минеральный состав кислых эффузивов эйфельского - нижнеживетского комплекса, в объемн. %

№ обр.	Минералы	Общее содержание	В том числе		
			во вкрапленниках	в базисе	в миндалинах и гнездах
958-Г	Кварц	45	10	25	10
	Альбит*	50	5	45	-
	Гидробиотит и другие второстепенные минералы	5	-	5	-
407-18	Кварц	45	-	25	20
	Альбит*	45	5	40	-
	Гидробиотит и другие второстепенные минералы	10	-	10	-
402-4	Кварц	25	-	20	5
	Альбит*	60	10	50	-
	Гидробиотит и другие второстепенные минералы	15	-	15	-
360-а	Кварц	40	10	20	10
	Альбит	25	5	20	-
	Калиевый полевой шпат	30	10	20	-
	Гидробиотит и другие второстепенные минералы	5	-	5	-

*Включая реликты калиевого полевого шпата.

автобрекчирования лав, от слабо выраженной неоднородности окраски, заметной обычно на выветрелой поверхности, до присутствия четко выраженных лавовых брекчий, в составе которых различаются угловатые обломки лавы, сцементированные тем же материалом, иногда немного отличающимся по окраске.

В основной массе под микроскопом видны выделения кварца, альбита и калиевого полевого шпата (там, где он сохранился), размером 0,01-0,02 мм. Обычны признаки зеленокаменного изменения - базис проникнут чешуйками серицита, хлорита, гидробиотита и пылеватой примесью магнетита. В краснокаменных разностях основная масса в шлифе бурая и полупрозрачная, проникнута пылью гематита и гидроокислов железа. Микроструктура базиса - фельзитовая (девитрификационная), реже микропйкелитовая и сферолитовая.

Фельзитовая структура - срастание выделений кварца, альбита и, иногда, калиевого полевого шпата изометричной или лапчатой формы. Характер ткани микрогранобластовый. Пятнистость, линзовидная полосчатость и следы перлитового строения говорят о том, что эта структура - результат девитрификации стекловатого вещества.

Микропйкелитовая структура - срастание выделений кварца пятнообразных очертаний размером в сотые доли миллиметра, иногда до 0,1-0,2 мм, в которых заключены вроски альбита неправильной, реже длиннопризматической формы. Вроски местами распознаются лишь по ряби в кварце, различной при больших увеличениях.

Сферолитовая структура встречается преимущественно в сочетании с другими типами. Здесь сравнительно редко наблюдается сплошной агрегат соприкасающихся сферолитов, который чаще присутствует в таких же породах силловой фации. Обычно сферолиты и их группы погружены в ткань фельзитового строения. Размер сферолитов редко превышает 0,1 мм. Там, где они не затронуты перекристаллизацией, их внутреннее строение неразличимо и они обладают



Фиг.10. Микропайкилитовая структура метасферолитового происхождения

крестообразной почти неподвижной фигурой угасания. Однако почти всегда сферолиты в той или иной степени перекристаллизованы, что имеет конечным результатом структуру метасферолитового типа (фиг. 10). Процесс ее формирования был в свое время специально рассмотрен нами на примере эффузивов Рудного Алтая (Чернов, 1956).

Флюидально-полосчатая текстура встречается во многих вариантах, причем смежные полосы различаются обычно и количественным минеральным составом и структурой. Типичными случаями являются: чередование полосок альбит-кварцевых и кварц-альбитовых (те и другие имеют микробластическую структуру), фельзитовых и микропайкилитовых, фельзитовых и сферолитовых, реже встречается полосчатость аксиолитового типа.

На фиг. 11 показана порода, в составе которой одни полосы сложены кварцем в виде относительно крупных лапчатых выделений, а другие – тонкоагрегатным полевошпатовым веществом (альбитизированный адуляр) с редкими выделениями кварца. Присутствуют также микрофельзитовые полосы кварц-альбитового состава. Этот пример показывает наиболее полную сегрегацию кварцевого и полевошпатового вещества в полосчатом эффузиве. Близкий случай представляют породы, в которых чередуются полосы гранобластового кварца, содержащие рассеянные вростки адуляра, с полосками, состоящими почти целиком из неправильных выделений калиевого полевого шпата с подчиненным количеством кварца. Иногда в таких породах без анализатора на фоне полосчатой массы проступают перлитовые трещины, выполненные гидробиотитом, которые, пересекая границы полос, не влияют на строение кристаллического агрегата.

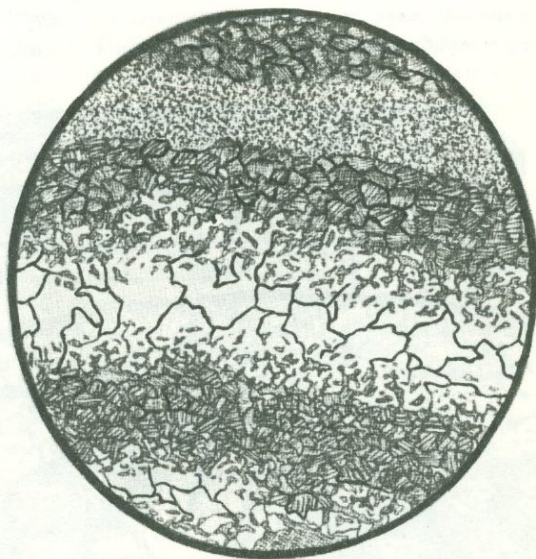
Другая разность полосчатых кварцевых альбитофиров представлена на фиг. 13. Здесь чередуются слабо изгибающиеся полосы шириной 0,01–2 мм, различные по структуре. Некоторые из них сложены агрегатом неправильных зерен мутного кварца, размером 0,03–0,05 мм, в которых в виде обильной тонкой ряби включены выделения полевого шпата. При одном никеле каждая из таких полос распадается на серию более тонких, разделенных микрочешуйчатыми прокладками серицита и гидробиотита. В составе других полос разобшеченные округлые выделения кварца, проникнутые вростками полевого шпата, погружены в бурю полупрозрачную фельзитовую массу, обогащенную серицитом и гидробиотитом (крайние полосы на рисунке). Наконец, четко выделяются полосы, также имеющие микропайкилитовое строение, но отличающиеся от предыдущих присутствием хорошо различимых удлинённых микролитов альбита, вросших в зернистую массу кварца.

Один из наиболее сложных случаев полосчатого сложения эффузивов представлен на фиг. 12. Базис пород – бластический агрегат кварца и калиевого полевого шпата (0,02–0,04 мм), в котором видим полосы, линзы и пятнообразные участки того же состава, отличающиеся более крупной раскристаллизацией (0,1 мм). Границы полос и линз нечеткие. В этой массе заключены многочисленные зональные сферолиты, как разобщенные, так и сросшиеся в полосовидные группы, вытянутые по полосчатости пород. Центральная часть их – сферолиты недифференцированного кварц–полевошпатового вещества, а наружная зона – радиально-волокнистый агрегат калиевого полевого шпата и игловидных выделений кварца. Характерно, что последние гаснут довольно крупными группами (секторами), несмотря на различную ориентировку, т.е. представляют собой продукт параморфного преобразования более ранней модификации кремнезема. В полосах, сложенных неправильными выделениями кварца, местами различаются точечные скопления, которые образуют стеблевидные, реже шестиугольные контуры, фиксирующие очертания пластинчатых кристаллов тридимита, замещенного впоследствии кварцем.

При полосчатой текстуре аксиолитового типа в породе под микроскопом заметны субпараллельные линии, имеющие вид закрытых трещин, в каждой из которых с двух сторон прирастают гребенчатые агрегаты калиевого полевого шпата, образующие полосы поперечно-волокнистого облика. В промежутках между ними вытягиваются линзы и четковидные полосы микрозернистого кварца, нередко со следами развития по тридимиту. Основой полосчатых текстур во всех случаях служило полосчатое сложение исходного стекла. Тем не менее даже для пород с весьма резким разделением полос по составу (см. фиг. 11, 12) мы не можем утверждать, что такая сегрегация материала произошла еще в расплаве (ликвация). Заметная роль адуляра и тридимита в составе таких полос свидетельствует о поствулканической гидротермальной переработке полосчатых стекол, сопровождавшейся значительной перегруппировкой и привнесением химических компонентов (фиг. 13).

Флюидально-пузыристая текстура выражается в том, что кварцевые микроминдалины, заключенные в фельзитовом агрегате, вытягиваясь в линзы, образуют цепочки, изгибающиеся в соответствии с флюидальностью пород.

Лавобрекчии кварцевых альбитофиров, имея тот же состав и микроструктуру, отличаются своим сложением. Слагающие их обломки лавы, сцементированные лавовым материалом, варьируют по размеру, нередко в пределах одного об-



0 0,2 0,4 мм

Фиг. 11. Полосчатый эпипиритовый кварцевый альбитофир.

Белое – кварц, заштриховано – агрегат альбитизированного калиевого полевого шпата со спорадическими выделениями кварца, точечный крап – фельзитовая кварц-альбитовая масса. Шлиф 641

разца, от 1 мм до нескольких сантиметров. Встречаются, однако, разности с однородным размером обломков в первые миллиметры (гора Силькова). Под микроскопом брекчиевидное сложение пород выражается чаще всего в том, что флюидальная полосчатость обломков срезается их границами, в то время как сами обломки огибаются полосчатостью лавового цемента.

В этой же группе нами рассматриваются относительно мало распространенные туфолавы кварцевых альбитофиров, в которых присутствуют обломки внешнего происхождения, сцементированные кварц-альбитофировым материалом, таким же как в описанных выше лавах. Обломки редко превышают 25% объема пород. Размер их от миллиметров до 4-6 см, форма угловатая. В них встречаются более древние кварцевые альбитофиры, а также фрагменты основных эффузивов и осадочных пород, преимущественно кремнистых аргиллитов. Обломки не несут признаков воздействия окружающей лавовой массы.

Приведенное сводное описание не отражает многих характерных деталей строения пород. Покажем на конкретных примерах наиболее типичные их структурные разновидности.

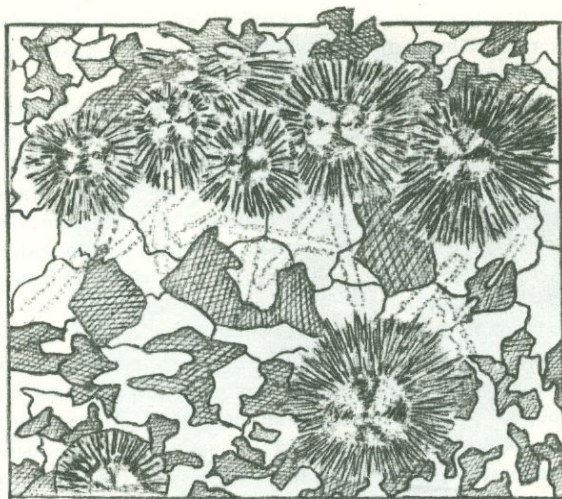
Кварцевые альбитофиры, полосчатые из разреза близ горы Холозовой (район Верх-Убы) — олигофировые породы, базис которых состоит из чередующихся линзовидных кварц-альбитовых полосок (1-3 мм), различающихся своей раскристаллизацией и содержанием макрочешуйчатого биотита. В полосках, обогащенных этим минералом, он образует прокладки между обособлениями кварца, которые, будучи изолированными одна от другой, придают структуре породы глобулярный облик. В результате собирательной перекристаллизации кварц разрастается в изометричные выделения размером до 0,3-0,4 мм, заключенные в микробластическую кварц-альбитовую массу. Нередко такие выделения кварца развиваются на месте сферолитовых обособлений, чем и объясняется их округлая форма (табл. 1, фиг. 1).

Безокварцевые альбитофиры шлакового сложения с отрогов горы Холозовой, район Верх-Убы (табл. 1, фиг. 2), отличаются красновато-бурой окраской. В базисе выделяются неправильные каверны (2-3 мм, 20-25% объема пород), выполненные кварцевым агрегатом. Кварц-альбитовая основная масса фельзитовая или микропоякритовая. На фотографии видны округлые кварц-альбитовые обособления глобулярного типа, погруженные в фельзитовый агрегат и разделенные прокладками гидробиотита. На стенках каверн развиты окислы железа (черное на микрофотографии), которые и сообщают породам красноватую окраску. Полости сильно деформированы при вспенивании лавы и часто сообщаются между собой. В сходных шлаковых кварцевых альбитофирах ручья Купоросного (район Рулихи) заполнение каверн со-



Фиг. 12. Полосчатый кварцевый альбитофир. Микропоякритовые обособления кварца с вростками альбита разделены фельзитовой массой, обогащенной серицитом и гидробиотитом. Видна существенно кварцевая полоса с вростками микролитов альбитизированного калиевого полевого шпата. Черные прожилки — гидробиотит. Увел. 50. Шлиф 644-д

Фиг.13. Полосчатый кварцевый альбитофир. Белое - кварц, заштрихован адуляр. Видны зональные сферолиты с радиально-волокнуистой наружной зоной кварца и калиевого полевого шпата. Различаются точечные контуры кристаллов тридимита, замещенных кварцем. Шлиф 1069



0 0,1 0,2 мм

стоит из кайм пылеватого титаномагнетита и из лучистого халцедона во внутренней части полости. Таким образом, и здесь пузыристое сложение пород подчеркивается сильным окислением стекла вдоль стенок полостей при краснокаменном изменении эффузивов.

Лавобрекчии кварцевых альбитофиров из района сопки Холозовой (табл. I, фиг. 3) - главный тип вулканических пород таловской свиты на данном участке. Это - светлые зеленовато-серые, местами слегка розоватые или фиолетовые породы олигофирового строения. Брекчиевидное строение макроскопически выражено в неоднородной окраске (чередовании белых и зеленоватых участков размером 0,5-1 см). В шлифе без анализатора различаются обломки разложившегося флюидально-полосчатого стекла (от 50 до 70% объема) неправильной линзообразной или ключевидной формы. В скрещенных николях контуры их оказываются очень неясными вследствие собирательной перекристаллизации. Вся порода представляет собой микробластический агрегат кварца, альбита, реликтового калиевого полевого шпата с некоторым количеством микрочешуйчатого биотита и окислов железа. В этом редко гетеробластовом агрегате обломки выглядят как пятнообразные расплывчатые участки, сложенные выделениями кварца и альбита, размером до 0,2 мм. Их первичная флюидальная полосчатость не отражается в современной структуре таких агрегатов, лишь скопления гидробиотита фиксируют ее местами своим струйчатым распределением. Цементирующая лава раскристаллизована в более тонкий (около 0,01 мм) агрегат тех же минералов.

Местами, однако, брекчиевидное строение пород подчеркнуто перекристаллизацией. В таких случаях обломки стекла бывают замещены массой кварца с цепочками микрочешуйчатого биотита, вытянутыми по полосчатости стекла (табл. I, фиг. 3). Местами в основной массе таких пород видны линзы и гнезда адуляра, ориентированные по полосчатости. В сростании с кварцем он часто образует кристаллы с ромбическими поперечными сечениями. Встречаются лавобрекчии, в которых (в основном в цементирующей лавовой массе) присутствуют миндалины размером около 0,1 мм (до 20% объема), выполненные кварцем, иногда со следами первоначального присутствия тридимита.

Мелкообломочные лавобрекчии кварцевых альбитофиров на горе Сильковой (район Шемонаихи) принадлежат к 700-метровой толще, сложенной почти исключительно лавобрекчиями кислого состава. Особенностью ее является широкое развитие метасферолитовых и микропузыристых пород, часто интенсивно насыщенных эпигенетическим кварцем, продуктом поствулканичес-

кой опализации. Макроскопически брекчиевидное сложение выражается в зернистом облике пород. Преобладающий размер обломков не превышает нескольких миллиметров.

При метасферолитовой структуре сферолиты превращены в глобулы диаметром около 0,1 мм, состоящие сплошь из кварца, замутненного неопределимой примесью и включающего чешуйки серицита. В обломках глобулы плотно сомкнуты, в цементирующей лавовой массе они слагают не более половины объема, будучи погружены в чешуйчатый мезостазис. Последний состоит из гидробиотита и хлорита с примесью альбита и проникнут гидроокислами железа.

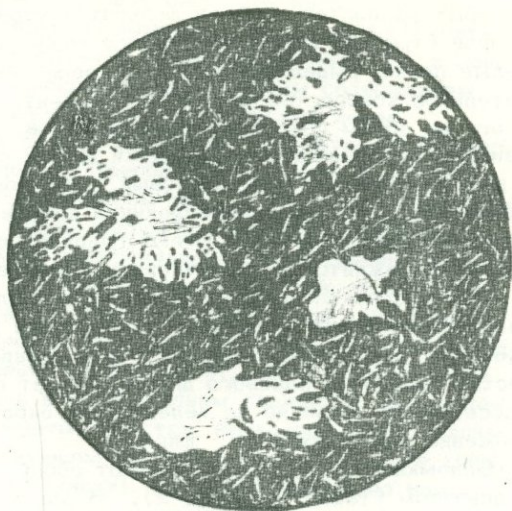
В микропузыристой разновидности лавобрекчий 30–40% объема составляют полости, выполненные кварцем. Размер их не более 0,5 мм, форма эллипсоидная или неправильная, вытянутая в одном направлении, почему они образуют иногда подобие цепочек. Кварц мелкоагрегатный, местами с признаками радиального строения или со следами нарастания от краев полостей к центру, что говорит о его образовании по опалу. Признаки ранней опализации встречаются в лавобрекчиях этого района часто. Кроме выполнения миндалин, опал (превращенный всюду в кварц) образует расплывчатые гнезда в базисе пород, составляющие до 50% их объема, в других случаях он образует сеть прожилков с неясными расплывчатыми контурами, при интенсивном проникновении которых в основную массу сферолиты в ней бывают превращены в пятна сплошного кварца (табл. II, фиг. 1).

Туфолавы базокварцевых альбитофиров таловской свиты (Верх-Убинский район) состоят из вкрапленников альбита (около 25% объема) размером 1–2 мм, местами с реликтами калиевого полевого шпата, и девитрифицированной основной массы. Последняя состоит из неправильных и округлых выделений кварца и альбита, погруженных в микрочешуйчатую массу хлоритизированного биотита. Такая разновидность фельзитового строения встречается в эйфельских эффузивах довольно часто. Слюдистые прокладки между глобулами кварца и альбита составляют около 30% объема базиса и свидетельствуют о том, что в процессе девитрификации и собирательной перекристаллизации основная масса испытывала микродифференциацию. В ней заключены угловатые обломки внешнего происхождения размером до 3–5 мм (до 10–15% объема), фельзиты, отличные по структуре от окружающей массы, и в подчиненном количестве – кремнистые аргиллиты.

Кварцевые альбитофиры эпидацитовые. В эту подчиненную по распространенности группу входят альбитизированные кислые эффузивы с пониженным содержанием кварца и повышенным содержанием магнезиально-железистых минералов (см. табл. 4, обр. 402–4). Эти породы чаще всего базокварцевые. Их основной массе свойственна микролитовая структура: длиннопризматические микролиты альбитизированного полевого шпата, длиной до 0,1–0,3 мм, разнообразно ориентированные, между которыми находится микрозернистый агрегат кварца и альбита, более или менее интенсивно проникнутый чешуйками гидробиотита (фиг. 14). Нередко в породах присутствуют более крупные обособления кварца (0,3–0,4 мм), которые в краевых частях содержат обильные вроски альбита. В таких случаях промежуточная масса содержит кварц в резко пониженном количестве.

Липаритовые порфиры микропузыристой текстуры на правом берегу р. Убы, против Шигина хутора – пример относительно слабо альбитизированной разновидности кислых эффузивов, что отражено в ее названии. Полевошпатовые вкрапленники – альбит и частично (на 20–30%) альбитизированный калиевый полевой шпат. Базис состоит из кварца и альбита с некоторым количеством калиевого полевого шпата и гидробиотита. В нем чередуются полосы фельзитовой и микропойкилитовой структуры. Он имеет в то же время микропузыристое сложение: около четверти его объема приходится на выделения кварца, размером 0,1–0,3 мм, образовавшиеся при заполнении довольно крупноагрегатным кварцем газовых пузырьков (табл. II, фиг. 3). Последние вытягиваются в изгибающиеся цепочки, подчеркивая флюидальность пород. Характерно, что наряду с признаками течения этого пузыристого вещества наблю-

Фиг.14. Кварцевый альбитофир, эпидацитовый. Шлиф 538. В темном мезостази (гидробиотит, кварц, рудная пыль) заключены микролиты альбита. Увел. 30



даются деформация и растаскивание вкрапленников полевого шпата и кварца, что требовало высокой вязкости движущейся среды. На фотографии виден такой растасканный вкрапленник кварца, в то время как сама порода полностью лишена признаков динамометаморфизма.

Аргиллизированная кислая лава (лениногорская свита, скв. 1125, Лениногорское рудное поле), показанная на табл. II, фиг. 2, представляет собой типичный пример аргиллизации вулканитов. Это явление наиболее часто наблюдается на Лениногорском рудном поле. В таких случаях первично-стекловатая порода бывает замещена сплошным агрегатом глинистых минералов, почти не содержащим кварца. На ее кислый первичный состав указывают встречаемые в ней местами участки микрофельзитового строения. Микрочешуйчатый агрегат, слагающий эту породу, имеет неяснополосчатое и линзовидно-пятнистое сложение, обусловленное неравномерным распределением слагающих ее минералов - каолинита, гидрослюд, хлорита. Полосовидные скопления гидрослюда образуют более светлые полосы, чередующиеся с более темными каолинитовыми. Хлорит заместил перлитовые ядра, как это показано на фотографии, где среди хлорита (черное) присутствует также кальцит (светлые пятна). Таким образом, замещению глинистыми минералами здесь подверглось флюидально-полосчатое кислое перлитизированное стекло, что сопровождалось выносом из пород кремнезема. Следует подчеркнуть, что такие аргиллизированные вулканиты очень сходны макроскопически и под микроскопом с осадочными аргиллитами, за которые они обычно и принимаются. Приведенный пример показывает, что выявление реликтовых структур имеет при диагностике таких пород решающее значение.

Фельзитовые брекчиевидные породы брексийского типа, описываемые обычно как лавобрекчии или туфы, заслуживают благодаря ряду своих особенностей самостоятельного изучения. Они встречаются в виде пластовых тел в осадочно-вулканогенных толщах девона на крыльях Синюшинского антиклинория и довольно хорошо обнажены в долине р.Брексы (Лениногорский район), где в прошлом разрабатывались мелкими карьерами. Вторая зона их развития, проходящая вдоль юго-западного крыла Синюшинского антиклинория, пересекает долину р.Убы близ впадения в нее р.Большой Снегирихи.

Одно из таких пластообразных тел залегает в алевролитах эйфеля в долине р.Убы в 5 км выше устья Большой Снегирихи. В породах различаются белые фельзитовые обломки, линзовидные или угловатые, размером от миллиметров до нескольких сантиметров, и более темная зеленовато-серая цементующая масса, также афанитового строения. Местами эти породы содержат черные обломки, обычно уплощенной формы, в которых представлен материал, сходный

с кремнисто-глинистыми алевролитами, слагающими вмещающую толщу. В некоторых разностях обломки фельзитов утрачивают резкость границ и брекчиевидное строение пород выражается макроскопически в их пятнистой окраске — белые пятна, выделяющиеся среди зеленовато-серой фельзитовой массы. Относительное количество обломков и цементирующего материала непостоянно, чаще всего их объем приблизительно одинаков, однако встречаются разности с цементом, выполняющим промежутки между соприкасающимися обломками. Тот и другой материал либо афиновый, либо содержит редкие (один-два на 1 см^2) мелкие ($0,3-0,5 \text{ мм}$) вкрапленники кварца и альбита. Вследствие полной перекристаллизации породы имеют гладкий полураковистый излом, в котором никак не выражается их брекчиевидное сложение.

Под микроскопом видно, что породы целиком сложены микробластическим кварц-альбитовым агрегатом с некоторым количеством хлорита, реже гидробитота. В некоторых разностях прокрашиванием выявляется заметное количество калиевого полевого шпата. Хлорит сконцентрирован в цементирующей массе, чем и вызвана ее зеленоватая окраска, подчеркивающая брекчиевидное сложение пород (табл. III, фиг. 1).

Обломки и цемент представляют собой кислое стекло, замещенное кварцем и альбитом (табл. III, фиг. 2). В обломках часто видны следы флюидальной полосчатости, которая выражается в струйчатом распределении хлорита и срезается границами обломков. Сходная микрополосчатость наблюдается местами и в цементирующей массе, где она, однако, часто кажется перемятой и разорванной. Характерно, что с анализатором брекчиевидное строение почти не различается, будучи выражено лишь в пятнистом сложении минерального агрегата. Кварц-альбитовая ткань всюду микрогранобластовая, но обломки обладают, как правило, более крупной кристалличностью, чем цементирующая масса. Количественные соотношения альбита и кварца непостоянны, что особенно заметно в обломках: одни из них содержат кварц в количестве $25-30\%$ объема, другие состоят почти целиком из альбита. Кварц-альбитовый агрегат, заместивший обломки, местами содержит кристаллы адуляра, сохранившиеся от замещения альбитом. В нем можно встретить и кварц-калишпатовые гнезда, (до $0,1 \text{ мм}$), в которых калиевый полевой шпат образует сростки шестоватых кристаллов. Вещество обломков нередко обнаруживает микропузыристую, при которой до $20-30\%$ его объема принадлежит овальным полостям (до $0,1 \text{ мм}$), выполненным кварцем и часто вытянутым в цепочки по флюидальности. Встречаются следы перлитового строения.

В цементирующей массе кварц и альбит находятся в более изометричных выделениях размером в сотые доли миллиметра и в более постоянном количественном соотношении (в среднем $1:2$). Высокая однородность состава обломков и цементирующей массы при почти полном отсутствии инородного материала не позволяет рассматривать такие породы как продукт накопления материала вулканических взрывов. Наиболее вероятной является принадлежность их к лавовым брекчиям, либо к первично стекловатым пластовым интрузиям субвулканического типа, испытавшим автобрекчирование в процессе внедрения. Данные в пользу последнего варианта были получены Э.Д. Фромбергом (1970). Следует подчеркнуть в заключение интенсивность кварц-альбитового замещения и собирательной перекристаллизации описанных пород, что привело к стиранию признаков их брекчиевидного строения.

Вулканокластические породы

Продукты взрывной вулканической деятельности в большинстве случаев отвечают по составу эпипаритовым и эпидацитовым кварцевым альбитофирам. Сравнительно редко встречаются туфы смешанного состава, содержащие обломки базальтовых порфиритов. Туфы и туффиты распространены в целом одинаково широко с заметным, однако, преобладанием туфов в Алейской структурной зоне и туффитов — в пределах Быструшинского и Белоубинского синклинориев. В двух последних структурных зонах вообще довольно редко встречаются

туфы, в цементе которых не улавливались бы признаки первоначального присутствия осадочного глинистого материала (повышенное содержание серицита, лейкоксена, иногда рутила, в некоторых случаях карбоната). Напротив, в зоне Алейского антиклинория преобладают зернистые туфы с малым содержанием цемента, представляющего собой перекристаллизованный кислый пепел.

Туфы кварцевых альбитофиров. Эти породы варьируют по структуре от крупнообломочных до тонкозернистых, пепловых. Преобладают средне- или крупнозернистые туфы, состоящие из обломков размером от 0,5 до 5 мм, в которых представлены кварцевые альбитофиры, зерна кварца и альбитизированного полевого шпата. Цемент (25–40% объема), первоначально глинисто-пепловый, превращен в агрегат кварца, альбита, чешуек биотита и хлорита, тонкой примеси магнетита и гидроокислов железа. Разности, подвергшиеся собирательной перекристаллизации, встречаются очень часто. Они представляют собой под микроскопом гетеробластовый кварц-альбитовый агрегат, обломочное первичное строение которого выражается лишь в неоднородном сложении: видны неправильные, иногда угловатые, расплывчатые участки, несколько различающиеся по крупности раскристаллизации. Примером могут служить зернистые туфы, вскрытые по ручью Купоросному (район Рулихи), которые интенсивно перекристаллизованы в отличие от лав, затронутых этим значительно слабее.

Отличный характер имеют витрокластические пепловые туфы. Это мелко- и тонкозернистые породы, которые в равномернозернистых разностях очень похожи на песчаники или алевриты. Под микроскопом в их составе различаются частицы стекла серповидной рогульчатой или ключевидной формы, замещенные кварц-серицитовым или глинистым агрегатом. Цемент состоит из кварца, альбита и серицита, в некоторых случаях он кварц-гидрослюдистый.

Туфы литокристаллокластические ревножинской свиты встречаются на южном склоне горы Ревнухи (Зыряновский район). В зернистой фракции (1–3 мм), составляющей около 70% объема пород, присутствуют обломки кварца, альбита, кварцевых альбитофиров, кислого стекла, спорадические обломки метаморфических сланцев. Частицы вулканического стекла, часто сохраняющие микрополосчатость, замещены кварц-серицитовым агрегатом. Цементирующая масса – микрогранобластовый агрегат кварца и альбита с некоторым количеством хлорита и серицита и с гнездовидными скоплениями кальцита. Это результат перекристаллизации и метасоматической переработки первичного цемента туфов, который, судя по реликтовым признакам (контуры стекловатых частиц, замещенных кварцем и серицитом), имел алевритовую структуру и витрокластический состав.

Туфы среднезернистые смешанного состава (Зыряновское рудное поле) часто встречаются в верхах ревножинской свиты, в горизонте, выделенном М.А. Кузьменко, А.И. Санаровым, Т.И. Казанцевой и др. под названием порфиритоидного.

Зернистая фракция (50–70% объема) состоит из обломков альбита, альбитизированных порфиритов, фельзитов. Кварца здесь мало, резко преобладают обломки альбита и базальтовых порфиритов, составляющие 40–50% объема пород. Порфириты состоят из микролитов альбита, погруженных в мезостази, который интенсивно (до непрозрачности) проникнут рудной пылью (табл. III, фиг. 3). Цемент состоит из альбита, кварца, серицита и значительного количества магнетитовой пыли. В отношении подобных пород бывает довольно трудно решить вопрос о том, какая часть их материала является собственно пирокластической, а какая – ксеногенной. В нашем случае кислый состав цемента туфов позволяет считать, что они являются продуктами кислого вулканизма, и могут рассматриваться как ксенотуфы (по Е.Ф. Малееву, 1963), в которых чуждый материал представлен обломками базальтовых порфиритов.

Туфы мелкозернистые пемзовые (Лениногорский район, скв. 966, глубина 294,5 м) в составе туфогенно-аргиллитовой лениногорской свиты (табл. III, фиг. 4) содержат около 60% обломков (0,5–1 мм), в которых представлено преимущественно разложенное стекло. Обломки стекла замещены микрочешуйчатой массой глинистых минералов. Цемент – микробластический

агрегат альбита и кварца с подчиненным количеством хлорита и незначительной алевритовой примесью кварца и альбита. Обломки стекла имеют характерную серповидную, черепковую, или ячеистую форму, т.е. их исходным материалом была пузыристая пемзовая масса. То, что эти ячейки представляли собой первоначально газовые пузырьки, а не шаровидные эмульсионные обособления, как в "псевдопепловых" туфах, описанных П.В. Иншиным и В.М. Иншиной (1966), видно из присутствия в некоторых из них микрочешуйчатого хлоритового заполнения, иногда со следами отложения от стенок полостей к их центрам.

Вулканиды такого строения многократно описаны в литературе в качестве примеров витрокластических туфов. Известны описания (Ross, Smith, 1961), в которых подобные породы отнесены к игнимбрикам, а последние тракуются, по Маршаллу, как продукты спекания вулканокластического материала. Стейнер (Steiner, 1960) также отметил рассматриваемую структуру как характерную для игнимбриков, однако последние он считает разновидностью излившихся кислых лав. В нашем случае решающим обстоятельством являются подводные условия образования пород и, следовательно, невозможность отнесения их к спекшимся вулканокластитам, именуемым игнимбриками. Стекловатые частицы представляют собой не результат расплытия жидкой лавы, а продукт дезинтеграции интенсивно-пузыристого стекла - пемзы. (Петров, 1962). Таким образом, отличие "пемзовых туфов" от собственно туфов заключается в том, что они формировались без обязательного участия взрывной деятельности. Они возникли, по-видимому, из пузыристых лавовых масс, которые, извергаясь в водную среду, твердели в стекло и, быстро охлаждаясь, рассыпались в мелкие частицы, отлагавшиеся на дне бассейна и цементированные кремнисто-глинистым материалом. При таком механизме образования едва ли возможно применить к этим породам и предложенный Россом и Смитом (Ross, Smith, 1961) термин "туф пеплового потока".

Туфы витрокластические, аргиллизированные развиты на Лениногорском рудном поле (скв. 966, глубина 120-161 м, Лениногорская свита эйфеля; табл. IV, фиг. 1). Цвет их темно-серый, структура от тонко- до крупнообломочной. В образце видно преобладание в обломках плотного мягкого аргиллитоподобного материала по вулканическому стеклу. В зернистой и крупнообломочной фракции (70% объема), кроме частиц стекла, присутствуют зерна кварца и альбита; обломки кварцевых альбитофиров. Частицы замещенного стекла неправильной, часто ключевидной формы превращены в агрегат глинистых минералов, преимущественно гидрослюд, имеющий струйчато-волокнистое сложение, которое отражает микрополосчатую текстуру замещенного стекла. В пределах одного и того же замещенного обломка можно видеть как темно-серая интерференционная окраска, свойственная тонкоагрегатному каолиниту, постепенно переходит в оранжево-красную, характерную для гидрослюдистых и серицитовых агрегатов. При этом видны различные стадии замещения каолинита серицитом, который в составе продуктов замещения резко преобладает.

Масса, цементирующая обломки, в свою очередь обнаруживает следы весьма тонкообломочного строения. Это - микрочешуйчатый низкополяризующий агрегат каолинита, почти бесцветный, слегка буроватый благодаря гидроокислам железа. Заметные на этом фоне пятнообразные участки размером в десятые доли миллиметра с более высоким двупреломлением (желтоватые в скрещенных николях) свидетельствуют о частичном переходе каолинита в гидрослюды. В этом отражается первичный обломочный характер цемента, в чешуйчатой массе которого различимы угловатые контуры разложенных обломков стекла. Особенностью пород является замещение каолинитового цемента гидрослюдами и серицитом в виде ветвящихся прожилков, отходящих от серицитизированных обломков стекла.

На микрофотографии (табл. IV, фиг. 1) показана часть крупного обломка разложенного стекла с вкраплением кварца. Стекло, замещенное чешуйчато-волокнистой массой каолинита и гидрослюд, сохраняет следы флюидальной микрополосчатости, огибающей вкрапленник. Таким образом, мы имеем здесь дело с замещением несомненно кислого стекла бескварцевым глинисто-слюдистым

агрегатом, обладающим значительно более низким содержанием кремнезема, чем исходный материал. Этот факт интересен тем, что он иллюстрирует особый случай девитрификации кислого стекла, когда замещение его кристаллическим агрегатом происходило с привнесом и выносом вещества. Следует отметить, что обломки полевых шпатов не несут признаков замещения глинистыми минералами. Не обнаруживают аргиллизации и обломки кислых эффузивов с кварц-альбитовым фельзитовым базисом, попавшие в эту породу, очевидно, уже в раскристаллизованном состоянии. Таким образом, аргиллизации в таких туфах подвергался избирательно только стекловатый материал, а поскольку он резко преобладал в количестве, породы приобрели тот существенно глинистый состав, который отличает их в настоящее время.

Туффиты. В отличие от туфов среди этих пород преобладают мелкозернистые разновидности. Некоторые из них, имеющие алевритовую структуру, будучи перекристаллизованы, приобретают фарфоровидный облик с характерным полураковистым изломом. Реже встречаются разновидности, обладающие явной зернистостью.

Состав псаммитовой, или алевритовой фракции здесь тот же, что и в туфах, и главным отличием от них служит преобладание осадочного цемента: глинистого, кремнисто-глинистого, иногда глинисто-карбонатного. В нем нередки фаунистические остатки. Аргиллизация вулканического стекла в обломках, описанная выше в туфах, распространена в туффитах значительно шире.

Зернистые туффиты кварцевых альбитофиоров (дорожная выемка близ Путинцева) — среднезернистые породы, чередующиеся в разрезе с мелкозернистыми разновидностями. Цвет их серый, зернистость равномерная, текстура однородная, местами неяснослоистая. Псаммитовая фракция (около 50% объема) сложена обломками альбита и кварца в отношении 2:1. Наблюдаются подчиненные обломки фельзитов и кислого стекла, замещенного кварцем и серицитом. Цемент пород глинистый, или карбонатно-глинистый, перекристаллизованный в микробластический агрегат кварца, серицита и хлорита, в котором часто видны гнезда кальцита. Последним замещены и часто встречаемые здесь фаунистические остатки.

Туффиты и вулканомиктовые песчаники ревнюшинской свиты на Зырянском рудном поле сходны с зернистыми туфами той же толщи как в образцах, так и микроскопически. Отличием их является более совершенная отсортированность материала по размеру частиц, довольно часто встречаемые следы слоистости, повышенное содержание осадочного глинистого цемента и более значительная роль кварца в псаммитовой фракции.

Туффиты витрокластические аргиллизированные (Лениногорское рудное поле; табл. IV, фиг. 2) макроскопически вполне подобны обычному темно-серому алевролиту сокольной свиты, состоят (около 50% объема) из зернистой фракции с размером частиц 0,5 мм и микрочешуйчатого цемента. Под микроскопом различаются угловатые и ключевидные обломки полосчатого стекла, замещенные каолинитом и гидрослюдами, имеющие струйчато-волокнистое сложение вследствие флюидально-микроросчатой текстуры исходного стекла. Многие из них проникнуты гидроокислами железа и полупрозрачны. Цемент не имеет границ с обломками, будучи сложен глинистым осадочным материалом и разложенными пепловыми частицами. Слияние обломков замещенного стекла и глинистой цементирующей массы нередко настолько полное, что обломки различаются лишь по цепочкам и линзам рудной пыли, сохранившимся на их месте и фиксирующим их микроросчатость. В цементе присутствуют остатки радиолярий. На месте каждого из них возникли бурые полупрозрачные скопления изотропного вещества. Характерна обогащенность цемента кристаллами апатита, явно аутигенными, которые образовались, очевидно, в процессе перекристаллизации глинисто-витрокластической массы.

Описанный пример отражает один из наиболее сложных случаев диагностики вулкаников. Аргиллизация стекла происходила с изменением химического состава пород. Мы можем лишь предполагать кислый состав замещенных стекловатых обломков, основываясь на таких косвенных признаках, как реликты флюидально-полосчатого сложения и каолинит-серицитовый (а не монтморилло-

Таблица 5
Химический состав кислых вулканитов эйфельского -

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
402-11	73,84	1,54	12,07	0,66	1,11	0,08	1,14
407-6	74,88	0,14	12,15	1,16	1,26	0,07	1,32
407-17	77,90	0,07	11,68	1,00	0,74	0,03	0,10
958	73,80	Следы	14,19	0,41	0,59	0,02	1,91
404-10	75,62	Не обн.	14,74	Не обн.	0,59	Следы	0,10
101	73,87	0,17	11,90	2,31	1,13	0,05	0,98
19	76,60	0,42	12,20	0,25	1,29	0,08	1,60
351	76,61	0,09	12,96	0,44	1,44	0,03	0,53
5-3	75,41	0,15	12,96	1,06	1,72	0,01	0,29
21	71,61	0,31	15,12	1,00	1,58	0,06	1,18
869	75,56	Следы	12,36	1,81	1,11	0,05	1,64

нит-хлоритовый) состав девитрификата. Как пример сходного явления в породах Алейской структурной зоны приведем витрокластические туффиты, аргиллизированные с почти полным исчезновением черт первичного строения (Березовская свита, р.Березовка). Это - темно-серые мелкозернистые породы, местами с неясной слоистостью. Состоят они из преобладающей микрочешуйчатой массы (каолинит, гидрослюда), микробластических кварца и альбита, рудной пыли. С трудом различаются расплывчатые контуры обломков стекла, первоначально слагавших породу и замещенных глинистой массой.

Химический состав

Химический состав кислых вулканитов описываемого комплекса представлен типичными анализами в табл. 5. Изучая эти данные, следует иметь в виду, что представительность химического состава палеотипных вулканитов в отношении их исходного химизма сильно ограничена разнообразными эпигенетическими преобразованиями (о чем подробнее сказано далее). С учетом этого можно отметить, что описанные породы, несмотря на значительные вариации в величинах петрохимических характеристик, отвечают в целом по своей кислотности липаритам ($Q = 30-50$), значительно альбитизированным. На последнее указывает пониженное значение "с" (менее 1%), повышенное "п" и устойчивая пересыщенность пород глиноземом как следствие пониженного содержания Са. Петрохимические характеристики А.Н. Заварицкого, не включенные здесь и далее в таблицы, отражены на диаграммах в главе VIII.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Общие особенности минерального состава и свойства породообразующих минералов

Породы состоят в основном из альбита и минералов группы хлорита, в них часто присутствуют магнетит и ильменит, эпидот, кальцит и лейкоксен. Встречаются сфен, актинолит, пренит, вторичный кварц, серицит, изредка цеолиты. В единичных случаях присутствуют реликты первичного основного плагиоклаза (№ 57-60) и пироксена (авгита).

Минералы группы хлорита представлены обычно пеннином, варьирующим по своим свойствам. Преобладает умеренно железистая, бледно-зеленая в шлифе

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,50	3,60	3,90	1,10	0,14	He обн.	-	-	99,68
0,72	4,60	1,40	1,30	0,22	0,23	-	-	99,45
0,21	5,70	1,70	0,40	He обн.	He обн.	-	-	99,53
0,28	0,85	4,70	2,47	0,24	0,08	-	-	99,54
0,21	7,80	0,12	0,35	0,12	He обн.	-	-	99,65
0,76	4,05	3,01	-	0,23	"	-	1,13	99,59
0,67	4,00	1,07	-	0,10	0,08	0,05	1,51	99,92
0,29	4,65	1,68	-	-	He обн.	0,01	0,89	99,52
0,15	4,32	3,11	-	-	"	0,04	0,35	99,57
0,37	6,25	0,96	-	-	"	0,06	1,25	99,75
0,40	4,10	0,70	1,71	0,26	-	-	-	99,70

разность, иногда с плеохроизмом от светлых травяно-зеленых тонов по Ng до почти бесцветных желтоватых по Np, $n_g - n_p$ редко превышает 0,003, встречаются почти изотропные разности. Интерференционные окраски аномальные, от голубоватых до интенсивных фиолетово-синих, местами бурых. Реже встречается клинохлор с более высоким показателем преломления, $n_g - n_p = 0,009$. Магнетит - угловатые, слегка округленные зерна размером до 0,05 мм. Ильменит - изометричные зерна и игольчатые кристаллы длиной до 0,3 мм, местами окруженные каймой лейкоксена. Встречены древовидные сростки кристаллов.

Актинолит встречен в агрегатах, заместивших вкрапленники пироксена и в базисе пород. Это - сростки игольчатых кристаллов, неправильные скопления волокнистого облика. Окраска очень бледная, со слабым плеохроизмом: по Ng - голубовато-зеленый, по Nm - желтовато-зеленый, по Np - желтоватый, почти бесцветный. C: $Ng = 16-19^\circ$; $2V = -74-80^\circ$.

Эпидот - скопления зерен, реже - шестоватых кристаллов. В миндалинах часты веерообразные сростки. Железистость значительно варьирует, в миндалинах нередко ясно-зеленые разности с заметным плеохроизмом. В отличие от хлоритов, он нередко обнаруживает ясные местные особенности, как, например, высокую железистость на некоторых участках Успенско-Карелинской тектонической зоны (район пос. Ливино и др.).

Пренит встречается редко в виде радиально-лучистых и шестоватых агрегатов в миндалинах. В шлифах он бесцветен, с низким рельефом и слабой шагреновой поверхностью. Цвета интерференции до желтых второго порядка, изредка наблюдаются аномальные серовато-голубые тона. Цеолиты редки, образуют округлые или пятнообразные агрегаты изометричных выделений в базисе пород в миндалинах, отличаются низким преломлением ($n_m = 1,530$) и дву-преломлением ($n_g - n_p = 0,004$).

Петрографическая характеристика альбитизированных базальтовых порфиритов (альбитофиритов) и их вулканокластических аналогов

Альбитизированные базальтовые порфириты. Породы этой группы темные зеленовато-серые, иногда зелено-черные афанитовые. Они отличаются зеленокаменным обликом и лишь в зоне Алейского антиклинория обнаруживают местами краснокаменное изменение (фиолетовые оттенки). Преобладают афировые разности, встречаются мелкопорфировые, олигофирового типа, с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза, изредка - измененного пироксена. Распростра-

нена миндалекаменная текстура. Обычное содержание миндалин 5-15% объема, размер 1-2 мм, форма сферическая или эллипсоидальная; в последнем случае породы нередко имеют флюидальную текстуру, выражающуюся в общей ориентировке миндалин. В миндалинах - хлорит, кальцит, реже альбит, эпидот, иногда - эпихалцедоновый кварц. Встречаются пузырьстые и шлаковые разности, очень интенсивно проникнутые полостями (до 40-50% объема). В одних разрезах они не встречены, в других встречаются часто (р. Сакмариха). Известны лавобрекчии, нередко весьма сходные со шлаковыми лавами и, по-видимому, связанные с ними переходами. В таких породах обломки базальтовых порфиритов бывают сцементированы не лавовой массой, а поствулканическим гидротермальным материалом, сходным с заполнением миндалин (кальцит, кварц и т.п.).

Под микроскопом устанавливается первично-полукристаллическое строение пород и полная альбитизация их полевых шпатов. Базис их состоит из удлиненных микролитов альбита, погруженных в хлоритовый мезостази́с, обычно с заметным содержанием рудной пыли. Микроструктуры - гиалопилитовая и интерсертальная, реже пилотакситовая (все в девитрифицированном варианте). Динамометаморфическое рассланцевание в тектонических зонах выражается в целом интенсивнее, чем в кислых эффузивах, вплоть до образования зеленых сланцев. Некоторые эпигенетические явления развиты локально: так, в разрезах района Филипповки - Брексы в базальтовых порфиритах сильно развит кварц-эпидотовый метасоматоз, в разрезе по р. Сакмарихе - кальцитизация пород и развитие в них минералов доломит-анкеритового ряда, в разрезе по р. Убе (устье р. Большой Снегирихи) местами - серицитизация базиса основных эффузивов.

Альбитизированные базальтовые порфириты ильинской свиты (долина р. Убы выше устья Большой Снегирихи, табл. IV, фиг. 3), афировые породы афанитового строения. Микролиты альбита погружены в девитрификат, состоящий из хлорита и пылевидного магнетита с переменным количеством эпидота, альбита, лейкоксена. Местами видна трахитоидная микротекстура, кое-где с завихрениями флюидальных микропотоков. Рассланцевание подчеркнуто скоплениями кальцита и серицита, вытянутыми в виде линз вдоль линий рассланцевания.

Шлаковые базальтовые порфириты (эйфельская толща, р. Сакмариха) интенсивно проникнуты кавернами, которые составляют около половины их объема. Это неправильные полости, часто сообщающиеся друг с другом, заполненные кальцитом. Структура пород гиалопилитовая. Микролиты плагиоклаза полностью замещены альбитом, стекловатый мезостази́с - агрегатом магнетита и хлорита с тем или иным количеством альбита. При динамометаморфизме таких пород, весьма характерном для данной зоны, возникают зеленые сланцы с чередованием кальцитовых и хлорит-магнетитовых полос и линз шириной в десятые доли миллиметра.

Лавобрекчии базальтовых порфиритов ревнюшинской свиты (Путинцевская антиклиналь, скв. 147, глубина 510-700 м, коллекция М.П. Тырнова) в изломе имеют вид мелкообломочной брекчии с размером частиц 1-5 мм. Стекловатый мезостази́с замещен хлоритом. Многочисленные полости неправильной формы составляют до половины объема пород, выполнены кальцитом, реже кварцем, образовавшимся по опалу и содержащим примесь пылеватых частиц пластинчатого гематита. Скопления гематита проникают и в базальтовое вещество в виде линз и прожилков. Местами кальцит и кварц играют роль цемента, скрепляющего угловатые обломки базальтового материала. Некоторые разности пород содержат округлые миндалины кварца, макроскопически похожие на вкрапленники.

Краснокаменные лавобрекчии базальтовых порфиритов (безрезовская свита, правый берег р. Убы против Шигина хутора) - очень темные фиолетово-серые породы. Строение их афанитовое, афировое, однако в образцах они выглядят мелкозернистыми, благодаря брекчевидному сложению, которое видно под микроскопом (табл. V, фиг. 1). Породы состоят из частиц

базальтового стекла грубоизометричной угловатой или округленной формы (0,5–1 мм), плотно и без всякого цемента сомкнутых друг с другом. Они замешены по краям окислами железа, образующими непрозрачную кайму, по которой они и сростаются друг с другом. Структура их апогидроалюминатная, микролиты плагиоклаза замешены альбитом, стекло – хлоритом и окислами железа, которых настолько много, что нередко девитрификат кажется из-за них непрозрачным. В некоторых обломках стекло микропузыристое. Такие породы очень похожи на мелкообломочные вулканические туфы, однако отличаются от них большей однородностью частиц, и отсутствием заполненных цементом промежутков между ними.

Туфы и туффиты альбитизированных базальтовых порфиритов. Породы такого состава почти не встречаются в виде грубообломочных и агломератовых разностей, их строение, как правило, средне- и мелкозернистое.

Туфы, в образцах подобные описанным выше лавам, отличаются от них зернистостью, обычно заметной на свежем изломе. Размер обломков (от долей миллиметра до 2–3 мм) довольно однороден в пределах каждой породы, по-видимому, вследствие подводных условий отложения. Форма их угловатая, иногда слабоокругленная. В обломках – базальтовые порфириты с теми же петрографическими особенностями, что и лавы, цемент – базальтовый пепел, замешенный хлоритом.

Среди туффитов преобладают тонкозернистые и алевритовые разности, которые должны рассматриваться как телевулканические образования. В таких породах обломочное строение утрачено: слагавшие их частицы базальтового стекла, смешанные с глинистым осадочным материалом, превращены в микрочешуйчатую хлоритовую массу с некоторым количеством альбита и кварца. Такие пепловые базальтовые туффиты распространены весьма широко, преимущественно в пределах Быструшинского и Белоубинского синклиналиев, однако за ними далеко не всегда признается осадочно-вулканогенная природа. Они описываются обычно как хлоритовые алевролиты, а при отсутствии очевидной алевритовой примеси – как зеленые сланцы по базальтовым порфиритам. Можно полагать, что все алевритовые и карбонатные осадочные породы нашего региона с заметно повышенным содержанием хлорита имели в своем составе базальтовый пепел, заместившийся монтмориллонитом и затем хлоритом, т.е. породы такого рода следует рассматривать как хлоритизированные базальтовые туффиты телевулканической природы.

Туфы базальтовых порфиритов, среднезернистые (таловская свита, район Верх-Убы, табл. V, фиг.2) состоят из обломков размером 1–3 мм угловатой или округленно-изометричной формы (около 60% объема). В обломках представлены почти исключительно базальтовые порфириты, в большинстве случаев пузыристые, с миндалинами, выполненными хлоритом и кварцем. Цемент пепловый, замешенный хлоритом и магнетитом с примесью альбита и кварца.

Туффиты базальтовых порфиров мелкозернистые (разрез Эйфеля на р.Сакмарихе) состоят из частиц базальтовых порфиритов, размером 0,5–1 мм, погруженных в цементирующую массу базального типа, которая состоит из альбита, хлорита, кальцита, лейкоксена и гидроокислов железа. Будучи интенсивно пропитаны рудной пылью разложившиеся базальтовые обломки хорошо различаются на фоне существенно хлоритово-кальцитового цемента, который состоял первоначально из осадочного карбонатно-глинистого материала и тонкого базальтового пепла.

Хлоритизированные пепловые туффиты – своеобразные и довольно трудные для диагностики породы наиболее широко развиты среди отложений Эйфеля в белоубинской зоне (р.Сакмариха, р.Большая Чесноковка и другие разрезы). Примером могут служить обнажения на левом берегу р.Убы против пос.Ермолаевки, где вскрыта пачка этих пород, залегающая среди известняков и аргиллитов. Породы темно-зеленые, слоистые (толщина слоев 10–40 см), мелко- или среднезернистого облика. Макроскопически видна плотная хлоритовая масса и линзы кальцита длиной до нескольких сантиметров, ориенти-

Таблица 6

Химический состав основных вулканитов эйфельского -

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
398-45	56,34	1,28	16,34	5,45	1,92	0,20	2,93	5,21
407-23	54,52	0,56	14,32	2,73	4,22	0,32	3,83	4,85
58-1	51,42	1,02	17,66	3,38	5,61	0,50	6,68	5,42
22-6	48,50	1,39	17,42	1,63	9,98	0,19	6,52	4,38
25-8	52,29	1,40	15,09	1,73	8,62	0,19	4,70	5,94
421-9	47,21	1,40	17,66	5,52	5,17	0,19	8,33	8,99
475	47,24	1,35	15,76	0,90	9,20	0,21	6,75	7,73
485	47,20	2,30	17,18	0,86	11,23	0,26	6,10	3,67
9a	47,52	0,86	17,01	7,65	1,33	0,09	7,24	5,45
707-н	51,74	0,92	18,58	2,73	5,51	0,11	5,27	5,40
915	53,04	1,31	15,12	3,52	9,06	8,15	4,60	2,98

рованные по слоистости. Под микроскопом видно, что это микрозернисто-чешуйчатая масса, состоящая из хлорита, либо почти сплошного, либо в сочетании с альбитом. Участки сплошного хлорита содержат много магнетитовой пыли и полупрозрачны, их волокнистое сложение свидетельствует о расслаивании. Хлорит-альбитовые участки, имеющие груболинзовидную форму и бластическую структуру, изредка сохраняют следы интерсертальной структуры базальтовых порфиритов. Породы первоначально имели псаммитовое строение с размером частиц, менявшимся от слоя к слою (от долей миллиметра, до 1-2 мм). В зернистой фракции преобладали обломки базальтового стекла, превращенные затем в альбит-хлоритовые пятна и линзы. Цементирующая масса магнетита и хлорита с линзами кальцита утратила обломочное строение. Она явилась результатом перекристаллизации тонкого вулканогенно-осадочного вещества, которое состояло из карбоната, стянутого затем в кальцитовые гнезда и линзы, и из основного пепла, замещенного хлоритом.

Отличия таких основных туффитов от базальтовых порфиритов устанавливаются с трудом, так как последние при расслаивании также содержат кальцитовые линзы, образовавшиеся при растягивании миндалаи. Тем не менее слоистое сложение описанных туффитов, их равномерно-обломочный характер в пределах каждого слоя и наличие в них хлорит-кальцитового цемента, отличного от обломков, - все это позволяет отделять их от сходных эффузивов достаточно уверенно.

Химический состав

В табл. 6 приведен химический состав главных разновидностей порфиритов эйфельского - нижнеживетского комплекса. Один из главных вопросов петрохимии этих пород - присутствуют ли среди них альбитизированные андезитовые порфириты, или же практически все они представлены продуктами базальтовой магмы? По содержанию SiO₂ эти породы в большинстве своем отвечают базальтам и лишь в некоторых пробах количество SiO₂ возрастает до 55-56%. Для выяснения природы повышенной кислотности таких разновидностей был проведен параллельный анализ их химических и петрографических особенностей. Можно видеть, что повышенная кислотность этих образцов связана в одних случаях с примесью кислого вулканокластического материала

нижнеживетского комплекса, в вес. %

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
5,85	0,30	2,19	0,34	2,38	-	-	-	100,73
0,80	6,72	3,85	0,16	3,10	-	-	-	99,98
3,48	0,26	-	0,14	0,08	0,17	0,02	4,53	100,15
3,69	2,00	-	0,18	0,30	0,26	0,01	4,12	100,04
3,78	1,25	-	0,11	1,18	0,28	0,01	4,58	99,86
3,81	0,56	-	0,15	0,17	0,15	Следы	1,47	100,45
4,59	0,45	-	0,11	-	0,16	0,01	5,86	100,19
4,59	0,19	-	0,15	1,23	0,32	0,07	6,05	100,02
4,90	0,10	4,16	0,12	-	-	-	3,36	99,79
3,60	0,45	-	-	-	-	-	-	-
3,69	1,16	-	-	-	0,36	-	4,63	99,62

(обр. 407-23), в других - с окварцеванием (обр. 915), в третьих - с обеими этими причинами (обр. 398-45). Таким образом, среди анализированных образцов отсутствуют породы с первичной кислотностью выше, чем у базальтов. Анализ более обширного химико-аналитического материала с использованием данных других исследователей приводит к тому же выводу.

Принадлежность описываемых эффузивов к группе основных пород нашла свое выражение и в низком, часто отрицательном значении Q. Содержание Al₂O₃ (15-17%) не отличается от обычного в базальтовых порфиритах, то же можно сказать и о среднем суммарном содержании окислов железа и магния, хотя количество этих окислов колеблется резко. Четко выражены особенности, связанные с полной альбитизацией плагиоклазов. Содержание Na₂O (3,5-6%) здесь значительно выше, чем в базальтах, а CaO (3-7%, редко более) в среднем вдвое ниже. Таким образом, как и в кислых вулканитах, мы наблюдаем здесь повсеместное и однозначное искажение первичной химической характеристики пород под влиянием региональной альбитизации. Из других наложенных явлений, заметно влияющих на современный химический состав рассмотренных пород, отметим эпидотизацию и кальцитизацию, чем объясняется повышенное содержание кальция в отдельных пробах, таких как обр.421-9 (эпидотизация) и обр. 475 (кальцитизация).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Вулканогенные толщи, относимые к верхам живетского и к франскому ярусу, развиты на значительно более ограниченной площади, чем предыдущий вулканический комплекс. Они локализованы в основном в пределах полосы, которая прилегает с северо-востока к Иртышской зоне смятия на протяжении около 250 км от района Шемонаихи до низовьев Бухтармы.

Осадочно-вулканогенные толщи преимущественно кислого состава (каменевская и снежиревская свиты) слагают юго-западное крыло Алейского антиклинория и область его юго-восточного периклинального замыкания. Здесь они имеют максимальное развитие как по площади распространения, так и по мощности вулканитов, далее на юго-восток ими сложены разобщенные участки меньшей площади.

В области юго-восточного замыкания Алейского антиклинория, в районе Верх-Убы, мощность осадочно-вулканогенной толщи данного возраста около 800 м, из них приблизительно 75% сложено вулканическими породами. Эффузивы основного состава имеют здесь резко подчиненное развитие, будучи приурочены к нижней части разреза. Главная часть его сложена кислыми вулканитами, в верхах появляются туфы и туффиты смешанного состава.

В северо-западной части указанной полосы, в районе Шемонаихи и Николаевского месторождения (юго-западное крыло Алейского антиклинория), мощность комплекса возрастает, превышая 1500 м, из которых на долю вулканитов приходится около 50%. В нижней части (каменевская свита) увеличивается роль основных эффузивов, однако преобладание кислых вулканических пород сохраняется.

На юго-восточной оконечности прииртышской полосы верхнедевонских вулканитов, в Бухтарминском районе, мощность толщ этого возраста превышает 1000 м, причем они не менее, чем наполовину сложены вулканическими породами, имеющими в основном кислый или смешанный состав.

Вторая область развития вулканических пород данного комплекса находится на северо-восточном крыле Алейского антиклинория. Здесь они участвуют в строении осадочно-вулканогенной шипуновской свиты живетского возраста, эффузивы которой представлены почти исключительно основными разностями. Эта свита, сохраняющая характер терригенной толщи с прослоями базальтовых порфиритов, обнажается и в других местах в пределах Быструшинского синклинория.

На остальной территории Рудного Алтая вулканические породы, которые могут коррелироваться с описываемым комплексом, встречаются в виде резко подчиненных прослоев преимущественно основных или средних вулканитов в осадочных терригенных толщах, известных под названием алейской, белоубинской и хамирской свит.

Приведем примеры строения осадочно-вулканогенных толщ данного комплекса в различных районах Рудного Алтая.

Алейский антиклинорий

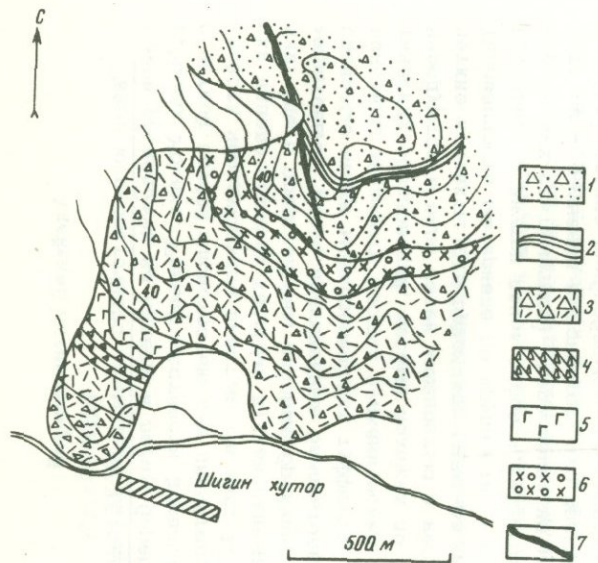
Район юго-восточного замыкания антиклинория (участок горы Каменухи). Район расположен на правом и левом берегу р.Убы там, где в нее впадает р.Малая Убинка. Рельеф местности показывает, что здесь развиты отложения с четкой грубой слоистостью при значительной контрастности механических свойств чередующихся пластов. На фиг. 15 и 16 видно, что толща практически нацело сложена кислыми вулканогенными породами брекчиевидного строения. Здесь представлены лавовые брекчии, туфы, туффиты (в основном агломератовые), резко подчиненные базальтовые порфириты и маломощные тонкослоистые пачки мелкозернистых туффитов, алевритов и песчаников. Около половины мощности кислых вулканических пород приходится на долю лавокластических образований, весьма похожих по структуре на туфы. Все эти породы чередуются в виде пачек мощностью в несколько десятков метров, имеющих четкие контакты без признаков размыва. Ясная слоистость и заметная отсортированность материала по крупности — одна из особенностей толщи в целом — проявлена и внутри пачек туфов и туффитов в виде более тонкого (иногда до нескольких сантиметров) переслаивания материала различной крупности. При детальном изучении выясняется, что практически весь разрез представляет собой сочетание грубообломочного пирокластического и лавокластического материала, осадочное вещество присутствует здесь почти исключительно как цемент туффитов.

Из деталей разреза представляют интерес взаимоотношения вулканических и осадочных пород. Фиг. 17,а показывает налегание пласта агломератовых туффитов на пачку кислых туфов и туффитов смешанного состава. Туффиты среднезернистые и алевритовые содержат в обломках разложенное кислое стекло и эффузивного облика порфириты, цемент их глинисто-хлоритовый с вулканокластической примесью. Туфы среднезернистые, витрокластические. Агломератовые туффиты состоят из крупных (5–10 см) обломков темных фиолетово-серых фельзитов, сцементированных среднезернистым туффитовым веществом. Характерно, что формирование грубообломочной вулканической пачки совершенно не нарушило поверхности подстилающего осадка, как это можно ожидать в случае течения по нему лавовых или иных вулканических масс.

Второй пункт того же разреза, заслуживающий детального рассмотрения — налегание лавовых брекчий на туффиты (фиг. 17,б). Туффиты состоят почти наполовину из алеврит-пелитового осадочного материала, в котором заключены угловатые обломки размером до 2–3 мм (преимущественно кислое стекло). Лавовые брекчии, налегающие на туффиты по гладкой поверхности, обладают слоистым сложением. В темной зеленовато-серой массе выделяются зерна мяско-красного полевого шпата, которые образуют сиюпления в виде линз, вытянутых по слоистости. Так же ориентированы и уплощенные обломки фиолетовых базокварцевых альбитофиров, которые содержатся в основном в подстилающих туффитах, но в некотором количестве включены и в лавовые брекчии.

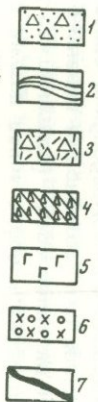
Этот пример, как и предыдущий, показывает случай отложения грубого вулканического материала на алеврит-пелитовый морской осадок без какого-либо нарушения поверхности последнего. Таким образом, описанная лавовая брекчия, очевидно, никогда не перемещалась по своему субстрату. Последнее обстоятельство, объяснимое для накопленный типа туфов, трудно увязать с картиной лавового потока, двигавшегося по рыхлому осадку. Таким образом, геологические особенности лавовых брекчий делают их очень похожими на туфы, однако их микроструктура и, в частности, то что они состоят из спянных однородных обломков стекла без признаков цемента, не позволяет отнести их к пирокластическим образованиям. Происхождение данной разновидности пород будет рассмотрено в петрографическом описании.

На фиг. 18 показан фрагмент другого разреза в том же районе, занимающий несколько более высокое стратиграфическое положение. Его верхняя часть, начиная с туффитов с обломками гранитоидов, принадлежит, очевидно, уже к



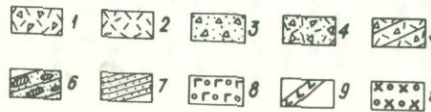
Фиг. 15. Схема геологического строения участка развития вулканогенных пород франского возраста к северу от поселка Шигин хутор

1 - переслаивание агломератовых лав, туфов и туффитов кварцевых альбитофиров; 2 - туффиты и алевролиты; 3 - лавовые брекчии кварцевых альбитофиров; 4 - агломератовые туффиты; 5 - базальтовые порфириты; 6 - базокварцевые альбитофиры (интрузивные); 7 - андезитовые порфириты



Фиг. 16. Разрез вулканогенной толщи франского возраста к северу от поселка Шигин хутор

1 - 6 - эпитрахилипаритовые кварцевые альбитофиры, их туфы и туффиты: 1 - агломератовые лавы, 2 - лавовые брекчии, 3 - агломератовые туфы, 4 - переслаивание агломератовых туфов и лав, 5 - грубослоистые агломератовые туффиты, 6 - неслоистые агломератовые туффиты и псевдотуффиты; 7 - переслаивание туффитов и алевролитов; 8 - базальтовые порфириты; 9 - андезитовые порфириты; 10 - базокварцевые альбитофиры (интрузивные). Цифры - номера обнажений, на которые есть ссылки



фаменской пихтовой свите. В составе толщи распространены туффыты, различные по составу и условиям формирования. Интересны образования, описанные далее под названием "агломератовых псевдотуффов", пласты которых показаны на обоих приведенных разрезах.

Что же касается верхней части разреза, относимой к пихтовой свите, то ее главной особенностью является большая роль своеобразных пород, которые мы описываем далее под названием "грубообломочных смешанных туффов". Они образуют выдержанную пачку мощностью около 50 м. Это очень пестрая по составу смесь вулканокластического и вулканомиктового материала, в которой присутствуют также обломки гранитов. В составе пачки есть прослой среднезернистых полимиктовых песчаников. Встречен полуметровый прослой плотных кремнистых алевролитов. Выше по разрезу, за пределами участка, показанного на фиг. 18, продолжается слоистая серия преимущественно грубозернистых пород - туффов смешанного состава (с обломками гранитов), очень близких к ним по составу туфов и подчиненных полимиктовых песчаников.

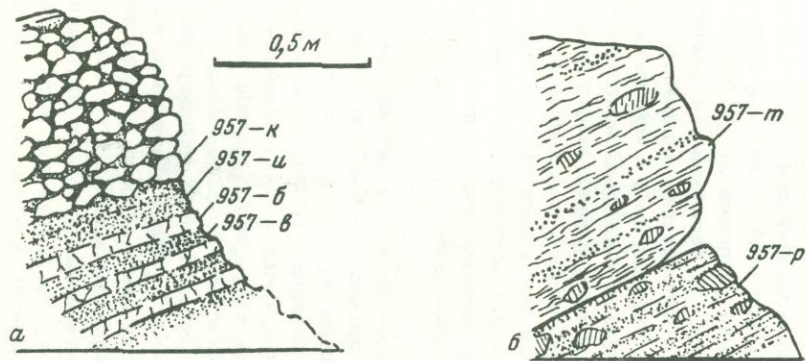
Подчеркнем в заключение особенности данного разреза, существенные для расшифровки геологической истории района. Верхнеживетская - франская часть разреза (снегиревская свита) сложена в основном лавобрекчиями, туфами и туффитами кварцевых альбитофигов, имевших первоначально липаритовый и трахилипаритовый состав. Верхняя часть разреза, относимая к фаменской пихтовой свите, знаменуется появлением смешанного, существенно порфиритового вулканокластического материала, часто с обломками гранитоидов. Кислые вулканыты здесь практически отсутствуют.

Сочетание вулканокластического характера пород со слоистостью и сортировкой их материала по размеру частиц свидетельствует о формировании толщи в результате взрывной вулканической деятельности с отложением продуктов взрывов через водную среду. На это же указывает и выдержанность мощностей пластов вулканокластического материала. Характер налегания вулканических пород на осадочные исключает течение вулканических масс по поверхности осадков и предполагает осаждение вулканокластического (в том числе лавокластического) материала на эту поверхность. Редкие маломощные (первые метры) прослой алевролитов и песчаников, часто с косою слоистостью, знаменуют перерывы в вулканической деятельности и свидетельствуют о том, что вулканический материал снегиревской и пихтовской свит отлагается в мелководном бассейне.

В составе толщи присутствуют послонные интрузии кварцевых альбитофигов, а также дайковые и силловые тела андезитовых и базальтовых порфиритов.

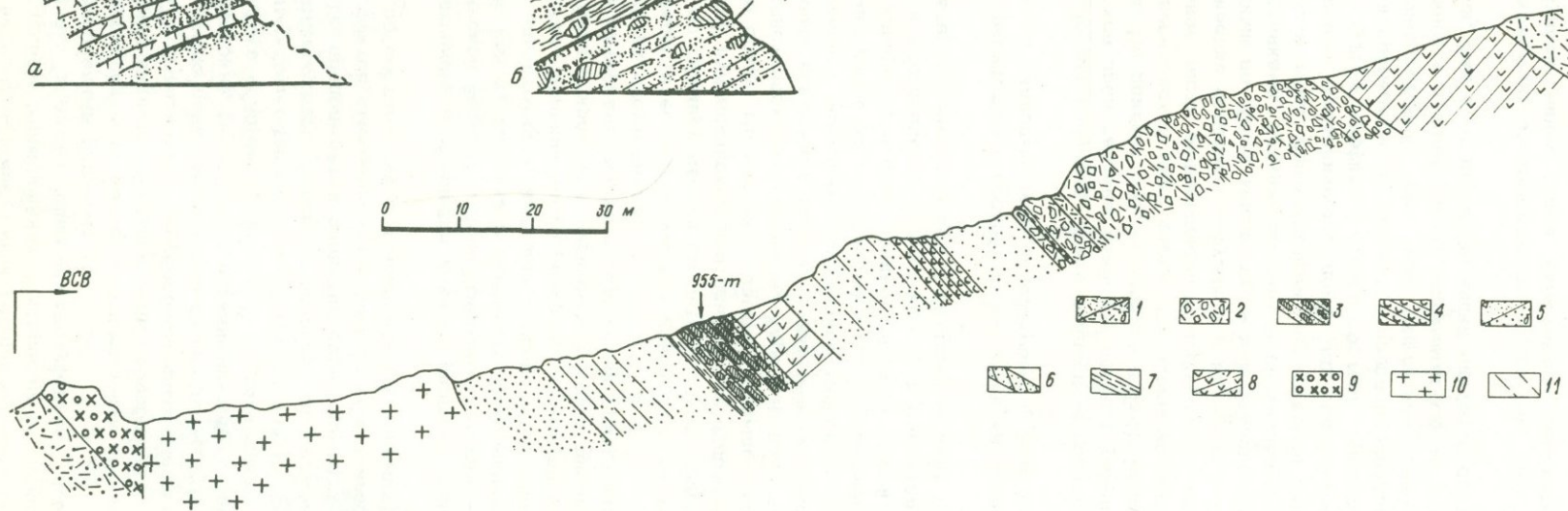
Юго-западное крыло антиклинория. Здесь осадочно-вулканогенные породы описываемого комплекса представлены наиболее полно в районе к югу и к юго-западу от Шемонаихи. По данным В.С. Кузубного и Б.П. Бедарева, отложения каменевской и снегиревской свит достигают здесь мощности в 2500 м и сложены в значительной части вулканическими породами. В каменевской свите наблюдается переслаивание основных эффузивов и их туфов с осадочными породами, преобладающими по общей мощности, - известковистыми алевролитами и аргиллитами, известняками, вулканомиктовыми песчаниками. Присутствуют грубообломочные кислые туфы. Вышележащая снегиревская свита отличается уже резким преобладанием вулканических пород над осадочными. Здесь развиты в основном лавы, туфы и туффыты кислого состава, присутствуют вулканомиктовые песчаники и гравелиты, встречаются прослой алевролитов. По мнению указанных исследователей, все эти отложения относятся к франскому ярусу и отделены в данном районе разрывом как от подстилающей таловской свиты эйфеля, так и от перекрывающей пихтовой свиты фаменского возраста.

На участке Рулихинского месторождения, по данным Т.А. Румянцевой (1963), осадочно-вулканогенная толща, включающая каменевскую и снегирев-



Фиг. 17. Детали строения вулканогенной толщи к северу от поселка Шигин хутор

Пояснения в тексте



Фиг. 18. Строение вулканогенной толщи на западном отроге горы Каменухи

1-4 - вулканические породы, имеющие состав эпитрахилипаритовых кварцевых альбитофиров: туфы среднезернистые (1а) и крупнозернистые (1б), туффиты грубообломочные с обломками гранитоидов (2), псевдотуффиты агломератные (3), переслаивание туфов и туффитов (4); 5 - песчаники вулканомиктовые, среднезернистые (а) и крупнозернистые (б); 6 - песчаники вулканомиктовые ко-грубая послойная отдельность; 7 - алевролиты; 8 и 9 - силлы андезитовых порфиритов (8) и трахилипаритов (9); 10 - кварцевые диориты; 11 -

скую свиту и залегающая с размывом на таловской свите, имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивание осадочных и туфогенно-осадочных пород. Местами полимиктовые конгломераты базального типа	Около 30
2. Базальтовые порфириты и их туфы с прослоями известковистых алевролитов и песчаников, местами с остатками гониатитов	Около 250
3. Алевролиты и аргиллиты углистые и карбонатные с прослоями вулканомиктовых песчаников	Около 20
4. Туфы и туффиты кварцевых альбитофинов	Около 20
5. Переслаивание кремнистых и известковистых алевролитов и аргиллитов с мелко- и среднезернистыми туфами и туффитами кварцевых альбитофинов.	Около 15
6. Туфолавы и лавы кварцевых альбитофинов с прослоями туфов в верхах пачки	30
7. Туфы и ксенотуфы кварцевых альбитофинов от алевритовых до псефитовых. Прослой кремнистых алевролитов	Около 45
8. Известняки, аргиллиты и алевролиты известковистые и углистые (никлаевский горизонт)	35-45
9. Алевролиты и аргиллиты углистые в переслаивании с кислыми туффитами и вулканомиктовыми песчаниками	30
10. Слоистая пачка кислых туффитов и вулканомиктовых песчаников	150
11. Лавы и лавобрекчии кварцевых альбитофинов. Прослой грубообломочных и агломератовых туфов	250

Приведем главные особенности строения вулканогенной толщи верхнего девона в районе Рулихи. Чередование вулканических пород с морскими отложениями свидетельствует о подводных условиях накопления вулканического материала. Характерно резкое преобладание продуктов базальтовой магмы в нижней части разреза и липаритовой - в верхней, при отсутствии вулканитов промежуточного состава. Среди кислых вулканитов вулканокластические продукты преобладают над лавами. Обращает на себя внимание присутствие чуждого материала (в основном алевролитов и аргиллитов) в вулканокластических породах и развитие ксенотуфов смешанного состава. Эта особенность имеет в верхнедевонских толщах Рудного Алтая региональное распространение.

На Николаевском месторождении особенности строения верхнедевонской толщи можно видеть из разреза по буровой скв. 413, достигшей глубины 752 м.

Снизу вверх здесь вскрыты следующие породы (с указанием истинных мощностей):

	Мощность, м
1. Чередование слоев (2-6 м), в которых представлены туфы кварцевых альбитофинов (40%), туффиты плотные и зернистые (40%), алевролиты и аргиллиты (20%). Туфы крупно- и грубозернистые до агломератовых состоят из угловатых обломков размером до 5-3 см, среди которых преобладают розоватые и светло-серые фельзиты и кварцевые альбитофиры. Присутствуют обломки альбита и кварца, изредка кремнистых алевролитов. Туффиты подразделяются на плотные и зернистые	

- разности. Алевролиты и аргиллиты иногда микрослоистые, имеют кремнисто-глинистый или карбонатно-глинистый состав. Вскрытая 40
2. Чередование слоев мощностью 1-7 м, в которых представлены аргиллиты и алевролиты (50%), туффиты и вулканомиктовые песчаники (30%), кислые туфы (20%). Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые до черных, местами с фиолетовым оттенком. Состав их карбонатно-глинистый, многочисленны остатки микрофауны. Туффиты и вулканомиктовые песчаники темно-серые, средне- и мелкозернистые, состоящие из обломков (1-3 мм) альбита, кварца и кислого стекла. Цемент алеврит-пелитовый. Туфы кварцевых альбитофиров грубозернистые и агломератовые пестрой окраски 50
3. Переслаивание карбонатных алевролитов, туффитов и вулканомиктовых песчаников. Два прослоя базальтовых порфиритов мощностью по 4-5 м. В туффитах и вулканомиктовых песчаниках появляются обломки основных эффузивов. Базальтовые порфириты часто имеют брекчиевидное сложение (лавовые брекчи) 25
4. Слоистая пачка осадочных существенно вулканомиктовых пород и туффитов, в составе которой представлены песчаники вулканомиктово-аркозовые (50%), алевролиты и аргиллиты (30%), туффиты (20%). Песчаники крупнозернистые до грубозернистых. Зернистый материал без признаков окатанности, несколько отсортированный по размеру. В нем представлены альбит, кварц, иногда их сростки, изредка кварцевые альбитофиры. Присутствуют обломки алевролитов и аргиллитов. Встречаются обломки гранитоидов. Туффиты отличаются отсутствием сортировки обломков по размеру и большим количеством среди них кварцевых альбитофиров. Преобладают среднеобломочные туффиты, встречаются их агломератовые разности. Около 100

В этом разрезе обращают на себя внимание среднезернистые песчаники второй пачки, содержащие, помимо оскольчатого кварца, также обломки известковистых осадочных пород, которые вполне тождественны по составу, структуре и остаткам микрофауны известковистым аргиллитам в нескольких десятках метров ниже по той же скважине. Интересны вскрытые скважиной на глубине 520 м грубообломочные породы, состоящие преимущественно из вполне угловатых обломков аргиллитов.

Характер разреза на описанном интервале меняется снизу вверх: его нижняя часть, в основном сложенная кислыми туфами и туффитами с подчиненными прослоями основных лав, сменяется выше слоистой, более чем 100-метровой пачкой грубообломочных туффитов смешанного состава и таких же вулканомиктовых песчаников и конгломератов. Появление в составе пачки большого количества обломков андезитовых и базальтовых порфиритов и присутствие обломков гранитоидов довольно существенно отличает ее от нижележащей части разреза. Как по петрографическому характеру, так и по положению в разрезе эта пачка должна быть отнесена уже к пихтовой свите, в то время как нижележащие отложения относятся, очевидно, к каменевской и снежиревской свитам.

Отметим особенности описанного разреза, важные для характеристики условий накопления толщи. Прежде всего это четкая стратификация и частое переслаивание пород, различных как по структуре, так и по содержанию вулканического и вулканомиктового материала (туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников). При резко выраженном грубообломочном характере разреза в

нем присутствуют прослои тонкозернистых микрослоистых осадков (алевролитов, аргиллитов) с резкой сменой материала без промежуточных градаций состава и структуры. Характерно широкое развитие осадочно-вулканогенных пород весьма неоднородного, смешанного состава и повсеместное присутствие в них обломков явно местного происхождения (аргиллитов, известковых алевролитов), в том числе и таких, которые наблюдаются ниже по тому же разрезу. Следует подчеркнуть также присутствие в верхней части разреза своеобразных грубообломочных туффов, песчаников, конгломератов со слабой окатанностью материала, содержащих обломки гранитоидов.

В целом разрез верхнеживетской - франской толщи на Николаевском рудном поле вполне сходен с таковым в Верхубинском районе широким развитием кислых продуктов взрывной вулканической деятельности, которые, отлагаясь на значительных площадях в подводных условиях, в основном и сформировали мощную слоистую толщу верхнего живета - франы на юго-западном крыле Алейского антиклинария. Различием сравниваемых районов является то, что на Николаевском рудном поле значительно шире представлены грубообломочные продукты взрывной деятельности и мы практически не встречаем здесь лавовой фации.

Бухтарминский район

На юго-восточной оконечности полосы эффузивов верхнего девона разрез отложений, относимых к франскому ярусу, состоит из средне- и крупнозернистых туфов кислого и смешанного состава, кислых лав, прослоев песчано-глинистых пород и кремнистых алевролитов. На Бухтарминском месторождении известна верхняя часть снегиревской свиты (вскрытая мощность около 50 м). В составе ее преобладают кислые вулканокластические породы, переслаивающиеся с подчиненными вулканомиктовыми алевролитами и песчаниками. Вулканические породы - фиолетово-серые и серые агломератовые туфолавы эпипаритовых кварцевых альбитофигов. Вулканомиктовые породы, составляющие не более 20% мощности пачки, характеризуются хорошей сортировкой материала, четкой слоистостью и неокатанными обломками, в которых представлены кварц, альбит, фельзиты и микрокварциты. Среди осадочных прослоев присутствуют карбонатные аргиллиты. Для вулканических пород данного района характерно широкое развитие гнезд и прожилков сургучных яшмоидов, проникающих также и в чередующиеся с ними осадочные прослои.

Быструшинский синклиорий

В северо-западной части синклиория развиты вулканические породы, не имеющие видимой связи с описанной полосой вулканитов верхнего живета - франы, но сопоставимые с ними по возрасту. Это - основные эффузивы в составе терригенной шипуновской свиты.

Относительно хорошо эта свита обнажена в долине р. Убы ниже устья Большой Снегирихи. По данным К.Б. Арминбаева, А.П. Балакина и В.А. Денисенко, она залегает здесь с признаками размыва на таловской свите. Проведенное нами изучение свиты показало, что, имея мощность в 600-650 м, она представляет собой переслаивание аргиллитов и алевролитов (преимущественно кремнистых) с подчиненными вулканомиктовыми песчаниками, содержащими переотложенный кислый вулканический материал. Продуктов вулканизма здесь мало. Это - редкие прослои плотных фельзитовых туффов, содержащих кислый пепловый материал, очевидно, телевулканического происхождения, а также единичные пласты базальтовых порфиритов мощностью до 10-15 м, приуроченные к нижней части разреза. Присутствуют пластовые внедрения базальтовых порфиритов и габбро-диабазов.

К северо-западу по простиранию синклиория количество основных эффузивов в составе шипуновской свиты возрастает. Так, к юго-западу от пос. Семеновского эта свита, имеющая здесь мощность около 700 м, представляет частое переслаивание аргиллитов и алевролитов с альбитизированными базальтовыми порфиритами афирового или мелкопорфиритового типа. По С.К. Оникиенко,

суммарная мощность основных эффузивов здесь около 350 м, а пачка базальтов достигает мощности в 116 м. В том же районе в осевой зоне синклиниория, по данным В.М. Чеботарева, Н.И. Лышкова и др., отложения шипуновской свиты выполняют узкие синклинали в районе рек Луговушки и Малой Черепаники и в верховьях р.Чесноковый Алей. Они ложатся здесь с размывом на породы таловской свиты, имея в основании конгломераты. Мощность свиты достигает 1500 м. В нижней части она грубообломочная, богатая аркозовыми песчаниками, верхняя часть ее – преимущественно алевролитовая, с подчиненными мелкозернистыми песчаниками. Вулканические породы отсутствуют, если не считать маломощного (30–35 м) горизонта кислых туфов в толще алевролитов. Свита датируется как верхнеживетская. Выше, по данным тех же авторов, залегает гусинская свита франского возраста, достигающая мощности 1500 м. В ее нижней части – “спилито-сланцевый горизонт”, который выше сменяется терригенной флишовой толщей мощностью более 1000 м. Спилито-сланцевый горизонт (300–400 м) – переслаивание базальтовых порфиритов (альбитизированных) с кремнистыми алевролитами, в том числе яшмовидными. Чередуются слои мощностью от 2–3 до первых десятков метров. Прослой основных эффузивов достигают мощности 70 м. Они слагают около 45% мощности разреза, причем вверх количество и мощность их прослоев убывает, чем знаменуется переход этого горизонта в вышележащую флишовую толщу аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Существенно диабазовая нижняя часть разреза гусинской свиты датируется авторами как франская и сопоставляется с гониатитовым горизонтом района Николаевского месторождения, а флишовая толща на основании значительного литологического сходства – с белоубинской свитой Лениногорского района.

Сопоставляя приведенные данные, можно видеть, что различные части Быструшинского синклиниория в среднем и верхнем девоне несколько различались по времени и интенсивности основного вулканизма.

Зыряновский район

В среднем течении рек Березовки и Правой Березовки А.Ф. Дубининым, В.А. Верещагиным и др. к живетскому и франскому векам отнесена терригенная толща, достигающая 1000 м, местами содержащая пласты и линзы средних туфов. Нижняя половина разреза – переслаивание аргиллитов, алевролитов и кварц-полевешпатовых песчаников, в верхней – наряду с этими породами присутствуют альбитизированные туфы андезитовых порфиритов. Состав верхней части разреза западнее с.Соловьева: аргиллиты и алевролиты – 80%, вулканические песчаники смешанного состава – 15%, туфы андезитовых порфиритов псефитовые и псаммитовые – 5%. Есть основания считать, что это основные туфы, испытавшие некоторые изменения минерального и химического состава.

Из сравнения всех приведенных разрезов можно видеть неравномерное распределение вулканических пород верхнеживетского – франского комплекса на территории Рудного Алтая как следствие различий в интенсивности и составе вулканических извержений в различных его тектонических зонах. Асимметричность разреза вулканитов в крыльях Алейского антиклинария (отсутствие кислых продуктов на его северо-восточном крыле) является выражением того, что кислый вулканизм этого времени в большой степени контролировался Иртышским глубинным разломом. В районах, удаленных от него, вулканы представлены прослоями базальтовых лав в толще терригенных осадков и редкими кислыми прослоями телепирокластического происхождения.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Общие особенности минерального состава и свойства породообразующих минералов

Кислые вулканыты верхнего живета-франа имеют те же общие особенности минерального состава, что и аналогичные породы нижележащего комплекса (см. табл. 3). Здесь также выделяются реликты первичных полевых шпатов - калиевого полевого шпата и плагиоклаза, но встречаются они значительно чаще. Породы, сохранившие заметное количество калиевого полевого шпата (липариты, трахилипариты), здесь не редкость. Следы первичных цветных минералов встречаются довольно часто. Это главным образом биотит, реже роговая обманка, изредка пироксен. Акцессорные минералы - циркон, магнетит, апатит, титанит, редко флюорит.

Кварц и альбит всюду сохраняют значение главных минералов. Второстепенные минералы эпигенетического происхождения - микрочешуйчатый биотит, эпидот, хлорит, серицит, сфен и лейкоксен, гидроокислы железа. Значительно чаще, чем в вулканитах предыдущего комплекса, присутствуют адуляр и халцедон. Эти минералы по условиям и времени образования неоднородны. Далее будет показано, что среди них выделяются ранняя, эпимагматическая, ассоциация и более поздняя зеленокаменного типа.

Калиевый полевой шпат встречается в виде реликтов, сохранившихся от замещения альбитом. Чаще всего это разобщенные, но одновременно гаснущие участки внутри альбитовых псевдоморфоз по вкрапленникам калиевого полевого шпата. Форма вкрапленников широкотаблитчатая, на разрезах $\perp (010)$ сильно удлиненная (1:4, 1:5). Оплавление и коррозия отсутствуют. Изредка внутри вкрапленников встречаются цепочки каплевидных включений разложившего стекла, расположенных по сетке вдоль систем спайности и составляющих до 20% объема кристаллов. Реликтовые участки калиевого полевого шпата выделяются интенсивной пелитизацией, хотя окружающий их альбит тоже может содержать пятна пелитового вещества, унаследованного от замещенного калиевого полевого шпата. Минерал обычно обнаруживает криптопертитовое строение: в его кристаллах в момент угасания проступает светлая рябь. Оптические константы (определения на столике Федорова):

$$\text{угол } Ng \perp (010) = 3-10^\circ;$$

$$Ng \perp (001) = 80-82^\circ;$$

$$2V = 78-82^\circ.$$

Порошкограммы показывают, что калишпатовая фаза почти свободна от изоморфного альбита (не более 15%), степень триклинности 0,2-0,6. Таким образом, калиевые полевые шпаты описываемых пород обладают высокой упорядоченностью и непостоянной, в целом умеренной, степенью триклинности, зависящей от субмикроскопического двойникования. В базисе эффузивов калиевый полевой шпат изредка образует массы микролитов того облика, который характерен для трахитов, чаще - сферокристаллы до 0,1-0,2 мм и их скопления, наиболее часто выделения размером в сотые доли миллиметра в составе фельзитового агрегата. Особо следует отметить, что в первичном составе пород был широко распространен адуляр в гнездах и миндалинах. Это сростки призматических кристаллов до 0,1-0,2 мм длиной с ромбовидным поперечным сечением.

Первичный плагиоклаз в описываемых эффузивах встречен не был. Лишь по косвенным признакам (следы зональности или присутствие скоплений эпидота в некоторых вкрапленниках альбита) можно предполагать, что в порфириновых выделениях он имел средний состав.

Альбит имеет обычно № 2-5, редко достигает № 7 и почти не поднимается в основном до № 10. Он представлен псевдоморфозами по первичным полевым шпатам и бластическими агрегатами в базисе пород. Вкрапленники альбита - псевдоморфозы по калишпату и первичному плагиоклазу. Габри-

тус их обычно таблитчатый с хорошо развитой гранью (010). Местами присутствуют кристаллы, удлинённые по [010] с двойникованием по манебахскому закону. Кристаллы идиоморфные, без признаков оплавления или коррозии. Часто сильно замутнены пелитовым веществом, нередко проникнуты окислами железа и имеют красный цвет (следствие образования по калишпату). Наиболее распространённое двойникование альбитовое и аклиновое, часто наблюдаемое в одном кристалле, нередко встречаются законы карлсбадский и манебахский. В двух последних случаях альбит обычно несёт признаки развития по калиевому полевому шпату, от которого и наследует двойниковое строение. Альбит представлен низкотемпературной разностью с высокой степенью упорядоченности. В базисе эффузивов он участвует в строении фельзитовой и микропйкитовой ткани. По составу он не отличается от альбита вкрапленников. Там, где альбит образует гнездовидные бластические агрегаты, заместившие участки базиса, он представлен как неправильными выделениями, так и удлинёнными кристаллами, похожими на магматические микролиты (фиг. 19,д).

Кварц во вкрапленниках представлен неправильными зёрнами и гексагональными дипирамидами, обычно лишь отчасти сохраняющими свою огранку вследствие оплавления и коррозии. Грани призматического пояса у идиоморфных кристаллов обычно не развиты. Кварц в базисе пород, нередко замутнённый пылью окислов железа, представлен не только в фельзитовых и микропйкитовых агрегатах, но также в гнездах и миндалинах, где в нём часто различаются контуры первичных кристаллов тридимита, очерченные пылевидными включениями. Встречаются параморфозы кварца по тридимиту.

Цветные минералы магматической кристаллизации не сохранились. Лишь по составу и форме вторичных агрегатов, образовавшихся на их месте, можно получить о них некоторые сведения. Первичными цветными минералами породы были бедны. Они присутствовали исключительно во вкрапленниках, следы которых мы встречаем сейчас далеко не в каждом шлифе. Чаще всего это псевдоморфозы хлорита или мусковита и магнетита по пластинкам биотита размером около 1 мм. Реже — длиннопризматические кристаллы роговой обманки того же размера, замещённые хлоритом, эпидотом и магнетитом. В редких случаях хлорит-магнетитовые агрегаты, видимо, образовались по пироксену. В базисе пород следы магматических цветных минералов не встречены.

Апатит — самый распространённый из аксессуаров, встречается примерно в 50% шлифов, образует как округлённые зёрна размером до 0,1 мм, так и призматические кристаллы длиной до 0,2 мм с весьма различной степенью удлиненности (от 1:3 до 1:15).

Циркон — менее распространённый минерал (один кристалл на 15–20 шлифов). Призматические кристаллы его длиной до 0,1 мм с концевыми пирамидами, средне удлинённые до сильно удлинённых с соотношением измерений 1:5, прозрачные, бесцветные.

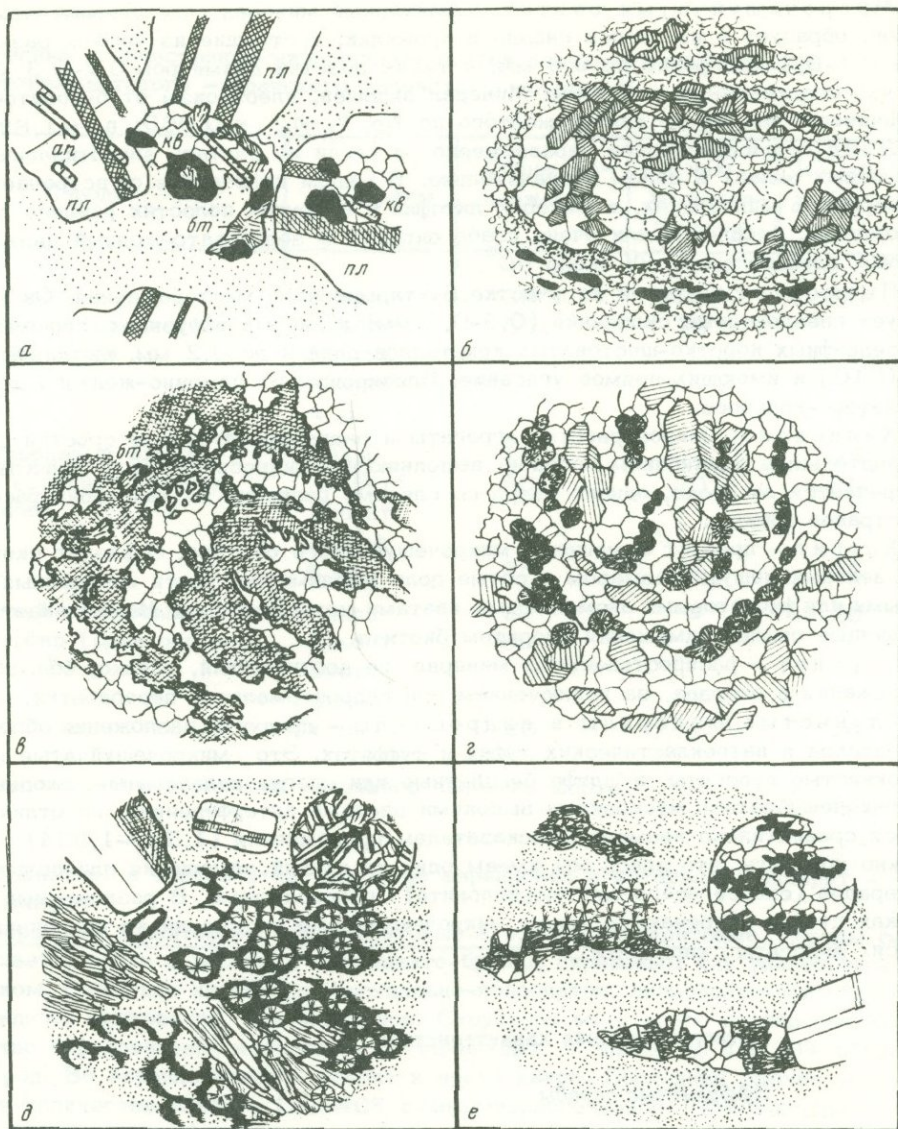
Флюорит встречается в микропорах в тесном сростании с кварцем. Это — неправильные бесцветные выделения, размером 0,1–0,2 мм.

Магнетит — грубо-изометричные зёрна размером до 0,1 мм, часто их скопления в ассоциации с апатитом и микрочешуйчатым биотитом.

Гематит — пылевидный материал, пропитывающий базис пород или образующий в нём скопления. Реже — агрегаты микроскопических зёрен и пластинок, не превышающих 0,05 мм.

Пирит распределён в породах весьма неравномерно и, по-видимому, в большинстве своём гидротермальный, представляет скопления кубических кристаллов и изометричных зёрен размером до 0,1 мм.

Титанит — выделения размером в сотые доли миллиметра среди продуктов разложения стекла в базисе эффузивов, иногда — скопления плотного пылевидного материала (лейкоксен), реже — хорошо различимые кристаллы среди продуктов выполнения миндалин.



Фиг. 19. Детали микроструктуры кварцевых альбитофиров лавовой фации. Увеличено в 30 (а, д, е) и 60 (б, в, г) раз

а - шлиф 916-а. Видна ассоциация апатита (ап), магнетита (черное), кварца (кв) и микрочешуйчатого биотита (бт); б - 957-7. Гнездо кварца (белое) и альбитизированного адуляра (заштрихован) в фельзитовом базисе. Черное - микропоры, выполненные биотитом (хлоритизирован); в - шлиф 957-14. Базис, состоящий из адуляра (заштрихован) и кварца. Виден хлоритизированный биотит (бт); г - шлиф 954-3. Розетки биотита в массе адуляра (заштрихован) и кварца; д - шлиф 953-3. В фельзитовом базисе (точечный фон) скопления биотита (густая штриховка), сфероидального халцедона, гнезда альбита. Во врезке - строение фельзитового базиса: кварц - белое, альбит условно показан сдвойникованным; е - шлиф 953-к. В фельзитовом базисе - миндалины, выполненные биотитом (заштрихован) и альбитом (белое), сферокристаллы халцедона. Во врезке - строение фельзитовой массы: альбит (белое) и кварц (черное)

Микрочешуйчатый биотит, характерный минерал описываемых эффузивов, образует в их базисе гнезда и прожилки, состоящие из чешуек размером 0,1–0,2 мм, редко до 0,5 мм, а также розетки диаметром 0,2–0,3 мм, обычно сростающиеся в группы. Минерал окрашен, плеохроизм от буровато-коричневого по Ng до светло-желтого по Np; $n_g - n_p = 0,060$; $n_g = 1,620$.

Эпидот распространен неравномерно и (если не считать эпидотизации в трещинных зонах) в целом незначительно. В малом количестве он встречается с кварцем в миндалинах, в камерах литофиз и в других полостях раннего происхождения, бесцветен или очень слабо окрашен в зеленовато-желтый цвет со слабым плеохроизмом. $2V$ около 90° .

Пьемонтит встречен на участке Бухтарминского месторождения. Он образует гнездовидные скопления (0,3–0,5 мм) в кислых эффузивах, состоящие из рельефных коротко-шестоватых кристаллов длиной до 0,2 мм, вытянутых по [010] и имеющих прямое угасание. Плеохроизм от лимонно-желтого до фиолетово-красного.

Халцедон – микрозернистые агрегаты и радиально-лучистые сростки с отрицательным удлинением волокон, выполняющие микроскопические полости. Встречается он редко, однако кварц со следами развития по халцедону распространен широко.

Хлорит – продукт замещения микрочешуйчатого биотита. Образует скопления зеленых чешуек размером в сотые доли миллиметра, почти изотропных, с бурыми или фиолетовыми аномальными цветами интерференции. Можно видеть различные стадии замещения хлоритом биотита.

Серицит – распространенный минерал, не достигающий, однако, большого содержания в породах, за исключением зон гидротермальной переработки.

Глинистые минералы и гидрослюда – продукты разложения обломков стекла в витрокластических туфах и туффитах. Это микрочешуйчатые и волокнистые агрегаты, в шлифе бесцветные или слегка зеленоватые, сходные с тонкочешуйчатым мусковитом высокими цветами интерференции, но отличающиеся сравнительно невысоким показателем преломления (1,540–1,554). Можно полагать, что здесь мы имеем одну из стадий замещения глинистых минералов (скорее всего монтмориллонита) гидрослюдами. В разложенных обломках стекла встречаются также микрочешуйчатые весьма низко поляризующиеся агрегаты каолинита.

Петрографическая характеристика

Эффузивные породы

Вулканические породы лавовой фации очень разнообразны по структурам. Здесь редко встречаются вполне однородные разности, обычно же это различные лавовые брекчии, агломератовые лавы, эффузивы флюидально-полосчатой, сфероидально-полосчатой или иной неоднородной текстуры. Общим для них является состав, отвечающий кварцевым альбитофирам, образовавшимся по липаритам и трахилипаритам. По текстуре выделяются собственно кварцевые альбитофиры, их лавобрекчии и туфолавы. Ниже приведено отдельное описание кварцевых альбитофиров и их лавовых брекчий, однако между ними существуют переходные разности лав с неясными или местными явлениями брекчирования.

Количественный минеральный состав представлен несколькими примерами в табл. 7. Микрочешуйчатый биотит объединен с хлоритом и другими второстепенными минералами (серицит, эпидот, лейкоксен, гематит и др.). Почти все магнезиально-железистые компоненты пород содержатся в виде тонкой примеси в их базисе, т.е. магний и железо первоначально связывались почти исключительно в стекле их основной массы. Судя по реликтам калиевого полевого шпата в альбите, содержание калиевого полевого шпата в первичном составе пород было значительным (от половины до трех четвертей объема по-

Таблица 7

Средний количественно-минеральный состав кварцевых альбитофиров верхнеживетского - франского возраста, в объемн. %

Породы	Минералы	Общее содержание	Из них во вкрапленниках	Из них в базисе
Кварцевый альбитофир (среднее из пяти образцов)	Кварц	35	5	30
	Альбит*	55	15	40
	Биотит, хлорит и др.	10	-	10
Базокварцевый альбитофир (среднее из трех образцов)	Кварц	25	-	25
	Альбит*	60	20	40
	Биотит, хлорит и др.	15	-	15
Афировый кварцевый альбитофир (один образец)	Кварц	20	-	20
	Альбит*	60	-	60
	Биотит, хлорит и др.	20	-	20

* Сюда включены и реликты калиевого полевого шпата.

левых шпатов) и состав этих эффузивов варьировал в интервале липарит - трахилипарит.

Кварцевые альбитофиры эпипаритовые и эпитрахилипаритовые. Породы серого цвета, часто с розовым, красновато-бурым, сиреневым или фиолетовым оттенком. Сложение их обычно флюидально-полосчатое, линзовидно-полосчатое, сфероидное, комковатое, брекчиевидное. Структура чаще всего порфировая, количество вкрапленников колеблется от единичных в шлифе до 15-20% объема пород. Во вкрапленниках - альбит и часто кварц. Последний обычно уступает в количестве альбиту (20-40% суммы вкрапленников), а в базокварцевых разностях в порфирических выделениях отсутствует. Очень широко распространены гломеропорфирические сростки альбита (три-пять кристаллов), иногда видно их линейное распределение. Судя по форме некоторых скоплений хлорита, эпидота и магнетитовой пыли, в породах местами присутствовали вкрапленники биотита, реже роговой обманки, иногда пироксена.

Базис состоит в основном из альбита и кварца, количественные соотношения которых колеблются от 2:1 до 4:1. В нем повсеместно присутствует тонкодисперсный гематит, сообщающий породам красноватую окраску, обычные скопления микрочешуйчатого биотита, пеннина (часто развивающегося по предыдущему) и лейкоксена, рассеянные в базисе пород. Микроструктуры его девитрификационные. Чаще всего это фельзитовая (микрогранобластовая) структура, реже микропйкелитовая и метасферолитовая, изредка - оксиофитовая. В породах распространены микропоры и миндалины, выполненные кварцем, или микрочешуйчатым биотитом. Остановимся на деталях структуры базиса, интересных для расшифровки истории формирования вещества описываемых пород (см. фиг. 19).

Фельзитовая структура - микрокристаллический агрегат кварца и полевого шпата (обычно альбита) размером в сотые, редко десятые доли миллиметра. Местами видны следы первично-стекловатого состояния (перлитовая структу-

ра). Вариации выражаются прежде всего в форме минеральных выделений. В одних случаях очертания их изометричны, а границы слабоизвилистые, такой компактный тип срастания вполне отвечает понятию микрогранобластовой структуры (см. фиг. 19,д, врезка). В других случаях выделения минералов имеют резко извилистые границы, очертания их иногда ажурные (фиг.19,е, врезка). Обе структуры могут наблюдаться в одном шлифе, перемежаясь в виде полос и пятен, отражающих первичную неоднородность (полосчатость, автобрекчированность) лавы.

Необходимо отметить, что микроструктуры фельзитового типа формировались во многих случаях при явном участии альбитового метасоматоза и собирательной перекристаллизации. В породах нередко присутствуют гнездовидные скопления (1-3 мм) почти сплошного альбита. Выделения его средним размером 0,1 мм либо имеют неправильную форму, либо сильно вытянуты и сходны с микролитами (см. фиг. 19,д).

Структуры сферолитового типа встречаются довольно часто и обычно образуют участки или полосы в сочетании с другими структурами. Чаще всего встречается микросферолитовая структура, когда в фельзитовой связующей массе различаются сферолиты размером 0,1-0,2 мм, которые состоят из чередующихся волокон кварца и полевого шпата (альбита, иногда калиевого полевого шпата). Особое место занимают крупносферолитовые разности, состоящие из кварц-альбитовых сферолитов размером до нескольких сантиметров, распределенных группами, линзами или полосами среди фельзитовой массы. Следует отметить распространенность в описываемых породах мономинеральных сферокристаллов калиевого полевого шпата, почти всегда альбитизированного, диаметром около 0,05 мм. Они обычно образуют скопления, которые в виде пятен, полос и линз шириной до нескольких миллиметров располагаются среди участков иной структуры.

Микропойкилитовая структура - агрегат изометричных выделений кварца размером в 0,1-0,2 мм проникнутых вростками альбита (первоначально - калиевого полевого шпата), обычно преобладающими своим суммарным объемом над кварцем. Этот тип микропойкилитовой структуры, имеющей метасферолитовое происхождение (Чернов, 1955), распространен столь же широко, как и другой тип, образовавшийся вследствие девитрификации.

Оксиофитовая структура - единственная, которую можно считать результатом магматической кристаллизации, была встречена в базокварцевых альбитофирах эпитрахилипаритового характера. Сильно удлиненные микролиты альбитизированного калиевого полевого шпата, длиной около 0,1 мм (около 75% объема), заключены в кварцевом мезостазисе. Многие выделения кварца достаточно крупны для того, чтобы микролиты вращались в них, давая соотношения офитового типа.

Микроструктурный облик пород во многом определяется характером распределения и других минералов, таких как микрочешуйчатый биотит, адуляр, халцедон, гематит, магнетит. Скопления халцедона распространены широко, но действительное их количество не всегда удается оценить там, где он образует микрозернистые агрегаты, пропитывающие базис пород в виде рассеянных пятен, линз и расплывчатых жилоподобных участков. Он встречен также в виде сферических радиально-лучистых сростков размером около 0,1 мм, часто целиком включенных в микрочешуйчатый агрегат биотита (см. фиг. 19,д). Встречаются эффузивы, в которых халцедон слагает до 30% объема базиса.

Микрочешуйчатыми скоплениями биотита (обычно замещенными пеннином) выполнены полости и подчеркнуты другие элементы строения первичного стекловатого базиса эффузивов. Они выполняют микропоры (см. фиг. 19,б) миндалины (см. фиг. 19,е), замещают перлитовые ядра (табл. V, фиг. 3), размещаются по флюидальной полосчатости (в частности там, где другие следы ее уже исчезли, см. фиг. 19,г). С биотитом часто ассоциируется альбит в виде кристаллов, выполняющий совместно с ним миндалины (см. фиг. 19,е).

Следует подчеркнуть широкое развитие в породах агрегатов кварца и адуляра, вплоть до того, что в некоторых образцах базис их практически целиком

сложен этими двумя минералами. Как видно на фиг. 19,б, гнездовидные скопления этих минералов, выполняющие миндалины, состоят из кристаллов адуляра и массы ксеноморфных выделений кварца. Сходное строение имеют кварц-адуляровые полосы и линзы в микрополосчатых и аксиолитовых разностях эффузивов. Второй распространенный случай развития кварц-адуляровых агрегатов показан на фиг. 19,в. Здесь основная масса породы состоит из участков сплошного тонкозернистого адуляра и таких же участков кварца. В данном примере размещение этих участков подчиняется полосчатой текстуре стекла. Большей частью кварц присутствует в заметно подчиненном количестве, иногда же (см. фиг. 19,г) выделения адуляра рассеяны в преобладающей массе кварца. Непостоянство количественных соотношений этих двух минералов следует подчеркнуть потому, что порода, подобная показанной на фиг. 19,в, где адуляровый характер калиевого полевого шпата в морфологии кристаллов не выражен, могла бы трактоваться и как результат первично-магматической кристаллизации этих двух минералов. При этом сторонники ликвации кислой магмы могли бы увидеть здесь результат расщепления расплава на две фазы, отвечающие по составу калиевому полевоому шпату и кварцу. Изменчивость количественных соотношений этих минералов свидетельствует не только против ликвационного разделения их вещества, но и против их первично-магматического формирования вообще. В то же время известно немало примеров развития кварц-адулярового агрегата по кислому стеклу: замещение ими перлитовых ядер, а также стекловатых обломков в лавобрекчиях (табл. VI, -фиг. 2). Таким образом, есть основание говорить о кварц-адуляровом замещении базиса пород в процессе его девитрификации.

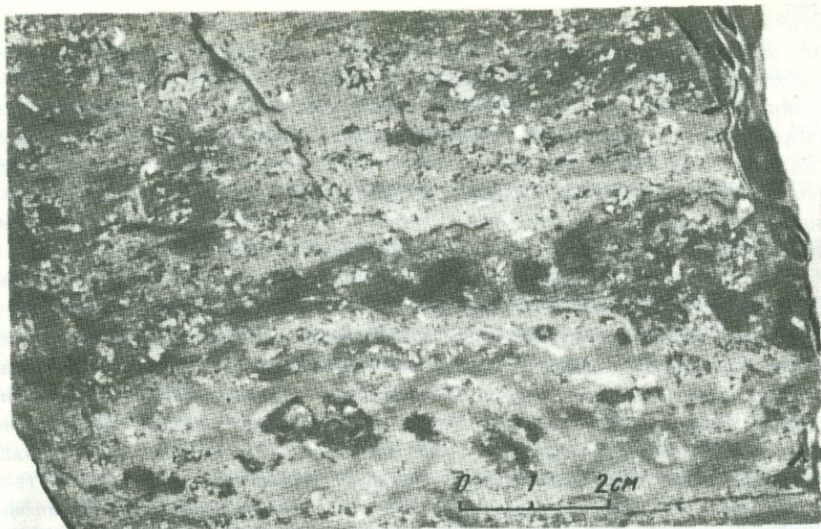
Обратимся теперь к структурным особенностям пород, связанным с поведением в них некоторых аксессуарных минералов. Магнетит и апатит часто встречаются совместно в ассоциации со скоплениями биотита и агрегатами кварца (см. фиг. 19,а). Структурное положение этих минералов свидетельствует о формировании магнетита и апатита после затвердевания пород, т.е. об их поздневулканической природе. Нередко вростки апатита видны внутри вкрапленников полевого шпата, в таких случаях возможна их магматическая кристаллизация.

Все сказанное о формах развития эпигенетических минералов в кварцевых альбитофирах свидетельствует о том, что здесь совместно присутствуют по крайней мере две минеральные ассоциации, различные по времени и условиям формирования. Более раннюю образуют минералы, формировавшиеся непосредственно после затвердевания лав. Они выполняют миндалины и перлитовые трещины, замешают перлитовые ядра, или интенсивно пропитывают базис пород, будучи продуктом его ранней девитрификации (адуляр, микрочешуйчатый биотит, часть магнетита и апатита, тридимит, халседон, вероятно, часть альбита). Минералы следующего этапа формирования выполняют секущие трещины или же замешают минералы ранней ассоциации. Таковы альбит, хлорит, кальцит, серицит, кварц прожилков, т.е. характерные минералы зеленокаменного изменения. Формирование альбита было, по-видимому, растянутым во времени, он замешает адуляр, выполняет микропоры и эффузивах вместе с микрочешуйчатым биотитом, но сам замещается серицитом и хлоритом.

Приведем примеры характерных структурных разновидностей эффузивов данного возраста из различных районов.

Кварцевые альбитофиры линзовидно-полосчатые (остроги горы Каменухи) характеризуются чередованием более темных фиолетово-серых и более светлых серых линзовидных полос, из которых более темные обогащены тонкодисперсным гематитом. На фиг. 20 видно кучное линзовидное распределение вкрапленников альбита и обилие их гломеропорфировых сростков. Базис пород кварц-альбитовый, фельзитовый, однако самые темные линзовидные обособления, заметные на фотографии, имеют иной состав; это - фиолетово-красное сургучного вида вещество, под микроскопом микрокристаллическое, гематит-кварцевое.

Кварцевые альбитофиры перлитовые (0,5 км к северу от Шигина хутора, отроги горы Каменухи) - тонкополосчатые породы, перлитового строе-



Фиг. 20. Макроструктура кварцевого альбитофира. Обр. 957-13

ния (табл. V, фиг. 3). Темные пятна - микрочешуйчатый биотит, замещивший перлитовые ядра, а все остальное - фельзитовая кварц-альбитовая масса с небольшим количеством биотита. Сквозь эту ткань просвечивают участки бурого перлитового материала, сохраняющие рисунок перлитовой структуры (серые участки округленных очертаний). Первоначально они имели калишпатовый состав и были затем замещены альбитом. Промежутки между ними сложены микробластическим кварцем. Эти факты также указывают на двухэтапность формирования структуры породы. На первом этапе происходила девитрификация перлитизированного стекла с замещением его калиевым полевым шпатом и кварцем (или его высокотемпературным аналогом) и с развитием микрочешуйчатого биотита по перлитовым трещинам, на втором этапе - альбитизация калиевого полевого шпата и общая собирательная перекристаллизация, в значительной степени затушевывавшая перлитовое строение.

Кварцевые альбитофиры флюидално-пузыристые (0,25 км севернее Шигина хутора) фиолетово-серые, сохраняющие микротекстуру течения (табл. VI, фиг. 1). Их фельзитовый базис насыщен пузырьками, вытянутыми по флюидалной полосчатости пород и выполненными кварцем, со следами кристаллов тридимита, прираставших к стенкам пустот. Встречаются также гнезда и прожилки радиально-лучистого халцедона.

Кварцевые альбитофиры расслоенного облика отмечены на западных отрогах горы Каменухи (вершина в 1 км севернее пос. Шигин хутор). В вертикальном разрезе эффузивного пласта среди преобладающих по объему зеленовато-серых кварцевых альбитофиров выделяются обособления белых очень крепких фельзитовых пород в виде линз, лепешек и неправильных уплощенных тел до 50-60 см в длину, которые ориентированы по напластованию пород, а в поперечном срезе часто располагаются в виде цепочек. Характерно, что под микроскопом между тем и другим материалом не видно резкой разницы. В обоих случаях это кварцевые альбитофиры с признаками раннего брекчирования, местами сходные с лавовыми брекчиями. Различия между ними состоят в основном в том, что цементирующая разность богаче хлоритизированным микрочешуйчатым биотитом. Контакт этих разновидностей пород макроскопически резкий, в шлифе - несколько размытый. Решая вопрос о природе фельзит-порфировых линз, мы не можем, основываясь только на их характерной форме, трактовать их как выбросы вязкой лавы, погружившиеся в лавовый поток несколько иного состава, - этому противоречат подводные условия формирования толщи. Скорее здесь следует говорить о сегрегации

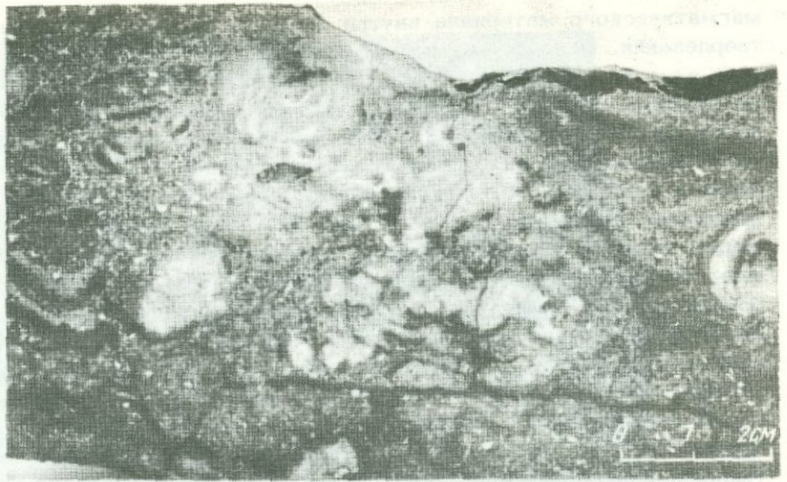
магматического материала внутри лавового потока, происходившей до его затвердевания. Природа ее требует изучения.

Кварцевые альбитофиры флюидално-микроросчатые широко развиты в районе Сугатовки, в толще, относимой к франскому ярусу. Они имеют макросфероидальную и флюидално-микроросчатую текстуру. Чередуются полосы шириной от долей миллиметра до 2-3 мм, различающиеся по составу и структуре: 1) полосы микросферолитового строения, состоящие из сросшихся сферокристаллов альбитизированного калиевого полевого шпата, размером около 0,05 мм, практически мономинеральные, лишь местами содержащие пятнообразные выделения кварца, размером 0,1-0,2 мм; 2) полосы микроросчатого строения, сложенные грубоизометричными выделениями кварца (0,1-0,3 мм), проникнутыми вростками альбитизированного калиевого полевого шпата, которые составляют около половины объема таких агрегатов. До 10-15% площади полос этого типа сложено кварц-адуляровыми гнездами, которые расположены в осевой части полос. Призматические кристаллы адуляра прирастают к краям гнезд, что свидетельствует об отложении их в полостях (микрорах). Эти полости варьируют по ширине, образуя пережимы, выклинивания и линзовидные раздувы. Иногда между ними видны еще более узкие линзы и полосы аксиолитового строения.

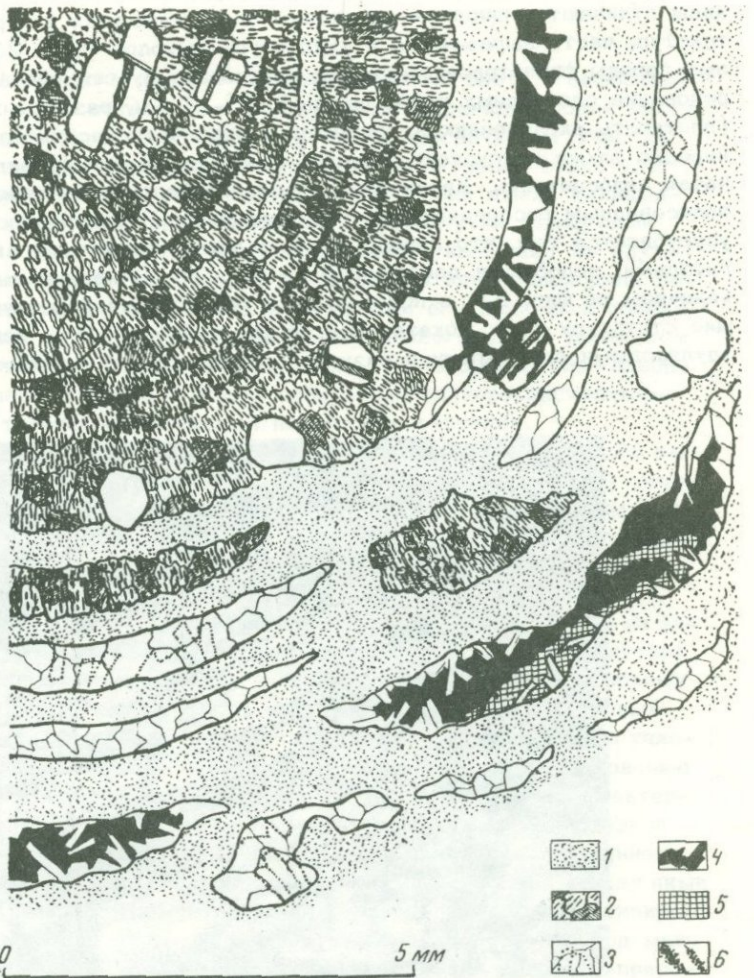
Кварцевые альбитофиры струйчато-комковатого сложения развиты в районе Орманских гор (Бухтарминский район). Здесь кислые эффузивы отличаются широким развитием пластообразных и струйчато-комковатых текстур, часто выраженных в скульптуре выходов (фиг. 21). Это олигофиновые породы фиолетово-серого или красновато-бурого цвета. В них видно чередование слоевидных полос шириной 10-30 см, различных по структуре (плотность вкрапленников, характер и крупность раскристаллизации базиса) и нередко также по густоте окраски. Местами внутри их видна тонкая струйчатая полосчатость. Характерная псевдостратификация пород подчеркивается полосовидным распределением вкрапленников. Неоднородность микротекстуры усугубляется тем, что породы часто бывают проникнуты кварц-адуляровыми гнездами, подобными показанным на фиг. 19. В кварцевом альбитофире, показанном на фиг. 21, в полосовидном чередовании участвуют разности, имеющие структуру типа, показанного на фиг. 19,б и 19,в, насыщенные кварц-адуляровыми агрегатами, и разности сферолитового строения. Особенность фран-



Фиг. 21. Обнажение эпитрахилипаритовых кварцевых альбитофиров. Вид в плане. Масштаб 1:10



Фиг.22. Эпилипаритовый кварцевый альбитофир с макросфероидами



ских эффузивов этого района – распространенность в них гнезд, прожилков и выпотов поствулканического материала – кварц-эпидотового или гематит-опалового (сургучно-красного, яшмовидного). Этот материал нередко выполняет камеры литофиз, т.е. он отлагался, очевидно, непосредственно вслед за затвердеванием лав.

Кварцевые альбитофиры макросфероидные хорошо выражены в Бухтарминском районе. Здесь распространены верхнедевонские лавы, содержащие обильные макросфероиды (фиг. 22). Эти красновато-серые породы, часто с фиолетовым оттенком, обладают, как правило, полосчатым сложением. В них различаются сферические обособления размером в 1–5 см афанитового материала светлого, серого или розоватого цвета. Флюидальная полосчатость, огибающая такие макросфероиды – чередование фельзитовых полос, различных по крупности раскристаллизации.

Детали строения сфероида и прилегающей к нему основной массы показаны на фиг. 23. Очевидно, мы наблюдаем здесь результат перекристаллизации крупного сферолита, состоявшего из волокон кварца и полевого шпата. В образовавшейся микропйкритовом агрегате вросстки полевого шпата частично сохранили свою радиальную ориентировку, а кварц, испытав собирательную перекристаллизацию, был стянут в изометричные выделения, форма которых не зависит от первоначальной радиальной структуры сферолита. Зональным распределением гематита и гидроокислов железа фиксируются последовательные стадии роста сфероида. Он происходил еще в расплаве, поскольку вдоль границ сфероидов местами наблюдаются скопления оттесненных ими вкрапленников кварца и альбита.

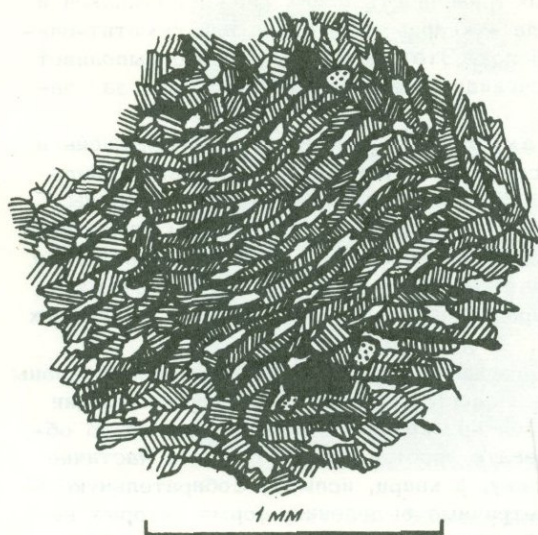
Некоторые из концентрических камер литофиз выполнены тем кремневидным веществом, которое иногда называют "сургучной яшмой" (на фиг. 23 – черное). Под микроскопом это тонкокристаллический кварц, содержащий пылеватую примесь гематита (раскристаллизованный кремнекислый гидрогель). Выполнение полостей, возникавших в процессе затвердевания пород, было двухэтапным: кристаллы тридимита образовали подобие жеод, которые выполнялись затем опалом, отложенным поствулканическими растворами. Последний, кроме того, пропитывал и частично замещал фельзитовый базис пород (на рисунке это не показано).

Лавовые брекчии. Эти породы отличаются большим структурным разнообразием. Будучи окрашены в зеленовато-серый цвет, часто с фиолетовым оттенком, они иногда кажутся пестрыми вследствие различий в цвете обломков и цемента. Чаще всего это фиолетово-серые или красновато-бурые обломки лавы, заключенные в лавовой массе серого, или зеленовато-серого цвета. Породы варьируют от агломератовых до мелкообломочных разновидностей. Обломки угловатые, реже округленные (табл. VI, фиг. 2), или же ключевидные со следами деформации. Иногда обломки составляют не более 15–20% объема породы, однако встречается и такой крайний случай, когда цемент между обломками отсутствует. Различий в составе и структуре между обломками и цементирующими лавами, как правило, нет. Те и другие часто имеют микрополосчатую текстуру.

Лавовые брекчии с лавовым цементом состоят из угловатых обломков флюидално-полосчатых кварцевых альбитофиров размером от милли-

Фиг. 23. Детали строения сфероида (образец показан на фиг. 22)

1 – масса альбита и кварца (выделения 0,01 – 0,02 мм); 2 – микропйкритовый агрегат, в кварце – вросстки калиевого полевого шпата; 3 – кварц в камере литофизы (контуры тридимита); 4 – черное – кремнекислый гидрогель, белое – кварц по тридимиту; 5 – эпидот; 6 – зоны гематита внутри сфероидов



Фиг.24. Структура рас-
кристаллизации кислого по-
лосчатого стекла в лаво-
вой брекчии (шлиф 957-г)

Заштрихован альбит, бе-
лое - кварц, черные зерна -
магнитит, черные линзы -
биотит, точки - апатит

метров до 3-4 см (60-70% объема), сцементированных фельзит-порфировым материалом также флюидально-полосчатого сложения. В цементирующей массе и в обломках - редкие вкрапленники альбита, заключенные в фельзитовом кварц-альбитовом базисе, полосчатое сложение которого подчеркивается цепочечным распределением микрочешуйчатого биотита, который располагается также по границам обломков (табл. VI, фиг. 2). Обилие реликтов калиевого полевого шпата отражает липаритовый первичный состав пород. Часть его явилась результатом адуляризации (табл. VI, фиг. 2). Альбитизированный адуляр в сростании с кварцем слагает некоторые обломки почти целиком. Таким образом, и здесь мы встречаемся с замещением кварц-адуляровым агрегатом стекловатых обломков, что представляет собой форму ранней девитрификации пород.

Лавовые брекчии, лишенные цемента, залегают, как показано на фиг. 16, обн. 957-р, и на фиг. 17, б. Это альбитизированные трахилипариты, брекчиевидная текстура которых, слабо заметная макроскопически, отчетлива в шлифе (фиг. 24). Обломки микрополосчатого стекла (1-2 мм) сростаются друг с другом без признаков цемента. Это обломочно-стекловатая масса заместила кварц-полевошпатовым агрегатом фельзитового строения, чем было затушевано как ее брекчиевидное сложение, так и первичная полосчатость обломков. Эти структурные черты проступают, однако, без анализатора, подчеркиваясь полосками микрочешуйчатого биотита. Иногда также альбитизированный калиевый полевой шпат и кварц характером своей раскристаллизации фиксируют полосчатость первичного стекла.

По механизму формирования такие породы принадлежат к кластолавам особого типа. Как было указано выше, лава здесь никогда не двигалась по своему глинистому субстрату, поэтому приходится говорить об осаждении ее обломков на морское дно. Можно полагать, что липаритовая лава, выбрасываясь в водную среду, твердела в стекло и рассыпалась в обломки, которые и отлагались на дне в виде сплошного слоя. Срастание стекловатых обломков в сплошную массу происходило, очевидно, не вследствие "сваривания", а при раскристаллизации их уплотненного агрегата в сплошную микробластическую ткань кварц-калишпатового состава.

Вулканокластические породы

Вулканокластические породы имеют среди вулканитов верхнего живета - франа преобладающее распространение. Разнообразие их велико. По составу обломочного материала они варьируют от туфов кварцевых альбитофиров до пород смешанного состава, по содержанию осадочного вещества - от собст-

венно туфов до туффитов и по структуре — от тонкозернистых до агломератовых разностей.

Туфы кварцевых альбитофиров. Первичный состав пород липаритовый и трахилипаритовый. Они имеют зеленовато-серую или бурую окраску, пеструю у грубообломочных и агломератовых разностей. Как правило, это — литокристаллокластические туфы с тем или иным содержанием частиц кислого разложенного стекла. Размер обломков колеблется от десятых долей миллиметра до 10–15 см. Довольно часто видна их отсортированность по размеру, сочетающаяся обычно со слоистостью пород, иногда довольно тонкой. В последнем случае туфы приобретают сходство с туффитами и даже вулканомиктовыми песчаниками, отличаясь от них весьма малым содержанием осадочного цемента и отсутствием признаков окатанности обломков. В туфах присутствуют обломки кварцевых альбитофиров, кристаллов кварца и альбита, часто разложенного полосчатого стекла. В том или ином количестве почти всегда содержится чуждая примесь: угловатые частицы аргиллитов и алевролитов, иногда обломки андезитовых и базальтовых порфиритов. Цемент обычно поровый, алеврит-пелитовый, чаще всего перекристаллизованный в микробластический агрегат кварца, альбита, хлорита, гидроокислов железа. Характерны скопления микрочешуйчатого биотита, обычно хлоритизированного, располагающиеся в цементе и вдоль границ между обломками.

Слоистые туфы кварцевых альбитофиров на западном отроге горы Каменухи имеют довольно темную зеленовато-серую окраску, сложение их слоистое, строение среднезернистое. Псаммитовая фракция (60–70% объема) содержит зерна альбита, кварца и редкие частицы стекла, замещенного кварц-гидрослюдистым агрегатом, сохраняющим следы полосчатости. Цементирующая масса — алеврит-пелитовый агрегат кварца, альбита, хлорита, глинистых частиц, лейкоксена и гидроокислов железа представляет собой результат гидрохимической переработки тонкого пепла и в ней иногда различаются угловатые очертания пепловых частиц, замесившихся глинистым веществом.

В туфах наблюдается ритмичное переслаивание сортированного обломочного материала. Светлые прослои толщиной менее 1 см — среднезернистые туфы с очень малым количеством порового пеплового цемента. Более темные прослои, имеющие несколько большую (2–4 см) толщину, отличаются более разнородным составом обломков (альбит, кварц, порфириты), а главное — присутствием пеплово-глинистого существенно осадочного цемента в количестве около 50% их объема. Мы наблюдаем здесь фактически пачку туффитов, в которой заключены туфовые прослои, каждый из которых образовался, очевидно, в результате вулканического взрыва, достаточно удаленного для того, чтобы в данном месте отложился вулканокластический материал не крупнее среднезернистого.

Грубообломочные туфы кварцевых альбитофиров (Николаевское месторождение) состоят из обломков размером до 1–2 см, среди которых преобладают кварцевые альбитофиры (по липаритам и трахилипаритам), присутствуют зерна альбита и кварца, встречаются угловатые обломки аргиллитов. Цемент поровый алеврит-пелитовый, состоит из альбита, кварца и глинистых продуктов разложения стекловатого пепла. Кварцевые альбитофиры в обломках имеют сферолитовую (часто аксиолитовую) микропойкилитовую, фельзитовую структуру, в них нередки кварц-адуляровые гнезда и прожилки. Интересно отметить, что в обломках присутствуют аргиллиты с кальцитовым остатком скелетов микрофауны, вполне тождественные аргиллитам, слагающим пласты в нескольких десятках метров ниже по тому же стратиграфическому разрезу.

Агломератовые туфы смешанного состава на Николаевском месторождении вскрыты карьером в западном блоке месторождения. Это — пестрый агрегат резко угловатых обломков размером в 1–3 см (иногда до 10–15 см), среди которых различаются розоватые и белые фельзиты, а также темно-серые и бурые аргиллиты и алевролиты. Очень характерно, что мягкие аргиллиты присутствуют здесь в виде резко угловатых обломков и даже глыб размером до 3–4 м.

Состав обломков: преобладающие кварцевые альбитофиры (50% объема фракции); обломки кристаллов альбита и кварца; алевролиты, аргиллиты кремнистые, часто железистые; туффиты мелкозернистые; песчаники карбонатные мелкозернистые; гранит-порфиры того типа, который характерен для жильных серий гранитоидов. Обломки сомкнуты плотно, поровый цемент представлен кремнистой (кварцевой) массой с пятнисто распределенными в ней гидроокислами железа. Судя по отсутствию в нем алевроитовой примеси, первоначально он представлял собой довольно чистое опаловое вещество.

Туфы кристалловитрокластические на участке Бухтарминского месторождения – среднезернистые фиолетово-серые или буровато-серые породы. Зернистая фракция (около 65% объема) содержит обломки альбита, кварца, фельзита и кислого вулканического стекла, разложенного в тонкий кварц-гидрослюдистый агрегат. Такой же состав имеет и цемент, явившийся продуктом гидрохимической переработки пепла. Характерно, что при общей раскристаллизации стекловатого вещества обломки и цемент утратили резкость границ и местами слились в сплошную мелкозернистую чешуйчатую массу. Контуры обломков стекла улавливаются в ней только по цепочечным скоплениям окислов железа, которые остались на месте флюидальных полосок.

Туффиты. Среди этих пород преобладают псаммитовые разности с размером обломков 0,5–5 мм. Породы с величиной частиц менее 0,5 мм редко могут быть отнесены к туффитам, обычно это – вулканомиктовые песчаники. Наряду с обломками кварца, альбита, кварцевых альбитофиров, кислого разложенного стекла почти всегда присутствует инородная примесь: кварциты, алевролиты, порфириты. Местами примесь чуждого материала становится значительной и породы должны определяться как туффиты смешанного состава. Цемент осадочный алевроит-пелитовый, обычно содержит примесь тонкого пеплового материала.

Грубообломочные и агломератовые разности туффитов встречаются реже. Состав их тот же, что и в псаммитовых разностях, хотя примесь чуждого материала здесь обильнее. Часть обломков обнаруживает признаки окатанности. Другая крайняя структурная разновидность – алевроитовые туффиты – распространена незначительно. Породы с такой структурой обычно – осадочные алевролиты, однако среди них встречаются разности, алевроитовая фракция которых витрокластическая, что и служит основанием для отнесения их к туффитам. Особенность некоторых туффитов, значительно реже наблюдаемая в туфах, – аргиллизация витрокластического материала. В таких случаях стекловатые частицы замещены чешуйчатой массой глинистых минералов, обычно превращенных затем в серицит и хлорит.

Агломератовые и грубообломочные туффиты (отроги горы Каменухи) отличаются присутствием в них грубообломочного вулканокластического материала и тонкозернистого осадочного цемента при практически полном отсутствии промежуточной псаммитовой фракции. В брекчиевидном изломе пород светло-серые или фиолетово-серые обломки (50–60% объема) резко выделяются на фоне темного зеленоватого цемента. В составе псефитовой фракции резко преобладают эпипларитовые кварцевые альбитофиры с фельзитовым флюидально-полосчатым, иногда микропузыристым базисом. Встречаются альбитизированные базальтовые порфириты. Цемент состоит из микрочешуйчатого глинисто-хлоритового материала и тонкодисперсного кварца. В этой массе рассеяны гидроокислы железа и лейкоксен, а также осколки кварца, альбита и кислого стекла, разложенного в фельзитовый агрегат.

Псаммитовые туффиты (гора Каменуха) – среднезернистые, буровато-или красновато-серые, переслаиваются с лавовыми брекчиями и туфами кварцевых альбитофиров, от которых отличаются только под микроскопом. Они состоят наполовину из псаммитовой фракции (от 0,1 мм до 2–3 мм), в которой преобладают обломки кварцевых альбитофиров с фельзитовым или микропойкилитовым базисом и ключевидные частицы кислого стекла, замещенные фельзитом, сохранившим следы флюидально-полосчатой текстуры. Много осколков кристаллов кварца и альбита. Есть обломки альбитизированных трахибазаль-

тов. Цемент — микробластический (около 0,02 мм) агрегат кварца, альбита, подчиненного хлорита с примесью лейкоксена и гидроокислов железа. В нем различаются контуры обломков вулканического стекла, которые в процессе перекристаллизации слились с цементирующей массой.

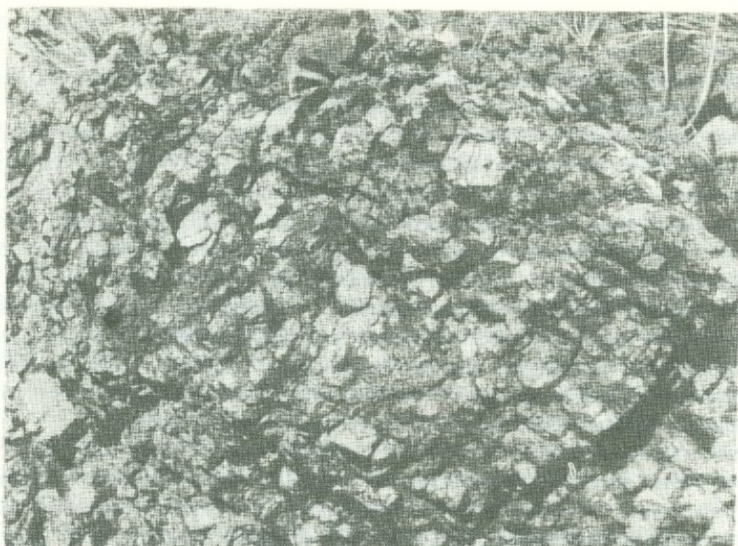
Грубозернистые туффиты (Николаевское месторождение, скв. 413), состоят на 50–60% из несортированных обломков (1–5 мм), в которых представлены альбит, кварц, стекло (кварц–серцитовый агрегат), кварцевые альбитофиры сферолитовой и фельзитовой структуры. Распространены обломки кварц–альбитовых сферолитов (до 2 мм) гранифированного строения. Особенность туффитов данного участка — широко проявленная аргиллизация стекла. Цемент представляет собой глинисто–гидрослюдистую массу, в которой местами улавливаются контуры мелких (доли миллиметра) разложенных стекловатых частиц. За счет глинистого материала здесь образовались бледно–зеленая высоко поляризующая гидрослюда и хлорит, что, по–видимому, указывает на существенно монтмориллонитовый состав продуктов разложения пепла.

Аргиллизированные туффиты района Рулики (правый берег р. Таловки, ниже устья ключа Березовского) — породы серого цвета с мелкопятнистым распределением буроватых и зеленоватых оттенков. Строение их зернистое, местами брекчиевидное. Псаммитовая фракция (0,5–1 мм) составляет 60–70% объема. В ней преобладают обломки флюидално–полосчатого стекла (табл. VI, фиг. 3), есть осколки кристаллов альбита и кварца. Стекло замещено бескварцевой волокнистой массой монтмориллонита. Цемент алевролит–пелитовый (альбит, кварц, чешуйчатая глинистая масса, пятна гидроокислов железа). Как видно на фотографиях, псаммитовые обломки стекла утратили при аргиллизации резкость контуров и сливаются с пеплово–глинистым цементом, имеющим близкий состав и строение.

Витрокластические пепловые туффиты (р. Таловка, близ совхоза Михайловского) содержат обломочные частицы, имеющие вид черепков и цементирующую их кремнистую массу (табл. VII, фиг. 1, 2). Обломки (45% объема) представляют собой частицы вспененного стекла типа пемзы. Форма их своеобразна — рогульки, серповидные осколки, обломки ячеистого строения, обломки перегородок между пузыристыми ячейками. Они сложены микрокристаллическим альбитом, который образовался путем замещения калиевого полевого шпата. Альбит образует сростки шестоватых кристаллов, обычно прирастающих к границам обломков в поперечном направлении. Внутри обломков встречаются скопления хлоритизированного биотита, изредка замещающего почти всю площадь обломка (в табл. VII, фиг. 1 — темные участки). Цемент — микробластический кварц, в котором присутствует пылевидная примесь и местами скопления микрочешуйчатого биотита. Описанная порода представляет собой, по–видимому, результат совместного отложения тонкого витрокластического материала и кремнистого осадочного вещества, имевшего характер довольно чистого кремнистого геля. Не вполне обычен мономинеральный полевошпатовый состав продуктов девитрификации стекла, что возможно, если его химический состав отвечал трахиту.

Алевролитовые туффиты встречены в виде редких маломощных прослоев в вулканических толщах на Николаевском рудном поле, в районе Верх–Убы и в некоторых других местах. Учитывая данные о дальности транспортировки пирокластического материала (Влодавец, 1962б), эти породы следует рассматривать как телевулканические образования. От типичных алевролитов они отличаются зеленым оттенком. Встречается микрослоистость, иногда косая. Излом пород полураковистый. Туффиты состоят из витрокластических частиц размером не более 0,01 мм, неправильной, серповидной, рогульчатой или ключевидной формы. Стекло в этих обломках замещено кварцевым или глинистым агрегатом. При аргиллизации витрокластический материал почти перестает быть заметен на фоне кремнисто–глинистого цемента.

Агломератовые псевдотуффиты, распространенные в районе Верх–Убы, заслуживают внимания потому, что они могут быть очень похожими на



Фиг.25. Агломератовый псевдотуфит. Обнажение 955-т (см. фиг. 18). Масштаб 1:10

агломератовые туфы и туффиты и даже на конгломераты. Особенности¹ их заключаются в следующем. Породы имеют вполне агломератовый облик (фиг. 25). Это агрегат обломков светлых фиолетово-серых фельзит-порфиров, размером до 10-20 см, сцементированных темной зеленовато-серой довольно мягкой массой песчанистого и мелкобрекчиевого облика. Материал светлых фельзитовых обломков имеет, в свою очередь, обломочное строение, будучи сложен крепко спаянными первично-стекловатыми частицами и превращен затем в фельзит кварц-альбитового состава. Темный материал, цементирующий обломки, отличается большим содержанием осадочного глинистого вещества и имеет характер среднезернистого туффита. Примерно 60% его объема составляют угловатые несортированные обломки размером 1-2 мм, в которых преобладает кислое стекло, раскристаллизованное в фельзит, присутствуют зерна кварца и альбита, встречается порфирит. Цементирует туффиты осадочное алевроит-глинистое вещество, обильно проникнутое окислами железа.

Фельзит-порфировые обломки, имеющие уплощенную форму, нередко располагаются цепочками, создавая картину разорванных пропластков (на фиг. 25 - светлые). Более того, местами крепкий фельзитовый материал вытягивается в виде брекчированных пропластков длиной до 1 м. Следовательно, породы первоначально представляли собой чередование прослоев крепких кислых кластола и мягких туффитов. Светлые обломки, определяющие общий агломератовый облик пород, образовались при разламывании крепких прослоев с проникновением пластичного туфогенно-осадочного материала промежуточных прослоев между этими обломками. Столь значительное различие в механических свойствах чередующих слоев кластолав и туффитов можно объяснить чисто витрокластическим характером осадка в одном случае и существенно глинистым - в другом. По-видимому, здесь сказались особые свойства стекловатых обломочных масс: находясь под некоторым давлением, они способны к консолидации путем спайвания обломков даже в холодном состоянии, и этот процесс протекает значительно легче, чем срастание и гомогенизация обломков кристаллического вещества при их общей перекристаллизации. Спаивание стекловатых частиц в

¹ Подробное описание их будет дано в специальной статье.

кластоловах с образованием их сплошных компетентных прослоев происходило до девитрификации стекла и, очевидно, еще при достаточной пластичности промежуточных прослоев глинистых туффитов. Механическая неоднородность таких слоистых пачек была весьма велика, поэтому даже небольшие напряжения, возникавшие в вулканической толще (вероятно, в связи с сейсмической активностью), приводили к внутрислойному брекчированию пород. Поскольку алевролиты и песчаники, подстилающие и перекрывающие описанную пачку, сохраняют тонкую ненарушенную слоистость, рассмотренные породы не могут считаться тектонической брекчией. Описанные породы, будучи в целом сложены осадочными и вулканическим материалом в примерно равном количестве, должны по этому признаку рассматриваться как туффиты, однако сходство это является внешним, поэтому они и описываются под названием "псевдотуффитов".

Следующие диагностические признаки отличают агломератовые псевдотуффиты от сходных туффитов и конгломератов: 1) фельзитовые обломки здесь одинаковы по составу и структуре; эта однородность отличает их от псефитового материала в туффитах или конгломератах; 2) многие из них округлены и имеют облик мелких валунов, комьев, или линз, что не свойственно материалу туффитов; 3) фельзитовые обломки местами сохраняют послойное распределение в цементирующей массе, подобное показанному на фиг. 25.

Химический состав

В табл. 8 приведены типичные примеры химического состава кислых эффузивов рассматриваемого комплекса. Отобраны анализы, не обнаруживающие признаков значительных эпигенетических преобразований эффузивов. Как видно из таблицы, кварцевые альбитофиры этого комплекса отвечают по содержанию SiO_2 кислым и умеренно кислым породам. Преобладают разности с содержанием SiO_2 , характерным для липаритов (70–73%). Также липаритам отвечает среднее содержание в них Al_2O_3 (13–14%). Содержание CaO в большинстве случаев несколько понижено (менее 1%), хотя в целом оно варьирует в значительных пределах (0,3–2%), вероятно, не только в связи с колебаниями первичного состава пород, но и вследствие альбитизации полевых шпатов.

Содержание окислов магния и железа колеблется в довольно значительном интервале, достигая наибольшего значения (4,5% для двухвалентного железа и 3,9% для магния) в породах с пониженным количеством кремнезема. Это заметно превышает нормальное содержание указанных окислов в липаритах и служит, по-видимому, выражением общих колебаний кислотности пород данной группы от кислых до умеренно кислых.

Суммарное содержание в породах окислов щелочей не спускается ниже 5%, а в некоторых разностях оно явно повышено, достигая 8–10%. Относительное содержание калия и натрия колеблется довольно значительно, в подавляющем большинстве случаев натрий резко преобладает.

Приведем несколько примеров, позволяющих сопоставить химический состав пород с петрографическими особенностями (номера образцов отвечают номерам химических анализов). Обр. 953, лавовая брекчия, показанная в табл. VI, фиг. 2 – пример липарита, который приобрел "натриевую специализацию", вследствие альбитизации калиевого полевого шпата. Развитие адуляра не вызывало повышения содержания щелочей, так как это была девитрификация, проходившая без привноса материала. Окись калия сохраняется в реликтах калиевого полевого шпата.

Обр. 957 – лавовая брекчия кварцевого альбитофира (см. фиг. 24). До альбитизации породы калиевый полевой шпат в ней резко преобладал над остальными минералами и она отвечала по составу трахиллипариту. Это нашло выражение в химическом составе в виде повышенного суммарного содержания щелочей. Пониженное содержание кремнезема – в основном следствие умеренной первоначальной кислотности породы, некоторую роль сыграло развитие микрочешуйчатого биотита, которое проходило с привносом магния и железа, чем

Таблица 8

Химический состав кислых эффузивов верхнеживетского -

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
684	71,08	0,22	13,33	0,44	1,63	0,04	1,43
696	73,88	0,07	13,35	1,94	0,89	0,07	Не обн.
13129	69,98	0,25	14,54	2,18	2,33	0,11	1,08
13132	68,46	0,32	13,63	1,05	4,53	0,11	2,25
13133	71,51	0,23	13,28	1,45	2,91	0,07	1,09
13120	65,30	0,71	13,34	2,86	3,41	0,16	3,88
953	73,90	0,42	13,08	1,76	1,39	0,09	0,83
955	69,40	0,50	16,80	1,94	1,25	0,08	0,72
712	77,24	Следы	13,04	1,63	0,34	Следы	0,50
957	69,18	0,50	15,89	1,64	4,03	0,21	1,86

и обусловлено их довольно высокое содержание. Кальций содержится в тонко-дисперсном эпидоте и лейкоксене, которые образовались при девитрификации стекла.

Образец 696 - кварцевый альбитофир эпилипаритовый. Кварц и альбит образуют радиально-лучистые сростки, в которых прокрашиванием обнаруживаются реликты калиевого полевого шпата. В промежутках - фельзитовая масса того же состава с чешуйками биотита. Весь имеющийся в породе калий связан с реликтами калиевого полевого шпата и с микрочешуйчатым биотитом.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Эффузивные порфириты зеленокаменного облика в толщах верхнего живета - франа в подавляющем большинстве отвечают по химическому составу основным эффузивам. Лишь единичные анализы говорят о возможном присутствии здесь андезитов, которые, однако, петрографически не выделяются. Поэтому все породы описываются далее под названием базальтовых (и трахибазальтовых) порфиритов.

Общие особенности минерального состава и свойства породообразующих минералов

Минеральный состав описываемых пород практически целиком представлен эпигенетическими продуктами. Если не считать весьма редких реликтов первичного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также аксессуаров, здесь присутствуют только минералы, вторичные по отношению к продуктам затвердевания магмы. Альбит и хлорит - главные минералы этой ассоциации. В переменном количестве, достигая иногда значения главных минералов (т.е. содержания более 5%) присутствуют эпидот, титанит (и лейкоксен) магнетит и титаномагнетит. Часто встречаются гидроокислы железа, иногда халседон.

Первичный плагиоклаз основного состава встречен в виде участков внутри альбитовых псевдоморфоз по его вкрапленникам. Это были длиннотаблитчатые кристаллы размером до 1 мм, местами зональные, судя по пылеватым следам зональности в альбите, который, однако, вполне однороден. Основной сос-

франского комплекса, в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П.л.л.	Сумма
0,58	0,40	9,16	1,74	0,12	Не обн.	-	100,17
1,52	5,00	1,70	0,95	0,12	Не обн.	-	99,49
0,63	5,25	0,50	0,30	-	-	1,10	99,22
0,53	4,97	1,50	0,20	-	-	1,49	99,08
0,37	6,30	0,72	0,30	-	-	0,85	99,07
1,16	5,20	0,09	0,18	-	-	3,50	99,96
0,30	5,00	1,32	1,86	0,08	Не обн.	-	99,98
0,47	8,00	0,20	1,19	0,06	Следы	-	100,61
0,29	5,00	1,60	0,85	Не обн.	0,20	-	100,69
2,02	5,00	3,30	1,90	0,10	0,71	-	100,34

тав плагиоклаза установлен путем сравнения его с альбитом по показателю преломления и более точному определению не поддается.

Первичный калиевый полевой шпат в породах типа трахибазальтов наблюдается в виде участков внутри альбитовых псевдоморфоз по его кристаллам как во вкрапленниках, так и в наиболее крупных микролитах. Калиевый полевой шпат нерешетчатый, иногда криптопертитовый, бурый вследствие пелитизации.

Первичные цветные минералы, за крайне редкими исключениями, не сохранились, будучи замещены хлоритом, эпидотом, окислами железа и кальцитом. Они представлены моноклинными пироксенами типа титанистого авгита. Примеры констант: 1) $2V = +60^\circ$; $C:N_g = 43^\circ$; $n_g - n_p = 0,023$; 2) $2V = +55^\circ$; $C:N_g = 48^\circ$; $n_g - n_p = 0,026$.

Альбит № 2-5 представлен таблитчатыми вкрапленниками размером 1-2 мм, а в базисе длиннопризматическими микролитами. Двойникование преимущественно по альбитовому закону, во вкрапленниках также по периклиновому и аклиновому. Встречаются признаки вторичного образования альбита по более основному плагиоклазу, однако минералы группы эпидота в нем почти не наблюдаются.

Хлорит, выполняющий миндалины и замещающий стекло в мезостазице, имеет либо бледно-зеленую окраску без плеохроизма, либо более интенсивную с плеохроизмом от бледно-желтого цвета до травяно-зеленого. Изученные разновидности имеют прямое угасание и положительное удлинение. Двупреломление низкое, местами минерал почти изотропен. Цвета интерференции аномальные синие, реже ржаво-бурые. Оптические свойства хлорита в мезостазице и в миндалинах обычно одинаковы.

Эпидот - умеренно-железистая разновидность, слегка окрашенная в фисташковый цвет со слабым плеохроизмом.

Титанит и лейкоксен - микрозернистые и пылеватые скопления, неравномерно распределенные в основной массе пород, и образовавшиеся при ее девитрификации.

Магнетит и титаномагнетит - грубоизометричные зерна размером в десятые доли миллиметра, рассеянные в базисе пород. Титаномагнетит отличается присутствием оторочки лейкоксена. Рудная пыль, пропитывающая мезостазице, содержит как гидроокислы железа, так и магнетит.

Халцедон образует радиально-лучистые сростки и сферолиты в миндалинах совместно с хлоритом.

Петрографическая характеристика

Альбитизированные базальтовые и трахибазальтовые порфириды (альбитофириды). Мы будем далее для краткости называть эти породы "базальтовыми" и "трахибазальтовыми" порфиридами и подчеркнем, что речь идет об альбитизированных порфиридах, первичный состав которых устанавливается далеко не всегда, почему мы и предлагаем обозначать их собирательным названием "альбитофирит". Это — темные серо-зеленые афанитовые породы, обычно афировые, иногда с малым количеством (5–10%) белых вкрапленников альбита, размером 1 мм и менее. Базис их состоит из сильно удлинённых микролитов альбита длиной 0,1–0,2 мм, погруженных в первичностекловатый мезостазис. Объемное отношение микролитов к мезостазису в типичных афировых породах оказалось следующим: шлиф 954-а, микролиты — 55%, мезостазис — 45%; шлиф 40-а, микролиты — 65%, мезостазис — 35%; шлиф Н-30, микролиты — 60%, мезостазис — 40%. Таким образом, структура пород гиалопилитовая, местами приближается к интерсертальной. Стекло в мезостазисе разложено в хлорит с примесью магнетитовой пыли, лейкоксена и гидроокислов железа. Из текстур распространена флюидально-микролитовая (разновидность трахитоидной) с полосовидным распределением однообразно ориентированных микролитов. В распространенных миндалекаменных разностях миндалины достигают 30–40% объема, заполнение их — хлорит, кальцит, реже альбит и халцедон. Вариации петрографических свойств показаны ниже на примерах.

Базальтовые порфириды встречаются на горе Каменуха (снегиревская свита). Прослой базальтовых порфиритов (один из них показан на фиг. 16) сложены олигофировой миндалекаменной разностью с алоинтерсертальной флюидальной основной массой. Вкрапленники альбита, размером не более 1 мм, мало отличаются от наиболее крупных микролитов (серияльно-пурпуровая структура). Миндалины (0,5–2 мм, около 15% объема) в большинстве эллипсоидальные, вытянуты по общей флюидальности базиса. Выполнение их зональное: вдоль краев расположены сферокристаллы халцедона, центральная часть сложена пеннином и кальцитом.

Трахибазальтовые порфириды шипуновской свиты отмечаются на правом берегу р. Убы, ниже устья р. Большой Снегирихи. В терригенной толще присутствуют прослой основных лав, в том числе разности трахибазальтового состава. Это — миндалекаменные породы, содержащие 5–10% вкрапленников альбита (№ 2–4) размером до 1 мм. Распространены несдвоенные кристаллы и карлсбадские двойники. Во вкрапленниках альбита видны многочисленные реликтовые участки бурого калиевого полевого шпата (табл.

Таблица 9

Химический состав основных и средних эффузивов

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
91-33	48,19	1,06	18,6	1,18	7,2	0,15	3,87
407-23	54,52	0,56	14,32	2,73	4,2	0,32	3,83
40-13	57,28	0,28	14,88	0,56	3,6	0,14	2,27
1118	47,50	1,80	13,29	4,21	9,46	0,29	8,53
6040	51,38	0,25	15,25	4,65	6,97	0,14	7,40
2221	42,33	0,94	17,91	2,57	7,48	0,49	6,37
2259	48,66	1,15	18,13	2,63	8,36	0,31	5,18
689	60,36	0,62	15,79	2,83	5,41	0,17	3,53

VII, фиг. 3). Базис пород, первичногиполиптитовый. Миндалины округлой формы (0,5–1 мм, около четверти объема пород), выполнены кальцитом.

Лавовые брекчи и шлаковые лавы базальтовых порфиритов. Довольно распространенной особенностью основных эффузивов данного комплекса являются признаки вспенивания и автобрекчирования лав. Породы в таких случаях имеют обломочное сложение и сходство с основными туфами, отличаясь от них тем, что в них обломки спаяны без какого-либо цемента. Такая тактура возникает, как известно, при брекчировании лав, твердевших в процессе движения. Шлаковые, т.е. интенсивно вспененные лавы также имеют местами брекчиевидное сложение и могут быть сходны с туфами, однако здесь такая тактура явилась следствием прорыва газов через пласт вязкой твердеющей базальтовой магмы. Другие особенности эффузивов данного типа видны из примеров.

Лавовые брекчи базальтовых порфиритов наблюдались на Николаевском рудном поле, скв. 413. Интересующая нас разность базальтовых порфиритов – миндалекаменная, олигофирровая, мелкопорфирровая порода апоинтерсертальной структуры и брекчиевидного сложения. Угловатые обломки базальтового порфирита (3–5 мм) срastaются большей частью без признаков цемента и без резких границ, лишь местами между ними наблюдаются прокладки кальцита или хлорита. Миндалины подразделяются на два типа: крупные миндалины (1–1,5 мм) выполнены кальцитом, стенки их выстланы лейкоксеном; мелкие миндалины (0,2–0,5 мм) заполнены хлоритом с теми же свойствами, что и в базисе породы. Многие хлоритовые миндалины имеют на границах с окружающим стеклом плотную кайму магнетита, следствие окисления железа в стекле еще до его девитрификации.

Шлаковые лавы трахибазальтовых порфиритов (гора Каменуха) – афировые породы, со спорадическими вкрапленниками альбита и реликтами калиевого полевого шпата. В породах заметны многочисленные овальные миндалины пеннича. От них резко отличаются полости, выполненные кальцитом, которые составляют более половины объема пород. Этот минерал выполняет систему крайне неправильных полостей, сходных с показанными на табл. VIII, фиг. 1. Общий объем полостей с заполнением разного рода достигает 70%. Таким образом, мы наблюдаем две генерации миндалин, природа которых уже была рассмотрена (Чернов, 1972).

Если возникновение хлоритовых миндалин можно объяснить выделением газов из данного объема магмы, то для каверн, выполненных кальцитом, подобное аутигенное образование исключено: объем таких полостей местами больше,

верхнеживетского – франского комплекса, в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
6,15	0,54	3,12	-	-	-	0,21	9,23	99,5
4,85	0,80	6,72	3,85	0,16	3,10	-	-	99,98
6,04	0,95	7,99	-	-	-	0,04	5,81	99,84
5,62	3,58	0,52	0,28	-	-	-	4,77	99,80
8,40	2,11	0,58	0,48	-	-	-	2,58	100,19
14,75	1,40	1,04	0,38	-	-	-	4,06	100,22
6,42	4,64	0,48	0,23	-	-	-	3,30	99,59
2,31	4,20	1,55	3,30	0,28	0,39	-	-	100,74

чем объем базальтового материала. В последнем случае речь должна идти о прорыве вспенивающих газов снизу в момент, когда вязкая лава уже содержала миндалины с хлоритовым заполнением. Скорее всего это были водяные пары из пласта карбонатного ила, на который легла лава. Комковатое и брекчиевидное сложение некоторых вспененных лав показывает, что они испытывали при прорыве сквозь них газов своего рода брекчирование с немедленным "слипанием" полужидких фрагментов. Такого типа породы могут рассматриваться как разновидность агглютинатов.

Химический состав

В табл. 9 приведены типичные примеры химического состава в разной степени альбитизированных порфиритов данного вулканического комплекса. Содержание SiO_2 (в среднем 45–50% и редко превышает 52–53%) характеризует их как основные породы. В соответствии с этим характеристика Q обычно не достигает 10, имея во многих случаях отрицательное значение. Изредка породы отвечают по кислотности андезитам (обр. 689), однако по петрографическим признакам (количество хлорита, рудной пыли, эпидота) они не отличаются от остальных разновидностей, и повышенное содержание в них кремнезема связано с тонким гнездовидным окварцеванием, иногда наблюдаемым в шлифах. Содержание Al_2O_3 варьирует (13–19%), отвечая в среднем характеристике базальтов и андезитов. Столь же значительны колебания в содержании окиси железа (0,5–5%). Содержание FeO и MgO велико, составляя в сумме от 6 до 15% и даже 18%, из них железо в среднем несколько преобладает. Содержание CaO (в среднем 2–8%) отражает, по-видимому, влияние нескольких факторов. Это не только количество кальция в исходной породе, это также некоторый вынос его при альбитизации и неравномерный, местами очень значительный привнос в составе кальцита, заполняющего миндалины и каверны. Последним и следует объяснить случаи содержания 14–15% окиси кальция (обр. 2221). Суммарное содержание щелочей колеблется от нормального для базальтовых порфиритов (2–5%) до явно повышенного (7–8%) обычно благодаря повышенному количеству калия. Характерное для базальтов преобладание натрия над калием иногда сменяется обратным соотношением. Существенно калиевый состав нашел отражение и в петрографических особенностях первично-трахибазальтовых эффузивов. Таким образом, в содержании щелочей в описываемых породах нашли отражение две группы явлений: с одной стороны – общая калийная тенденция в химизме этой группы (присутствие трахибазальтов), с другой – региональная альбитизация, в значительной степени уничтожившая признаки этой калийности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Вулканические породы фаменского комплекса в составе пихтовской свиты распространены примерно на тех же площадях, что и вулканы франа. В основном они приурочены к зоне, прилегающей с северо-востока к Иртышскому глубинному разлому, в пределах которой слагают несколько разобнесенных районов. Главным из них является район юго-западного крыла Алейского антиклинория и его юго-восточного замыкания. На северо-восточном крыле антиклинория вулканические породы этого комплекса имеют меньшую мощность и известны на незначительных площадях. В Бухтарминском районе вулканические породы данного возраста выполняют синклинальный прогиб, ограниченный с юго-запада Иртышской зоной смятия. В Быструшинском синклинории в терригенной алейской свите фаменского возраста известны резко подчиненные вулканические прослои преимущественно основного состава. На остальной территории Рудного Алтая, там, где сохранились отложения верхнего девона (Белобуинский синклинорий), они представлены терригенной осадочной толщей (маймырская свита), в которой лишь спорадически встречаются прослои эффузивных и туфогенных пород андезитового и базальтового состава. Значительная часть терригенных образований имеет здесь телевулканическую природу. Ниже следуют примеры строения вулканогенных толщ фаменского возраста.

Алейский антиклинорий

Особенности строения разреза пихтовской свиты в районе горы Каменухи (область замыкания антиклинория) и Николаевского месторождения (его юго-западное крыло) были охарактеризованы при описании предыдущего комплекса. Были отмечены, в частности, значительные черты сходства фаменских вулканитов в этих двух районах, такие как грубообломочное строение пород, их смешанный состав и наличие обломков гранитоидов в некоторых разностях туфитов.

Юго-западное крыло антиклинория, район Шемонаихи. В.С. Кузубный, Б.П. Бедарев и другие геологи, изучавшие этот район при геологической съемке в 1967 г., оценивают мощность фаменской пихтовской свиты здесь в 600–800 м. В составе ее преобладают, по этим авторам, туфогенные конгломераты, гравелиты и песчаники, переслаивающиеся с туфами и лавами андезитового, реже базальтового состава. Отмечается некоторое количество кислых туфов.

Юго-западное крыло антиклинория, участок с. Раздольного. Он расположен севернее предыдущего на том же крыле Алейского антиклинория. Здесь в разведочных канавах, пройденных геологами ЗСГУ, нами была изучена пачка вулканических пород с характерными фиолетовыми оттенками, мощностью не менее 200 м, в которой чередуются альбитизированные порфириты андезитового и базальтового состава. В подчиненном количестве присутствуют пласты и линзы кварцевых альбитофинов. По суммарной мощности андезитов примерно в два раза больше, чем базальтов. Количество

андезитовых туфов и лав приблизительно равно. Туфы андезитовых порфиритов содержат примесь обломков гранитоидов. Прослоев осадочных пород здесь встречено не было. Это, а также отсутствие слоистости вулканокластического материала и его сортировки по размеру частиц (заметной в других районах) позволяют считать, что формирование пород происходило в континентальных условиях.

Быструшинский синклиорий

Северо-восточное крыло синклиория, район горы Далматихи. Здесь под терригенными отложениями карбона выделяется толща основных и средних вулканических, преимущественно туфогенных пород, которая геологами-съемщиками (Л.Н. Шилак и др.) сопоставляется с пихтовской свитой. Действительно, эти породы обладают главными особенностями, отличающими указанную свиту в других районах, такими как грубообломочное строение, смешанный характер с преобладанием среднего и основного вулканокластического материала, осадочно-пепловый весьма железистый цемент. Эти отложения, сохраняя свой характер, прослеживаются на северо-запад в район среднего течения р. Убы, где ими сложена верхняя часть алейской свиты.

Среднее течение р. Убы. На правом берегу р. Убы ниже устья Большой Снегирихи обнажена терригенная толща мощностью до 3000 м (алеийская свита, конец франского и фаменский век). Вопрос о роли вулканических пород в ее составе довольно сложен. В ней, в особенности в ее верхней части, много зернистых пород, состоящих преимущественно из вулканического обломочного материала и иногда обнаруживающих в глинистом цементе пепловые частицы. Они имеют много общего с туфами и с туффитами смешанного состава, но столь же часто несут особенности граувакковых и аркозовых песчаников (некоторая окатанность материала, повышенное количество глинистого цемента, обломочный биотит). По нашим данным, указанные породы являются смешанными не только по составу, но и по происхождению материала. В них всегда в том или ином количестве присутствует аркозовое вещество (зерна кварца и альбита, пластинки биотита), что же касается обильных обломков основных и средних эффузивов, то, поскольку они всегда смешаны со значительным количеством осадочного вещества и не слагают туфовых прослоев, их следует рассматривать как телевулканические образования, т.е. как результат отложения (или переотложения) продуктов вулканической деятельности в смежных районах. В верхней части толщи этот материал уже явно переотложенный, вулканомиктовый и породы могут быть отнесены к аркозово-граувакковым песчаникам.

Юго-западное крыло синклиория, верховья р. Алей. В районе к северо-западу от предыдущего алейская свита, по данным В.М. Чеботарева, Н.И. Леликова и др., имеет мощность не менее 1000 м. Это — переслаивание терригенных осадочных пород с преобладанием грубозернистых разностей смешанного вулканомиктового и аркозового состава. Вулканические породы здесь не отмечаются, однако по составу псаммитовых отложениях присутствие телевулканического материала весьма вероятно.

Таким образом, в алейской свите в различных частях Быструшинского синклиория неизменно присутствуют характерные зернистые породы смешанного состава, содержащие, наряду с аркозовым и вулканомиктовым материалом, то или иное количество обломочного вещества телевулканического происхождения, которое отвечает по составу вулканитам пихтовской свиты в области юго-восточного замыкания Алейского антиклинория. Очевидно, фаменский вулканизм, развивавшийся в зоне сопряжения антиклинория с Иртышским глубинным разломом, влиял на формирование осадков в Быструшинском прогибе. Следует отметить, что в алейской свите есть и продукты местного вулканизма. Это — составляющие не более 10% ее мощности прослой базальтовых порфиритов, часто миндалекаменных и шлаковых, преимущественно в верхней части свиты.

Приртышье, низовья р. Ульбы

По данным В.М. Вершигоры, В.С. Азова и др., пихтовская свита в бассейне р. Ульбы достигает мощности в 2000 м. Ее нижней пачкой считают кислые вулканиты, известные на северо-восточных склонах Княжных гор. Эта пачка мощностью до 700 м представляет собой переслаивание кварцевых альбитофиринов и их туфов с подчиненными кремнистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Вулканические породы составляют около трех четвертей мощности пачки. Выше залегает толща обломочных пород смешанного состава (которой, по нашему мнению, и начинается свита) — туфы и вулканомиктовые песчаники с прослоями алевролитов, мощностью около 700 м. Верхняя пачка мощностью около 600 м сложена основными и средними вулканитами, преимущественно туфами порфиритов, с редкими прослоями смешанных туфов. Порфириты и их туфы, завершающие разрез девона в бассейне р. Ульбы, известны также под названием "порфиритовой свиты".

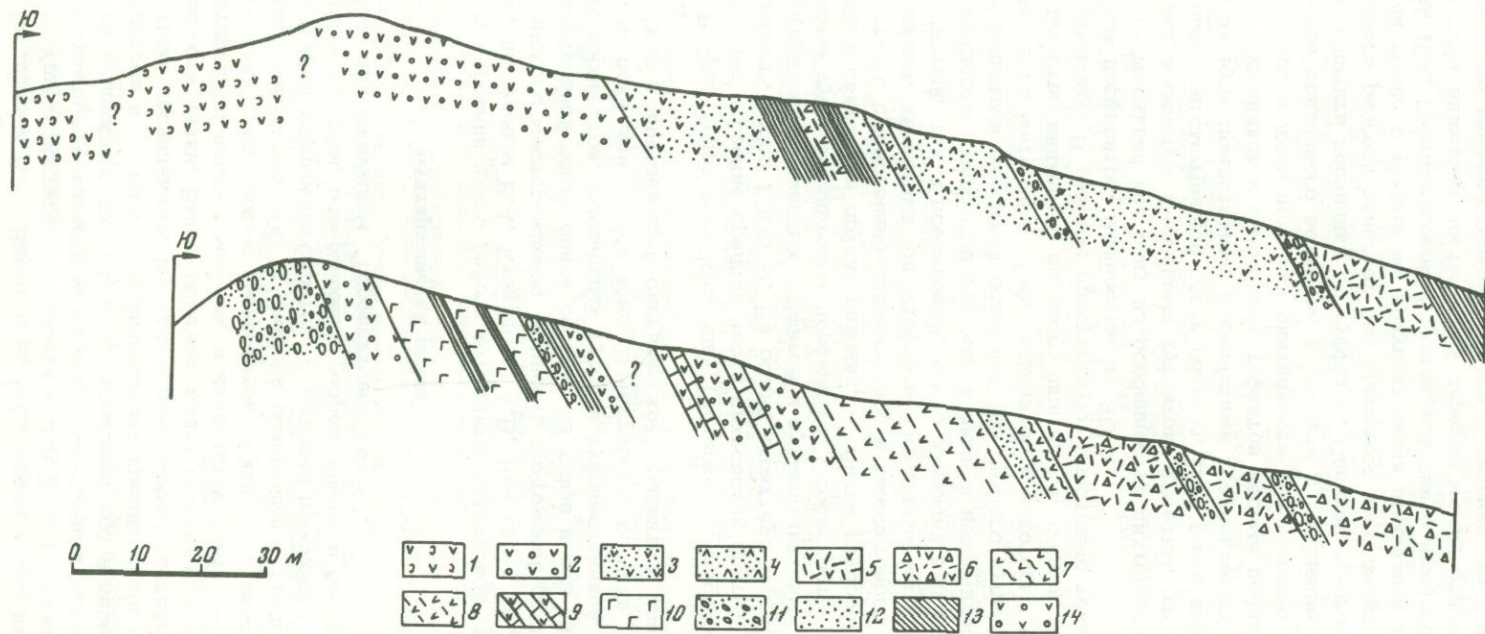
Бухтарминский район

В строении этого района вулканиты пихтовской свиты играют большую роль. Так, по данным В.А. Кузнецова, А.В. Нечаева и др., к северо-востоку от Завадинского месторождения мощность пихтовской свиты превышает 3000 м, в значительной части свита состоит из туфов и лав андезитовых, реже базальтовых порфиритов, смешанных туфов и туфопесчаников. В расчленении данной свиты пока еще не все ясно. В частности, не ясна принадлежность к этой свите (или к нижележащей снегиревской) развитых здесь толщ кислых эффузивов.

Разрез через гору Козлушку (севернее с. Васильевки) приведен на фиг. 26. Показано строение средней части пихтовской свиты, имеющей в этом месте мощность около 1300 м. Ее общий характер: чередование туфов андезитовых порфиритов, смешанных туффигов и вулканомиктовых песчаников, резко подчиненные туфы базальтовых порфиритов. Особенность, свойственная отложениям данной свиты и в других районах, — обилие грубообломочных туффигов очень пестрого, существенно андезитового и базальтового состава, часто с примесью обломков кварцевых альбитофиринов. Осадочный материал в них как песчано-глинистый, так и псефитовый, часто имеющий вид окатанной гальки. Резко подчиненные осадочные отложения лишь в незначительной части представлены нормальными морскими осадками без грубого вулканокластического и вулканомиктового материала. Туфы андезитов в некоторых пластах содержат заметное количество калиевого полевого шпата, т.е. состав их приближается к трахиандезитовому. В разрезе присутствуют пластовые тела субвулканических андезитовых порфиритов, мощностью до 30 м.

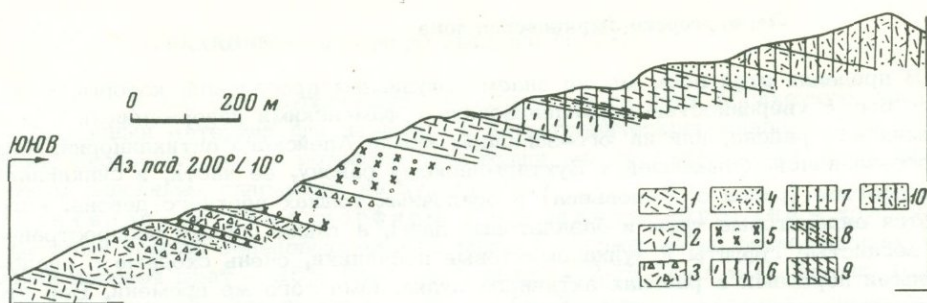
Подчеркивая как одну из особенностей пихтовской свиты широкое развитие в ней зернистых смешанных туффигов, отметим, что эти породы присутствуют и выше рассмотренной части разреза. Еще выше наблюдается постепенная смена их вулканомиктовыми песчаниками грауваккового типа. Сходство граувакковых песчаников и смешанных туффигов весьма велико, состав их практически одинаков и лишь признаки окатанности обломочного материала, большее количество осадочного вещества в цементе и появление обломков раковин позволяют отличить песчаники от туффигов. Следует отметить, что в самых верхах данного разреза залегает без признаков несогласия терригенная известковистая толща с такими же граувакковыми прослоями в ее нижней части, относимая И.А. Гречишниковой к тарханской свите нижнего карбона. Здесь обращает на себя внимание постепенный переход между отложениями двух систем и тот факт, что каменноугольные осадки в течение некоторого времени после прекращения вулканической деятельности фауна спорадически обогащались переотложенными продуктами этого вулканизма.

Разрез через гору Аблакетку (Завадинское рудное поле) показан на фиг. 27. Возраст толщи не вполне ясен. Фаунистические остатки в ней не встречены.



Фиг.26. Разрезы осадочно-вулканогенной толщи верхнего девона на горе Козлушке (составлен по материалам маршрутов А.И. Рычкова)

1-3 - туфы андезитовых порфиритов: грубозернистые (1), среднезернистые (2), мелкозернистые (3);
 4 - туфы трахиандезитовых порфиритов; 5 - туфы смешанного состава; 6 - туффиты смешанные, грубообломочные; 7 - туффиты смешанные, с гравийным материалом; 8 - туффиты андезитовых порфиритов, карбонатные, с остатками фауны; 9 - туффиты андезитовых порфиритов; 10 - туфы базальтовых порфиритов; 11 - конгломераты вулканомиктовые, с туфовым цементом (андезитовым); 12 - песчаники мелкозернистые, вулканомиктовые; 13 - алевролиты кремнистые; 14 - андезитовые порфириты субвулканические



Фиг.27. Разрез вулканической толщи верхнего девона на западно-северо-западном склоне горы Аблакетки

1-4 - вулканиды трахилипаритового состава: 1 - туффиты среднезернистые, 2 - лавы, 3 - лавобрекчии, 4 - туфы; 5 - силлы трахилипаритов; 6-10 - породы осадочные, частично или полностью превращенные в микрокварциты: 6 - туффиты алевроитовые, 7 - алевролиты, 8 - аргиллиты, 9 - кремнистые аргиллиты, 10 - вторичные кварциты неясного первичного состава

Геологи В.А. Кузнецов, А.В. Нечаев, В.И. Лезин, производившие здесь геологическую съемку, рассматривают ее как среднюю и верхнюю часть пихтовской свиты. Вместе с тем породы этой толщи по своему характеру стоят значительно ближе к описанным выше вулканидам снежиревской свиты. Не имея собственных данных о возрасте этой толщи, мы условно описываем ее в данном разделе.

В составе толщи мощностью около 800 м не менее двух третей составляют породы трахилипаритового и липаритового состава. Непрерывный разрез вулканических пород (включающий туффиты и субвулканические тела) имеет мощность более 500 м. Здесь преобладают лавы и лавобрекчии, есть туфы и туффиты. В низах разреза присутствует более чем 100-метровая пачка трахилипаритовых лав, крупнопорфировых, флюидално-полосчатых, которые в кровле пачки переходят в лавовые брекчии и туфы того же состава. Менее мощные (10-30 м) пласты таких же лав, лежащие в чередовании с туфами выше по разрезу, сложены, как правило, лавобрекчиями. За пределами линии разреза на том же стратиграфическом уровне, среди вулканидов трахилипаритового состава встречены кварцевые трахиандезитовые порфириты. Все эти породы имеют, как правило, розовый оттенок благодаря высокому содержанию в них калиевого полевого шпата. Толща лав и туфов сменяется выше мелкозернистыми туффитами, еще выше идут алевроитовые туффиты и аргиллиты. В разрезе присутствует несколько пластообразных тел субвулканических трахилипаритовых порфиров, одно из которых достигает мощности 100 м, имея, однако, во всех своих частях эффузивный облик и первично-стекловатый базис. Петрографически они тождественны эффузивам того же разреза, отличаясь лишь большей однородностью текстуры. Особенность эффузивных пород на этом участке - умеренная альбитизация, захватившая лишь около 50% объема полевых шпатов. Отложения верхней части разреза (алевролиты, аргиллиты, туффиты и подчиненные кислые туфы) превращены во вторичные кварциты, содержащие обильный пирит, нередко также диккит и пирофилит.

Таким образом, в Бухтарминском районе известны вулканогенные толщи двух типов: эффузивно-туфогенные, существенно кислые, и туфогенные смешанного, преимущественно андезитового и базальтового состава. Их взаимное положение в разрезе и возрастная принадлежность трактуются геологами по-разному. Кислые вулканические толщи в петрографическом и петрохимическом отношении весьма сходны с каменевской и снежиревской свитами Алейской зоны. Обломочные толщи смешанного состава вполне отвечают по петрографическим особенностям и характеру строения породам пихтовской свиты Алейского антиклинория.

В пределах этой зоны мы не знаем эффузивных проявлений, которые можно было бы с уверенностью параллелизовать с фаменскими извержениями в Бухтарминском районе, или на юго-западном крыле Алейского антиклинория. Лишь в юго-западной, ближайшей к Бухтарминскому району, ее части, в синклинальном прогибе (район с. Соловьева) в осадочных толщах верхнего девона, встречаются андезитовые туфы и базальтовые лавы, а также широко распространены зернистые туффиты и вулканомиктовые песчаники, очень сходные с аналогичными породами в районах активного вулканизма того же времени. Все это позволяет считать, что в этом районе в фаменском веке при умеренных проявлениях вулканизма периодически отлагался вулканомиктовый и телевулканический материал, поступающий из других районов.

В Зырянском районе А.Ф. Дубининым, В.А. Верещагиным и др. в среднем течении р. Березовки и Правой Березовки описана осадочно-вулканогенная толща мощностью в 1000 м, сопоставимая по литологическому сходству с пихтовской свитой. По материалам этих авторов разрез можно охарактеризовать как переслаивание с частотой 5-30 м следующих главных типов пород:

- 1) алевролитов, аргиллитов, алевролитовых туффитов (40%);
- 2) вулканомиктовых песчаников смешанного состава (20%);
- 3) туфов зернистых смешанных (кварц, альбит, порфириды, микрокварциты) - 15%;
- 4) туфов зернистых среднего состава (обломки: андезитовые и базальтовые порфириды, альбит) - 15%;
- 5) - туффитов зернистых смешанного состава (10%).

Местами в этой толще присутствуют пачки миндалекаменных альбитизированных базальтов.

В том же районе, по данным С.А. Солтана, Т.И. Казанцевой, М.П. Тырнова и др., хамирская свита живета - верхнего девона отличается флишоидным характером, присутствием углисто-глинистых пород и широким развитием полимиктовых песчаников, содержащих пестрый материал вулканического происхождения (обломки кварцевых альбитофиров, порфиритов и осадочных пород). Мощность ее 800-1400 м.

Таким образом, отложение в Зырянском районе в верхнедевонское время значительных масс смешанного вулканомиктового или телевулканического материала следует из данных различных авторов достаточно отчетливо.

В Ленингорском районе Е.Д. Василевская, Я.М. Гройсман и Н.С. Бродова отмечают в песчано-глинистой белоубинской свите, достигающей мощности 1200 м, очень редкие прослои андезитовых порфиритов, для которых они подчеркивают сходство со средними вулканитами пихтовской свиты на западном крыле Тарханской синклинали. В районе р. Бутачихи эта свита представляет частое (2-10 м) переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников, из которых около 15% мощности составляют средне- и крупнозернистые песчаники того же состава, что и вулканомиктовые песчаники верхнего девона в других районах Рудного Алтая.

На остальной территории Ленингорско-Зырянской зоны в верхнедевонской хамирской свите присутствуют лишь подчиненные горизонты туффитов, близких по составу к туфам пихтовской свиты. Это - мелкозернистые породы, состоящие из обломков андезитовых порфиритов, альбита и некоторого количества кварца. Цемент их альбит-хлоритовый, обогащен гидроокислами железа. Если учесть обстановку залегания этих туффитов и известные данные о расстояниях переноса вулканокластического материала (Влодавец, 1962б), то следует считать, что эти породы образовались не в результате проявления вулканизма в данной структурной зоне, а вследствие эффузивной деятельности в смежных районах.

Наиболее полно они представлены в разрезе через гору Аблакетную, где дают прекрасный материал для детального петрографического анализа. Учитывая, однако, неопределенность возраста этой толщи, мы ограничиваемся здесь лишь кратким описанием слагающих ее вулканитов.

Трахилипаритовые порфиры и их лавовые брекчии — крупнопорфировые породы зеленовато-серого цвета, содержащие во вкрапленниках калиевый полевой шпат — 25% (2–3 мм), кварц — 20% (2–5 мм), биотит (единичные пластинки). Фельзитовый базис — 55%. Кристаллы калиевого полевого шпата нерешетчатые, бурые вследствие пелитизации (в штуфе розовые). Часто видно криптопертитовое строение. Вкрапленники биотита — пластинки до 1 мм, в большинстве случаев замещенные бесцветным хлоритом. Кварц во вкрапленниках — интенсивно корродированные кристаллы, изрезанные глубокими бухтами. Из аксессуаров характерны циркон, апатит, магнетит, рутил. Базис пород — фельзитовый девитрификат, сохраняющий следы микрополосчатости замещенного стекла. Это — микробластический агрегат калиевого полевого шпата, альбита и подчиненного кварца. В некоторых разностях пород участки, замещенные микрочешуйчатым биотитом, имеют серповидную и рогульчатую форму. Подобные породы нередко рассматриваются как витрокластические туфы.

Т.В. Кировой (1960) эти породы трактовались как игнимбриты. Однако можно видеть, что обособления рогульчатой формы представляют здесь не результат накопления витрокластических частиц, а деформированный первичный структурный рисунок породы, который имел ячеистый или струйчато-микрополосчатый вид. Несомненно, что лавовый материал испытал сегрегацию и утратил гомогенность еще до своего затвердевания. П.В. Иншин и В.М. Иншина (1966) выделили такую структуру под названием "псевдопепловой", считая это разделение ликвационным.

Микроструктурный облик описываемых пород во многом определяется размещением в них микрочешуйчатого биотита. По характеру развития и оптическим свойствам он ничем не отличается от биотита в кислых эффузивах верхнеживетского — франского комплекса. Поведение этого минерала и здесь интересно тем, что он замещает участки стекловатого базиса, но нигде не выполняет трещин, формировавшихся после затвердевания стекла. Это характеризует биотит как продукт ранней девитрификации базиса пород. К ранним поствулканическим образованиям относятся здесь и кварц-адуляровые гнезда, подобные описанным в кислых лавах верхнеживетского — франского комплекса.

Распространены трахилипаритовые порфиры, базис которых состоит из чередующихся полос шириной в десятые доли миллиметра, линзовидных, флюидально изгибающихся. Одни из них имеют микропоякитовое строение и состоят из выделений кварца, густо проникнутых пелитовыми частицами (разложившие полевощпатовые вростки). Другие состоят сплошь из калиевого полевого шпата, который образует агрегат неправильных выделений, иногда сферокристаллы или сростания аксиолитового типа. Некоторые полосы и линзы состоят из адуляра и кварца. Встречаются гнезда кварца, в которых имеются следы первоначального присутствия тридимита.

Туфы трахилипаритовых порфиров — среднезернистые, реже мелкозернистые разности. Псаммитовая фракция (около 60% объема) состоит на три четверти из альбитизированного калиевого шпата, остальной материал — зерна кварца, обломки альбитизированных фельзитов, изредка частицы основного или среднего стекла, замещенного хлоритом. Цементирующая масса — агрегат кварца, калиевого полевого шпата и альбита с примесью хлорита и тонкодисперсного эпидота, образовавшийся в результате разложения пеплового цемента и пропитанный гидроксидами железа.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Общие особенности минерального состава и свойства породообразующих минералов

Первичные главные минералы пород, установленные по их реликтам и продуктам разложения: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка. Первичные второстепенные и аксессуарные минералы: оливин (разложен), апатит, магнетит, сфен. Эпигенетические минералы (часто достигающие по количеству значения главных): альбит, хлорит, эпидот, серицит, актинолит.

Первичный плагиоклаз (андезин и лабрадор) встречается только во вкрапленниках. Это — таблитчатые кристаллы размером 0,5–1,5 мм с соотношением сторон обычно не более 2:1. Иногда он содержит каплевидные включения хлоритизированного стекла. Двойники — альбитовые, реже периклиновые и аклиновые. Состав варьирует от кислого андезина до основного лабрадора. Распространены зональные кристаллы плагиоклаза как с нормальной, так и с рекуррентной сменой состава. Основность в ядрах зональных кристаллов достигает № 65.

Калиевый полевой шпат присутствовал лишь в некоторых разностях пород (трахиандезиты и трахибазальты). Сейчас это — редкие реликты внутри кристаллов альбита. Минерал макроскопически розовый до красного, в шлифе нерешетчатый, интенсивно пелитизированный.

Моноклинный пироксен — авгит представлен во вкрапленниках и изредка в виде мелких (0,1–0,2 мм) зерен в базисе. Колебания оптических свойств довольно значительны, что видно из следующих замеров в одном шлифе: $C:N_g = 38, 40, 44, 44^\circ$; $2V = 52, 54, 54, 56^\circ$. Показатель преломления: $n_g = 1,722 \pm 0,001$; $n_p = 1,697 \pm 0,001$.

Псевдоморфозы по кристаллам цветных минералов позволяют судить об их первичном составе. По авгиту развит актинолит, плеохроирующий от бледного травяно-зеленого цвета по N_g до слабо-желтоватого по N_p ; $n_g - n_p = 0,020$; $C:N_g = 18^\circ$. Ромбический пироксен замещен псевдоморфозами серпентина по его длиннопризматическим кристаллам. Сохранились следы его мелких зерен в базисе пород. Роговая обманка была представлена призматическими, местами опациitized зернами кристаллами и неправильными зернами, которые заместились бледно-зеленым актинолитом, местами микрочешуйчатым биотитом. Оливин был представлен зернами размером редко более 0,5 мм, которые заместились серпентином или иддингситом с некоторым количеством магнетита.

Альбит, псевдоморфно заместивший кристаллы плагиоклаза и калиевого полевого шпата, имеет состав № 2–5, что видно из углов угасания: $N_p' : (010) = 13-14^\circ$. Замещая микролиты плагиоклаза в основной массе, он наследует их вытянутую, сходную с игольчатой форму, обнаруживая простое двойникование по альбитовому закону. Альбит, заместивший калиевый полевой шпат, нередко интенсивно пелитизирован.

Хлорит, замещающий стекло и выполняющий миндалины, представлен пеннином, обычно бледно-зеленым, почти бесцветным, реже он заметно окрашен в зеленый цвет и плеохроирует.

Другие продукты девитрификации: тонкодисперсный магнетит и гематит, лейкоксен, в ряде случаев также тонкоагрегатный эпидот.

Аксессуарные минералы: магнетит, встречающийся в зернах размером до 0,5 мм, иногда с каймой гидроокислов железа, апатит в зернах и игловидных кристаллах длиной до 0,1 мм, сфен — зерна размером в сотые доли миллиметра.

Альбитизированные базальтовые порфириды и их туфы. Это темные иногда почти черные зеленовато-серые породы олигофировой или афировой структуры, отличающиеся широким развитием миндалекаменных и шлаковых текстур. Распространены лавовые брекчии. Вкрапленники представлены полностью альбитизированным плагиоклазом. Базис гиалопитовый, интерсертальный, реже витрофиновый, состоит из микролитов альбитизированного плагиоклаза и хлоритового мезостазиса, обильно проникнутого магнетитовой пылью или гидроокислами железа. В переменном количестве присутствуют эпидот и лейкоксен. В миндалекаменных и шлаковых разностях от 10 до 60% объема сложено минералами, выполняющими полости (хлорит, альбит, эпидот, кальцит).

Туфы базальтовых порфиритов — среднезернистые литокластические, имеющие чаще всего характер ксенотуфов (Малеев, 1963) благодаря присутствию в их составе также обломков чуждого происхождения (андезиты, кварцевые альбитофиры, аргиллиты).

Лавовые брекчии базальтовых порфиритов (южные отроги горы Малый Календарь, нижняя часть пихтовской свиты) состоят из угловатых обломков (1–2 мм), разложенного базальтового стекла, содержащего микролиты альбита (10–15% объема). Вещество обломков часто пузыристое, насыщенное мелкими хлоритовыми миндалинами. Как обломки, так и цементирующая их масса того же состава (20–40% объема пород) замещены хлоритом с подчиненным эпидотом и альбитом и с обильной примесью магнетитовой пыли, благодаря чему породы под микроскопом часто почти не прозрачны. Течение и взламывание лавового материала выразились в растянутой и пережатой форме миндалинов и в наличии как в обломках, так и в цементе флюидально изгибающихся полос, обогащенных магнетитовой пылью. Некоторые обломки приобрели при этом линзовидную изогнутую форму.

Шлаковые базальтовые порфириды давидовской свиты¹ на Корбалихинском рудном поле — афировые, реже олигофировые породы. Их основная масса содержит микролиты альбита, которые погружены в стекло, замещенное агрегатом хлорита и окислов железа, иногда непрозрачным. Часто микролиты отсутствуют и базис образован продуктами разложения базальтового стекла. В описываемых породах лишь около трети объема сложено лавовым материалом, остальное приходится на поствулканические продукты, которыми выполнены миндалины и полости, возникшие при вспенивании лав. Строение пород подобно тому, которое показано табл. VIII, фиг. 1. Здесь также присутствуют две генерации полостей, различающихся не только способом возникновения, но и составом заполняющих минералов. Наиболее крупные, выполненные кальцитом, иногда с халцедоном, образовались при вспенивании лавы струями газов, проникавшими из подстилающего осадка. Мелкие овальные миндалины размером 0,1–0,5 мм, выполнены, как правило, хлоритом. Их присутствие можно объяснить выделением пузырьков газа из базальтовой магмы. Характерны признаки интенсивного окисления железа в стекле вдоль его границ с крупными полостями.

Шлаковые базальтовые лавы алейской свиты представлены в ее верхней части. Здесь содержатся подчиненные пласты базальтовый порфиритов, один из которых, достигающий мощности 100 м, обнажается на левом берегу р. Убы в 8,5 км ниже устья Большой Снегирихи. Он сложен миндалекаменными базальтовыми порфиритами и их шлаковыми разностями (табл. VIII, фиг. 1). В последнем случае лишь половина объема породы сложена лавовым материалом, остальное приходится на долю полостей, выполненных кальцитом и альбитом. Лавовый материал — микропузыристое базальтовое

¹ Эта свита может быть по петрографическим особенностям сопоставлена с пихтовской и для нее характерно присутствие пузыристых и шлаковых лав основного состава.

стекло, замещенное хлоритом, лейкоксеном, рудной пылью и альбитом. Эта масса на 40–50% своего объема состоит из миндалин хлорита (0,1–0,3 мм), часто сливающихся в прерывистые изогнутые полосы. Крупные каверны, vyplненные кальцитом и альбитом, образуют систему сообщающихся полостей.

Присутствие в основных лавах двух генераций полостей, различных по составу заполнения, мы уже встречали в эффузивах франского возраста. Механизм образования их можно считать таким же.

Туфы базальтовых порфиритов наблюдались в Бухтарминском районе (разрез через гору Козлушку). На фиг. 26 показаны туфы базальтовых порфиритов, чередующиеся с прослоями аргиллитов. Это – зеленовато-серые или бурые среднезернистые породы, состоящие на 70% из псаммитовой фракции (1–2 мм), в которой представлены (в порядке убывающего содержания): базальтовые порфириты (свыше двух третей объема фракции), андезитовые порфириты, альбит, алевролиты и аргиллиты, кварцевые альбитофиры. Цемент туфов – микроагрегатная масса, в основном хлоритовая, с эпидотом, лейкоксеном и окислами железа – образовалась по базальтовому пеплу.

Альбитизированные андезитовые порфириты. Этот тип пород представлен многими разновидностями. По минеральному составу можно выделить роговообманковые, пироксен-роговообманковые, двупироксеновые, кварцевые и базокварцевые разности. По сложению выделяются собственно лавы и лавовые брекчии. Разнообразны и типы структуры основной массы. Несмотря на интенсивную альбитизацию, реликты первичных полевых шпатов встречаются часто.

Порфириты, как правило, темно-серые с фиолетовым, красно-бурным или зеленым оттенком. Структура пород порфировая. Вкрапленники размером 0,5–2 мм содержатся в количестве 15–20 на 1 см². В них представлен альбитизированный плагиоклаз и нередко кристаллы цветного минерала (как правило, разложенного). Чаще всего это роговая обманка и авгит, иногда – продукты разрушения оливина. В наиболее кислых разностях присутствует кварц. Судя по реликтам, существовали также породы, содержащие во вкрапленниках калиевый полевой шпат. Базис первоначально обладал структурой гиалопилитового типа. Микролиты среднего плагиоклаза замещены альбитом, мезостатическое стекло – хлоритом, альбитом и эпидотом. Количественные соотношения минералов приведены в табл. 10 (содержания минералов усредненные по трем-четырем шлифам).

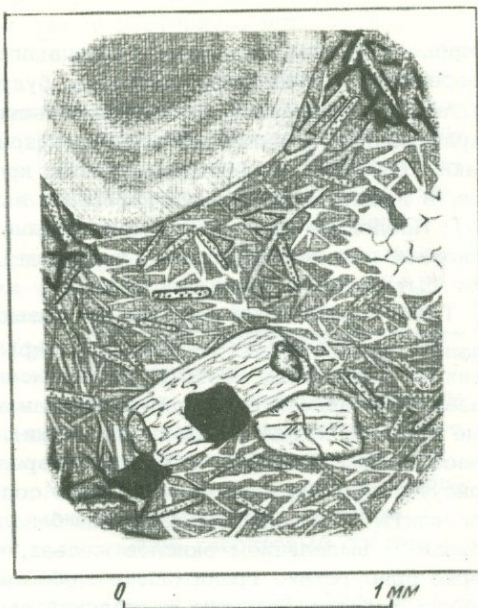
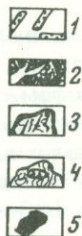
Роговообманковые андезитовые порфириты (район с. Раздольного, юго-западное крыло Алейского антиклинория) – фиолетово-серые породы, структура порфировая. Вкрапленники (до 1 мм, 10–15 на см²) – кристаллы альбитизированного плагиоклаза, хлоритовые и кальцитовые псевдоморфозы по опацизированным кристаллам роговой обманки. Базис апоинтерсертальный,

Таблица 10

Количественно-минеральный состав андезитовых порфиритов пихтовской свиты, в % от общего объема породы

Разновидность андезитового порфирита	Вкрапленники		Базис	
	плагиоклаз (в том числе альбит)	цветные	микролиты * (альбит)	мезостазис (хлорит, эпидот и др.)
Роговообманковый	15	5	60	20
Двупироксеновый	20	10	40	30
Авгитовый	30	5	35	30

* Микролиты цветных минералов там, где наблюдались их следы оценивались вместе с мезостазисом.



Фиг.28. Кварцевый андезитовый порфирит (шлиф 947-6)

1 - микролиты плагиоклаза;
2 - кварц в магнетит-хлоритовом мезостази; 3 - клинопироксен; 4 - серпентин по ортопироксену; 5 - магнетит

состоит из сомкнутых микролитов альбита и стекловатого мезостазиса, замещенного агрегатом хлорита, эпидота и окислов железа.

Двупироксеновые андезитовые порфириды отмечены на Заводинском рудном поле. Во вкрапленниках преобладает андезин-лабрадор, часто зональный (частично альбитизирован), присутствует авгит и ромбический пироксен, замещенный баститом. Пироксены нередко образуют гломеропорфировые сростки двух-пяти кристаллов. Основная масса состоит примерно наполовину из микролитов альбита, которые погружены в мезостазис, разложенный в агрегат хлорита, магнетита и лейкоксена. Присутствуют редкие длинно-призматические микролиты моноклиного пироксена до 0,2 мм в длину и псевдоморфозы хлорита и серпентина по ромбическому пироксену.

Лавобрекчи андезитовых порфиритов (Заводинское рудное поле) порфировые породы обломочного сложения. Около половины объема сложено угловатыми обломками (1-4 мм), в которых резко преобладает собственный андезитовый материал и присутствуют базальтовые порфириды, замещенные непрозрачным агрегатом рудной пыли. Цементирующие андезитовые порфириды тождественны по составу и структуре преобладающему типу обломков, те и другие образовались, очевидно, при автобрекчировании единого потока андезитовой лавы. При этом в цементирующих андезитах возникла флюидальность: ориентированные микролиты огибают в виде потоков цементируемые обломки.

Кварцевые андезитовые порфириды (Заводинское рудное поле) интересны некоторыми особенностями своей структуры. Во вкрапленниках (40-50% объема пород) преобладает андезин-лабрадор в идиоморфных кристаллах размером до 5 мм. Вкрапленники кварца (2-3 на 1 см²) того же размера заметно корродированы. Кристаллы моноклиного пироксена (4-7 на 1 см²) достигают 1 мм. Вкрапленники ромбического пироксена представлены псевдоморфозами серпентина и хлорита. Базис пород первично-полукристаллический. Микролиты плагиоклаза не отличаются от микролитов в базисе андезитовых порфиритов, однако материал, находящийся в промежутках между ними, в свою очередь состоит из игольчатых выделений кварца, погруженных в первично-стекловатый мезостазис. Как показано на фиг. 28, его выделения срastaются в каркас, в промежутках которого содержится вулканическое стекло, замещенное магнетитом, лейкоксеном и хлоритом. Характерно, что выделения кварца обладают групповым угасанием, независимо от ориентировки игловидных выде-

лений. Вокруг вкрапленника кварца игловидные выделения кварца гаснут одновременно с этим вкрапленником, будучи связаны с ним непрерывной кристаллической решеткой. Это свидетельствует о том, что кварц является здесь параморфным по какой-то первичной кристаллической модификации кремнезема. Таким образом, мезостазис выделил кремнезем в виде массы тонких кристаллов, в промежутках между которыми затвердело стекло (около 30% его объема). Последнее настолько бедно кремнеземом (35–40%), что отвечает ультраосновной породе. Следовательно, кристаллизация пород эффузивного облика может быть, несмотря на всю быстроту их затвердевания, достаточно сложной.

Туфы андезитовых порфиритов. Главные особенности этой весьма разнообразной группы пород: темно-серая окраска с фиолетовым или красно бурым оттенком, зернистый, часто грубообломочный облик, смешанный, преимущественно базальтово-андезитовый состав вулканокластического материала (туфы, лишённые примеси чуждого вещества, редки). Преобладают среднезернистые литокластические разности, в которых наряду с обломками андезитовых порфиритов присутствуют частицы базальтового состава, кварцевые альбитофиры, нередко аргиллиты и алевролиты. Обломки базальтовых стекол разложены с таким обильным выделением окислов железа, что в шлифе часто непрозрачны. Характерно присутствие гранитоидного обломочного материала, наблюдаемое в различных районах развития пихтовской свиты.

Туфы андезитовых порфиритов в районе с. Раздольного состоят из угловатых обломков размером до 15–20 мм, без признаков сортировки. Преобладают обломки альбита и андезитов. В подчиненном количестве присутствуют обломки кварцевых альбитофиров, базальтовых порфиритов, кристаллов кварца. Цемент (около 40% объема) лепловый, замещен агрегатом альбита, хлорита, окислов железа, лейкоксена и малого количества кварца. Цемент обнаруживает следы витрокластической структуры: контуры обломков стекла (0,01–0,02 мм), угловатых, оскольчатых или серповидных, иногда со следами пузыристого, или полосчатого сложения. Особого упоминания заслуживают продукты разрушения гранитоидов. Это – сростки кварца и альбита, местами обломки розовых гранитоидов, размером до 10–15 мм. В них представлены чаще всего лейкократовые порфириовидные граниты мелко- и среднезернистые, имеющие гипидиморфнозернистую или аплитовую структуру (табл. VIII, фиг. 2). Некоторые разности туфов имеют особенно резко выраженный смешанный характер (табл. VIII, фиг. 3). Они отличаются от предыдущих еще более темной лиловой окраской и состоят в основном из обломков базальтовых порфиритов, многие из которых непрозрачны, так как их стекло замещено сплошным агрегатом магнетита. В обломках андезитовых порфиритов стекло замещено хлоритом и гидроокислами железа. Цемент таких туфов существенно хлоритовый, почти не прозрачен из-за насыщающей его пылевой примеси гематита и гидроокислов железа.

Туфы смешанного состава – ксенотуфы (гора Каменуха) состоят из угловатых обломков размером до 4–5 мм (65–70% объема) и микробластического цемента. Зернистая фракция состоит из обломков альбита (часто с реликтами калиевого полевого шпата), андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров, базальтовых порфиритов и основного разложенного стекла. Есть единичные обломки мелкозернистых гранитов, а также микрокварцитов по осадочным породам и кислым эффузивам. Андезитовые порфириты в обломках иногда базокварцевые, местами со следами присутствия калиевого полевого шпата в их составе. Базальтовые порфириты интенсивно замещены гематитом, реже хлоритом. Цемент, пропитанный окислами железа, полупрозрачен. Это – масса хлорита, альбита, эпидота, лейкоксена. Местами в ней заметны контуры обломков (0,1–0,3 мм), показывающие, что цемент явился результатом раскристаллизации андезитового пепла, смешанного с глинистым осадочным материалом. Местами в описанной грубообломочной массе наблюдаются прослой алевритовых туффитов толщиной в несколько миллиметров.

Туфы кварцевых трахиандезитов (верховья ручья Симонова, 1–1,5 км южнее Бузанихинского массива гранодиоритов) – красновато-бурые

породы, состоящие на 50-60% из обломков (от 0,1 до 2-3 мм), в которых преобладают трахиандезитовые и андезитовые порфиры, есть базальтовые порфиры, зерна альбита и кварца. Интересно присутствие обломков гранодиоритов размером до 10 мм (табл. IX, фиг. 1). Особенности микроструктуры этих пород (совершенный идиоморфизм короткотаблитчатых кристаллов плагиоклаза, изрезанность контуров выделений кварца и резкий ксеноморфизм калиевого полевого шпата, проникающего в кварц в виде шнуровидных заливок) типичны для девонских гранитоидов Рудного Алтая (Чернов, 1956а). Цементирующая масса - тонкий агрегат хлорита, глинистых частиц, окислов железа - продукт девитрификации тонкого витрокластического пепла среднего состава.

Туфы смешанного андезитового и базальтового состава (район горы Далматихи, коллекция Л.И. Шилака) - темные зеленовато-серые породы. Псаммитовая фракция (60-70% объема) - угловатые обломки (0,2-3 мм), в которых представлены андезитовые и базальтовые порфиры и их разложенные стекла. Присутствуют частицы кварцевых альбитофинов, кристаллов среднего плагиоклаза, амфиболлизированного пироксена, аргиллитов. В базальтовых порфирах разложенное стекло часто бывает почти непрозрачным из-за обилия окислов железа и лейкоксена. Мезостазис андезитовых порфиритов преимущественно хлорит-альбитовый с меньшим количеством эпидота и рудной пыли. Цементирующая масса имеет существенно хлоритовый состав, обильно пропитана лейкоксеном и окислами железа.

Туфы пироксеновых андезитовых порфиритов отмечены на горе Козлушка, Бухтарминский район. Псаммитовая фракция с размером частиц до 5 мм (60-70% объема) представлена не менее чем наполовину обломками андезитовых порфиритов, состоящими из альбитизированного плагиоклаза, авгита и стекла, которое разложено в хлоритовую массу с эпидотом и рудной пылью. В обломках присутствуют также (в порядке убывающего содержания) базальтовые порфиры и разложенное основное стекло, кристаллы моноклинного пироксена, кварцевые и базокварцевые альбитофиры, алевролиты и аргиллиты. Цемент поровый - полупрозрачный агрегат хлорита, эпидота, лейкоксена, окислов железа.

Туфы трахиандезитовых порфиритов подобны только что описанным, отличаясь лишь присутствием калиевого полевого шпата в виде неп полностью альбитизированных кристаллов или их обломков.

Зернистые туффиты смешанного состава и туфоконгломераты. Присутствие пород данной группы является характерной особенностью пихтовской свиты. Почти во всех районах развития свиты или отложений, сопоставляемых с ней по возрасту, мы встречаем пачки этих пестрых по составу обломочных пород. Обладая разнородным составом с пестрым набором обломков, они отличаются пестротой окраски с преобладанием темных зеленовато-серых тонов и часто с характерными красными и фиолетовыми оттенками. Сохраняя всюду зернистый облик, они во многих местах приобретают грубообломочное строение и даже сходство с конгломератами, которое довершается окатанностью части их материала. В обломках содержатся андезитовые порфиры, базальтовые порфиры, кварцевые альбитофиры, альбит, кварц, алевролиты, аргиллиты, нередко гранитоиды. Цемент микробластический и в основном хлоритовый, с эпидотом и значительной примесью лейкоксена и окислов железа.

Грубозернистые туффиты смешанного состава на западном отроге горы Каменухи отличаются грубопластообразной, местами сфероидально-скорлуповатой отдельностью, грубозернистым обликом и во многих случаях - большим сходством с конгломератами. Зернистая фракция составляет 75-80% объема туффитов. Размер частиц колеблется от 0,1 до 150 мм. Характерна чрезвычайно плотная "упаковка" обломков и весьма малое содержание тонкого цемента (20-25% объема пород). Приведем перечень материала обломков с указанием его среднего содержания в общем объеме туффитов: андезитовые порфиры (10%), базальтовые порфиры (15%), кварцевые альбитофиры (15%), обломки кристаллов альбита и кварца (в примерно равном количестве) - 10%. Кроме того, около 20% объема пород приходится на долю обломков гра-

нитоидов, алевролитов, микрокварцитов. Присутствие следов калиевого полевого шпата в породах основного и среднего состава свидетельствует о том, что некоторые из них имели первоначально трахиандезитовый и трахибазальтовый состав.

Андезитовые порфиры имеют в обломках апогиалопилитовую структуру. Встречаются обломки пузыристого полосчатого среднего стекла, замещенного альбитом, эпидотом и хлоритом. Базальтовые порфириты имели первоначально существенно стекловатый базис. Разложенное стекло их настолько богато окислами железа, что часто в шлифе непрозрачно. Кварцевые альбитофиры в обломках разнообразны по структуре (фельзитовые, микропойкилитовые, сферолитовые и сферолит-гранофировые). Для некоторых из них устанавливаются аналоги среди нижележащих вулканитов франского возраста (базокварцевые альбитофиры с основной массой метасферолитовой глобулярной структуры, показанной в табл. IX, фиг. 3). Округлые кварц-альбитовые глобулы, разделенные массой микрочешуйчатого биотита, — особенность эпитрахилипаритовых кварцевых альбитофиров из пластовых интрузий в толще верхнеживетского — франского возраста. В породах иного возраста и происхождения такие структуры встречены не были. Этот случай петрографического тождества может служить достаточным основанием для определения верхней возрастной границы указанных пластовых интрузий трахипаритов. Встречаются в обломках и кварцевые альбитофиры, петрографически тождественные некоторым эффузивам франской толщи. Здесь совпадает, в частности, такая особенность строения, как кварц-адуляровые линзы и полосы, присутствующие в тех и других породах в составе их флюидально-микроросчатой фельзитовой массы.

Продукты разрушения гранитоидов представлены округленными обломками размером в несколько сантиметров, в которых присутствуют среднезернистые розовато-серые гранодиориты с характерной микроструктурой, свойственной средневедонским гранитоидам (табл. X, фиг. 1). В обломках присутствуют также лейкократовые розовые мелкозернистые граниты, часто с порфиroidными выделениями округлого серого кварца и с основной массой графического строения. В целом петрографические особенности гранитоидов в обломках достаточно характерны, чтобы находить их аналогов в составе интрузивных массивов, примером чего могут служить петрографически тождественные им гранодиориты в составе близлежащего Красноалтайского массива.

Цемент туффитов — чешуйчатый эпидот-хлоритовый агрегат, который, будучи интенсивно пропитан окислами железа и лейкоксеном, кажется в шлифе густо-бурым и местами почти непрозрачным.

Зернистые туффиты смешанного состава на Николаевском рудном поле (скв. 413), переслаиваясь с подчиненными по мощности конгломератами, слагают 100-метровую пачку, которая залегает выше кислых туфов и туффитов, относимых к франскому ярусу. Они сходны с туффитами района горы Каменухи присутствием большого количества альбита и кварца наряду с угловатыми обломками аргиллитов и алевролитов. На глубине 546 м в керне встречены обломки гранодиоритов, вполне подобные тем, которые были описаны в районе горы Каменухи (табл. X, фиг. 1). Цемент туффитов (около 35% объема) — тонкий агрегат кварца, серицита и хлорита, образовавшийся за счет глинистого вещества с примесью пеплового материала среднего и основного состава. Эти туффиты отличаются от описанных в районе горы Каменухи тем, что пирокластических обломков андезитов и базальтов здесь почти нет и примесь вулканического материала сконцентрирована в цементе.

Зернистые туффиты смешанного состава на горе Козлушке (Бухтарминский район) слагают значительную часть разреза пихтовской свиты, постепенно переходя вверх в такие же по составу и облику граувакковые песчаники, переходные к отложениям карбона. Это — темные зеленовато-серые породы, состоящие на 65–70% из угловатых обломков размером до 5–6 мм. В них представлены андезитовые порфириты и, кроме того (в порядке убывающего содержания), разложенное андезитовое и базальтовое стекло, кварцевые альбитофиры, обломки кварца и альбита, кремнистые аргиллиты и алевролиты,

микрокварциты, гранит-порфиры жильного и гипабиссального облика, обломки микрографических сростков кварца и альбита. Цемент туффитов осадочно-пепловый, превращенный в микробластический агрегат хлорита, эпидота, альбита, лейкоксена, окислов железа. Переход описанных пород в вышележащие граувакковые песчаники выражается в том, что обломки приобретают некоторую окатанность. Заметных изменений в содержании обломочного материала различного типа не происходит, в частности, возрастания содержания кварца не отмечается. Все это говорит о том, что в данном районе мощные вулканокластические накопления фаменского времени в дальнейшем, после прекращения вулканической деятельности, подвергались перемыву, благодаря чему вулканокластический разрез оказался надстроенным вулканомиктовой нижекаменноугольной толщей практически того же состава.

Зернистые туффиты смешанного состава встречены в Быструшинском синклинии. В песчано-глинистой алейской свите, вскрытой на правом берегу р. Убы у впадения в нее р. Морозихи, присутствуют прослои темных зеленовато-серых крупнозернистых туффитов, отличающихся необычайной пестротой состава. Три четверти их объема сложено зернистой фракцией (до 3-4 мм). Большинство обломков совершенно не окатано (табл. X, фиг. 2). Состав зернистой фракции: обломки кристаллов альбита (30%); обломки кристаллов кварца (10-20%); андезитовые порфириты (20%); базальтовое стекло (30%) в обломках угловатой и ключевидной формы, замещенное агрегатами магнетита, хлорита и лейкоксена. Окислы железа часто образуют по краям обломков кайму, которая возникает обычно при окислении базальтовых вулканических бомб. Кроме того, присутствуют единичные обломки кварцевых альбитофинов и кремнистые аргиллиты. Цемент - микробластический агрегат хлорита, лейкоксена и окислов железа с некоторым количеством альбита и кварца.

Как видно из описания, обломочный материал этих пород практически не испытал донной транспортировки. Не менее половины его - вулканокластическое вещество основного и среднего состава. Присутствует и переотложенный вулканомиктовый материал, однако преобладающая часть вещества пород и, в частности, окисленные по краям обломки базальтового стекла представляют продукты удаленных вулканических извержений.

Петрографическая специфика описанных пород такова, что следует особо остановиться на вопросах их происхождения. Они имеют несомненное сходство с вулканомиктовыми (граувакковыми) песчаниками, но и в то же время с туфами их сближает резкое преобладание вулканического материала в обломочной фракции и крайне малое содержание тонкого цемента. Состав обломков также не позволяет рассматривать весь материал описываемых пород как осадочный, вулканомиктовый. Здесь преобладают частицы основных и средних эффузивов, в то время как в составе дофаменских толщ, которые были источником сноса, такие породы нигде не превышают 30% общей мощности, к тому же средние эффузивы в них почти не развиты, а андезиты того типа, который содержится в обломках, вообще не встречены. В то же время андезитовый обломочный материал в описанных туффитах и в туфах пихтовской свиты вполне одинаков. Существуют и другие признаки большого сходства описываемых пород и туфов пихтовской свиты: смешанный андезитовый и базальтовый состав, примесь обломков кислых эффузивов, присутствие порфиритов, базис которых замещен сплошным рудным агрегатом, наличие частиц основного или среднего стекла, имеющих характер вулканических бомб. В целом сходство тех и других настолько значительно, что различить их не всегда возможно. Все сказанное приводит к выводу, что в составе описываемых пород значительная роль принадлежит вулканокластическому материалу. Существуют, однако, другие факты, которые не позволяют рассматривать эти породы как целиком вулканические: присутствие в них окатанных обломков и другие признаки участия водной среды в формировании толщ (стратифицированность материала, наличие прослоев алевролитов). Суммируя сказанное, мы приходим к выводу, что описанные породы имеют двойственную природу. В них оказались смешанными продукты взрывного разрушения дофаменских толщ (кварцевые альбитофиры, аргиллиты, алевролиты)

Таблица 11

Химический состав основных и средних

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
982	50,00	0,62	16,22	2,10	4,24	0,16	2,19
2217	47,25	1,22	17,23	7,71	1,87	0,12	4,02
2216	51,38	1,34	15,1	6,47	2,45	0,17	4,75
Д-25	41,58	0,77	14,38	6,61	1,30	0,15	1,42
968	58,36	0,85	16,66	2,18	6,00	0,15	3,54
618-6	62,11	0,50	14,24	6,72	2,23	0,15	1,75
973	59,92	0,68	16,70	3,01	5,01	0,12	3,22
62-4	55,98	1,22	14,10	4,72	6,54	0,22	2,84
2218	53,14	0,91	18,71	7,97	1,37	0,23	3,49
776	63,68	1,27	16,06	2,51	2,60	0,20	1,81
66-1	55,16	1,44	16,30	3,20	6,89	0,20	4,08

и собственно-пирокластический материал (андезитовые и базальтовые порфири-ты). В промежутках между вулканическими пароксизмами перераспределение этого материала происходило по законам седиментационного процесса и часть его, подвергаясь перемыву и переотложению, приобретала характер осадочных пород. Следует в связи с этим напомнить, что в Бухтарминском районе грубо-обломочные смешанные туффи-ты весьма постепенно переходят вверх в мощную толщу вулканомиктовых песчаников того же состава. Очевидно, перемыв и переотложение вулканокластических масс, образовавшихся при фаменском вулканизме, продолжались долгое время после его прекращения.

Такой механизм образования толщ не предполагает обязательного участия в нем размыва суши, поскольку любой материал более древних пород, в том числе и обломки гранитоидов, мог оказаться выброшенным на поверхность вследствие взрывного вулканизма. Тем не менее присутствие продуктов размыва в составе описанных пород весьма вероятно. На это указывает то, что обломки гранитоидов, обладающие обычно окатанностью, распределяются в разрезе в виде горизонтов. Такая периодичность в поступлении материала, чуждого продуктам вулканизма, очевидно, может объясняться только его периодическим сносом с размывающихся площадей.

Химический состав

В таблице 11 приведен химический состав основных и средних вулканических пород фамена из различных районов Рудного Алтая. Первые четыре анализа характеризуют породы основного состава. По содержанию SiO₂ (45-50%) они отвечают базальтовым порфиритам, что отразилось также в малой отрицательной величине характеристики Q. Количество Al₂O₃ составляет 15-17%. Очень сильно колеблется содержание окислов железа, магния и кальция, будучи в целом значительным даже для основных эффузивов, что нашло свое выражение в высоком значении характеристики b. Колебания в содержании CaO связаны, вероятно, также и с явлениями альбитизации. Суммарное содержание окислов щелочей в основных породах, превышающее в некоторых пробах 7%, отражает тот факт, что среди них наряду с базальтами присутствуют подчиненные трахибазальты. Повышенное содержание калия в составе последних уже почти не улавливается вследствие их альбитизации.

вулканических пород фамена, в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	П.л.п.	Сумма
10,19	4,00	1,18	2,98	0,24	5,93	-	-	100,05
8,13	3,30	0,70	1,54	-	-	-	0,85	99,57
6,49	5,40	1,48	0,63	-	-	-	4,38	100,04
14,27	3,25	0,70	4,58	0,70	9,70	-	-	99,41
3,69	4,45	1,10	2,79	-	-	-	-	99,77
4,19	4,57	0,12	-	-	-	-	2,95	99,68
2,63	5,50	0,65	2,20	-	0,16	-	-	99,80
5,47	3,31	0,72	-	-	-	0,14	4,24	99,50
2,46	4,48	2,22	1,53	-	-	-	3,80	99,92
2,99	5,52	1,21	-	-	-	0,21	1,66	99,72
2,44	5,07	0,63	-	-	-	0,25	3,87	99,53

Анализ обр. Д-25 нельзя считать представительным в отношении химизма породы, потому что анализировалась шлаковая лава (табл. VIII, фиг. 1), интенсивно проникнутая кальцитом. Анализ показывает, в какой степени химический состав основных эффузивов может быть искажен присутствием эпигенетических минералов (содержания окиси кальция в обр. Д-25 повышено благодаря этому в полтора раза). Это требует осторожности при петрохимической интерпретации анализов основных и средних эффузивов. Пересчет их, по-видимому, должен начинаться с вычисления и исключения количества кальция в карбонате, в связи с чем анализ на содержание CO₂ должен быть в применении к таким породам обязательным.

В андезитовых порфиритах и их туфах содержание SiO₂ колеблется в интервале 53-62%. Существенны колебания в содержании FeO (2-8%), Fe₂O₃ (1,3-6,5%), MgO (1,75-4%) и CaO (2,5-5,8%). Содержание окислов щелочных металлов составляет в сумме 4-6%, что несколько выше, чем у типичных андезитов. С этим связано и повышенное значение характеристики a (до 13,5). В некоторых пробах заметно повышенное содержание K₂O (1,40-2,22%). Отмеченные вариации в содержании главных породообразующих окислов связаны не столько с колебаниями в первичном составе пород, сколько с тем, что преобладающие среди них туфы обычно содержат примесь обломков иного состава.

Два последних анализа в таблице показывают химический состав зернистых смешанных туффитов, который в целом отвечает андезитам. Мы не можем, однако, называть эти туффиты андезитовыми, так как их состав является не средним, а усредненным вследствие присутствия в них обломков как кислого, так и основного состава. Туффит обр. 776 интересен тем, что он служит цементирующей массой для окатанных обломков гранитоидов и содержит заметную примесь аркозового материала. Примесью гранитового детритуса и обусловлено высокое содержание кремнезема и щелочей в этой разновидности пород, которая, таким образом, совмещает в себе признаки туффитов и аркозовых песчаников, что находится в соответствии с выводами о двойственной вулканической и осадочной природе этих пород.

Как уже указывалось в главе I, вулканические породы последевонского возраста развиты на нескольких ограниченных по площади и значительно разоб-
щенных участках. Один из них находится в юго-восточной части региона в
пределах Белоубинского синклиория, где развиты вулканогенные ларихинская
и кедровская свиты визейского возраста (Гречишникова, 1967), другой — в
центральной части Рудного Алтая, в междуречье Ульбы и Малой Ульбы, где
вулканические породы слагают сержихинскую свиту, которая имеет, по М.Ф. Ми-
кунову (1967), верхнекарбонный — нижнепермский возраст. Что же касается
намюр-среднекаменноугольной мальдильбинской свиты, которая обычно фигури-
рует в литературе как существенно вулканогенная (Микунов, 1967), то, по
нашим наблюдениям, пластовые тела кислых вулканических пород, присутствую-
ющие в ее составе, представляют собой силловые внедрения, поэтому они и
будут описаны в разделе, посвященном порфиоровым интрузиям.

ВИЗЕЙСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Ларихинская свита

Ларихинская свита слагает восточнее Зырянска полосу шириной в не-
сколько километров, которая протягивается вдоль Белоубинского синклиория
на расстояние более 40 км. Это мощная (до 3000 м) толща основных и сред-
них вулканических пород с резко подчиненными прослоями морских терриген-

Таблица 12

Химический состав вулканитов,

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	42,76	1,60	15,60	2,75	8,50	0,23	10,40
2	51,04	1,40	16,35	2,12	7,26	0,16	5,66
3	54,46	1,06	15,46	5,03	4,19	-	3,79
4	53,93	1,74	15,62	3,54	8,86	0,20	3,59
5	68,78	0,58	14,78	4,42	0,13	0,22	1,52
6	69,14	0,59	14,63	3,89	1,68	0,06	0,32
7	70,04	0,34	13,27	2,60	2,11	0,07	0,30
8	71,28	0,75	13,85	1,87	2,15	0,04	0,32
9	71,38	0,82	13,75	1,62	1,94	0,05	0,43
10	72,94	0,33	13,25	1,74	1,43	0,05	0,28

Обр. 1, 2 — вулканиты ларихинской свиты. Обр. 3-10 — вулканиты сержихинской свиты.

ных осадков. По данным И.А. Гречишниковой (1967), она залегает согласно на известково-терригенной тургусунской свите верхнего турне и имеет в долине р. Малый Тургусун следующее строение.

Нижняя часть свиты мощностью около 1000 м представляет переслаивание базальтовых порфиритов и их туфов с алевролитами и аргиллитами. Ее средняя часть, приблизительно такой же мощности, характеризуется преобладающим развитием андезитовых порфиритов и их туфов среди вулканических пород и весьма малым содержанием осадочных прослоев, сложенных известковистыми алевролитами. Верхняя часть толщи также вулканогенная, андезитового и базальтового состава отличается возрастом роли пирокластических пород и преобладанием последних над лавами. Изменения в характере пород по простиранию толщи остаются невыясненными, если не считать отмеченного Л.И. Звягинцевым (1965) общего возрастания роли вулканических туфов в южной части полосы, сложенной породами данной свиты.

Главные типы вулканических пород ларихинской свиты представлены авгитовыми базальтовыми порфиритами, андезитовыми порфиритами, а также туфами андезитовых и базальтовых порфиритов, подразделяющимися на ряд структурных разновидностей. Петрографическое описание этих пород содержится в работе Л.И. Звягинцева (1965), по данным которого и составлена приведенная ниже их краткая характеристика.

Авгитовые базальтовые порфириты, темные, зеленовато-серые породы, местами обнаруживающие шаровую отдельность. Встречается миндалекаменное сложение. Преобладают разности с порфириковой структурой. Вкрапленники, составляющие 5-10% объема пород и имеющие размер 0,5-1,5 мм, образованы в основном моноклинным пироксеном и подчиненным ему плагиоклазом. Плагиоклаз во вкрапленниках однородный или слабозональный, варьирует по составу в пределах № 31-51. Его кристаллы почти всюду сильно изменены, будучи замещены эпидотом и хлоритом, иногда кальцитом. Отмечается замещение первичного плагиоклаза агрегатами мелких сдвойникованных зерен альбита. Авгит образует во вкрапленниках короткопризматические кристаллы или неправильные зерна, часто сдвойникованные по первому пинакоиду. В шлифе авгит бесцветный или буроватый. Двупреломление $N_g-N_p=0,022-0,025$; $C:N_g=40-47^\circ$; $2V=51-55^\circ$. Часто наблюдается замещение пироксена актинолитом, хлоритом и эпидотом.

в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
11,08	1,11	0,98	4,20	0,34	0,10	99,65
7,77	4,63	0,58	2,70	-	0,28	99,95
8,72	3,30	0,33	-	2,68	-	99,2
7,32	3,00	1,18	0,41	0,96	-	99,75
5,52	2,66	0,29	0,02	0,03		
1,03	3,80	4,10	0,14	1,30	-	99,88
2,31	3,05	5,20	0,48	-	0,05	99,82
1,15	7,36	0,38	0,18	0,22	1,15	99,70
1,04	6,60	1,70	-	0,29	-	100,16
0,90	4,93	3,85	0,31	-	0,08	100,09

Базис пород первично-полукристаллический, состоит из разложенного стекла, в котором заключены подчиненные по объему микролиты плагиоклаза и выделения ильменита. Стекло замещено хлоритом, эпидотом, кальцитом и рудной пылью. Микролиты плагиоклаза полностью замещены соссюритовым агрегатом и первичный состав их остается неясным.

Андезитовые порфириды — зеленовато-серые породы, как правило, афирового, иногда микропорфирового строения. В последнем случае вкрапленники представлены только плагиоклазом, кристаллы которого имеют размеры в десятые доли миллиметра и состав, отвечающий андезину № 36—40. Встречаются столь же мелкие (менее 0,2 мм) кристаллы хлоритизированной роговой обманки базальтического типа. Базис первично полукристаллический, гилопилитовый, представляет собой массу вулканического стекла, замещенного эпидотом, кальцитом, хлоритом, рудной пылью. Присутствуют рассеянные микрокристаллы ильменита и апатита.

Вулканические туфы базальтовых и андезитовых порфиритов представлены преимущественно грубозернистыми разностями. Распространены и крупнообломочные разности типа туфобрекчий. Туфы имеют литокристаллокластическое строение. Они состоят из обломков описанных выше базальтовых или андезитовых порфиритов, размер которых колеблется в различных структурных разновидностях туфов от 1—2 мм до 1—2 см. Присутствуют осколки кристаллов плагиоклаза. Изредка встречаются ксеногенные обломки вулканических пород кислого состава. Цементом туфов служит первоначально микрообломочная, в настоящее время перекристаллизованная масса, разложенная в микрозернистый агрегат эпидота, хлорита и кальцита.

Химический состав вулканических пород ларихинской свиты представлен в табл. 12. Приведенные анализы, заимствованные у Л.И. Звягинцева, показывают, что основные и средние эффузивы этой свиты принадлежат к нормальному ряду. По классификации А.Н. Заварицкого, они относятся к классу пород, слабо насыщенных кремнеземом. Обращает на себя внимание бедность щелочами базальтовых порфиритов и относительно высокое содержание их в андезитовых порфиритах.

Кедровская свита

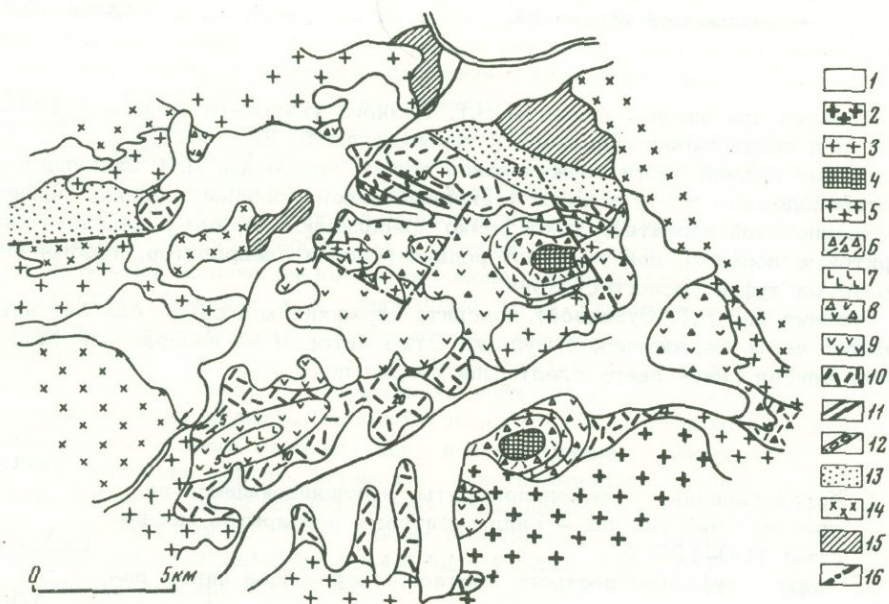
Отложения этой свиты слагают водораздельные области Тургусунского и Кедровского белков в районе к северу от г. Зырянска. Разрез ее в долине р. Малый Тургусун, описанный И.А. Гречишниковой (1966) по данным Л.Г. Васютиной, состоит в нижней своей части из переслаивающихся кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов (120 м), которые выше сменяются пачкой грубозернистых туфогенных песчаников, туфов и вулканических брекчий андезитового состава (220 м). На этой пачке залегают переслаивающиеся полимиктовые песчаники, известковистые алевролиты и черные аргиллиты (70 м). Выше лежит мощная вулканическая серия. В ее нижней части наблюдается переслаивание туфов андезитовых порфиритов с подчиненными прослоями лав того же состава (400 м), далее следует толща андезитовых и базальтовых лав с редкими прослоями туфов (1000 м), которая вверх по разрезу сменяется еще более мощной толщей андезитовых и дацитовых порфиритов с прослоями основных лав и туфов при подчиненном значении известковистых песчаников и черных аргиллитов (1500 м). Общая мощность свиты около 3000 м.

Вулканические породы кедровской свиты петрографически вполне подобны вулканикам ларихинской свиты. В ее составе преобладают пироксеновые андезитовые и базальтовые порфириды, а также их туфы. Главными минералами этих пород являются: авгит, плагиоклаз-андезин (в андезитовых порфиритах) и лабрадор (в базальтовых порфиритах), продукты разложения стекла — хлорит, эпидот, магнетит, кальцит. Альбитизация плагиоклаза умеренная, широко распространена соссюритизация его кристаллов.

Вулканические породы сержихинской свиты охарактеризованы довольно обширным геологическим и петрографическим материалом, содержащимся в работах М.Ф. Микунова (1967), Л.И. Звягинцева (1965) и Н.Г. Бузковой (1969а, б). Описываемые вулканогенные породы, выполняющие изометричную наложенную мульду в центральной, наиболее прогнутой части Быструшинского синклинория, достигают мощности в 1580–1700 м. Это почти сплошная вулканическая толща, в которой осадочный материал мелководного и субконтинентального происхождения представлен спорадическими прослоями, показанными на карте (фиг. 29).

Отложения сержихинской свиты залегают почти горизонтально по эродированной поверхности более древних гранитоидов и углистых алевролитов малоульбинской свиты намюра — среднего карбона.

Строение сержихинской свиты трактуется различными исследователями неодинаково. М.Ф. Микунов (1967), выделивший эту свиту и впервые давший ее сводное геолого-петрографическое описание, подразделил ее на две части: нижнюю, в целом более кислую, состоящую в основном из кварцевых альбитофиров и их туфов, и верхнюю, в которой преобладают лавы и субвулканические тела андезитовых порфиритов. Общая мощность свиты, по М.Ф. Микунову, око-



Фиг.29. Геологическое строение Пихтовско-Сержихинской мульды (по Н.Г.Бузковой, 1969а)

1 - рыхлые отложения кайнозоя; 2 - граниты биотитовые и аляскистовые (Р); 3 - граниты субщелочные; 4 - липаритовые порфиры; 5 - гранодиориты монзонитоидные; 6-10 - породы сержихинской свиты (C_3 -Р): 6 - туфы липарит-дацитовые, 7 - андезитовые порфиры, 8 - туфолавы андезит-дацитовые, 9 - дацитовые и липарит-дацитовые порфиры, 10 - дацитовые и андезит-дацитовые порфиры (лавы и лавобрекчи); 11 - силлы андезитовых порфиритов; 12 - горизонт конгломератов; 13 - малоульбинская свита (C_{1n} - C_2) - алевролиты, песчаники; 14 - граниты и гранодиориты змеиногорского комплекса гранитоидов; 15 - отложения турэ - нижнего визе (тарханская, бухтарминская, ульбинская свиты) - алевролиты и аргиллиты; 16 - линии разломов

ло 1700 м. Л.И. Звягинцев (1965) построил сводный разрез свиты, не обнаруживающий изменений состава снизу вверх и состоящий в основном из туфов, лав и субвулканических тел липарит-дацитового состава. Н.Г. Бузкова (1969а, б) подразделила эту свиту на три подсвиты: нижнюю — андезит-дацитовую, преимущественно лавовую, среднюю — андезитовую и дацитовую, преимущественно туфовую и верхнюю — "плагиилипаритовую" (дайки и экструзивные купола).

Разрез нижней подсвиты, описанный Н.Г. Бузковой на юго-восточных склонах горы Медвежихи (в юго-западной части Сержихинской мульды), состоит из следующих пачек (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лавы и лавобрекчии андезит-дацитового и дацитового состава, лиловые и зеленоватые	100-150
2. Лиловые андезит-дацитовые лавы с многочисленными маломощными (меньше 1 м) прослоями андезитов	Около 250
3. Туфолавы пестрые по составу и окраске. Линзы лиловых и лилово-черных андезит-дацитовых порфиритов и зеленовато-серых андезитовых порфиритов	200
4. Лиловые дацитовые порфириты с редкими линзами туфов того же состава. Около 2/3 мощности приходится на силлы дацитового и андезит-дацитового состава, связанные с вышележащей подсвитой.	Около 300

В целом для нижней подсвиты Н.Г. Бузкова указывает мощность 650-700 м и соотношение эффузивов к пирокластам 5:2.

Разрез нижней части сержихинской свиты, описанный Л.И. Звягинцевым на противоположном борту мульды (северный склон Холодного белка), имеет существенно иной характер. Здесь резко преобладают черные и зеленоватые лиларитовые порфиры, присутствуют редкие прослои алевролитов, туфолесчаников, зернистых туфов кислого состава.

Средняя (по Н.Г. Бузковой) подсвита сержихинской свиты слагает центральную часть сержихинской мульды. Этим автором на водоразделе Холодного белка описан снизу вверх следующий разрез подсвиты:

	Мощность, м
1. Крупногалечные туфоконгломераты, выклинивающиеся по простиранию. На них — силлы дацитовых порфиритов мощностью 100-120 м	Около 5
2. Туфы и туфолавы пестрого состава, содержащие линзы дацитов	100-150
3. Покров черных андезитовых порфиритов, переходящих в верхней части в андезитовые лавобрекчии	150

В различных частях подсвиты присутствуют маломощные прослои мелкозернистых туффитов. Общая мощность подсвиты 550-600 м, соотношение эффузивов и туфов 1,5:3,5.

Породы, отнесенные Н.Г. Бузковой к верхней подсвите, обнажены на двух участках, где они сохранились в виде останцов на возвышенностях и мощность их осталась не выясненной. Петрографическое изучение этих пород и анализ их петрохимических особенностей позволяют считать, что здесь мы имеем дело не с плагиилипаритами, как они именуются Н.Г. Бузковой, а с липаритовыми порфирами, в той или иной степени альбитизированными.

Наиболее распространенными типами вулканических пород в составе сержихинской свиты являются, таким образом, лавы и туфы андезитового и липаритового состава. Между ними существуют переходные разновидности, образующие ряд: андезит-дацит - дацит - липарит-дацит.

Андезитовые порфириды - довольно темные зеленовато-серые, нередко с фиолетовым оттенком породы мелкопорфирового или афирового строения. Распространены миндалекаменные разновидности. Во вкрапленниках (10-12% объема пород) содержатся плагиоклазы № 50-55 и моноклинный пироксен ($2V=+(52-54)$; $C:N_g = 37-42^\circ$). Базис пород имеет пилотакситовую, микролитовую, реже гиалопилитовую структуру. Микролиты плагиоклаза, представленного андезином, нередко имеют трахитоидную ориентировку. В мезостазице - вулканическое стекло, замещенное хлоритом, рудной пылью и эпидотом.

Андезит-дацитовые порфириды - фиолетово-серые, обычно порфировые породы, иногда обнаруживающие флюидально-полосчатое сложение. Н.Г. Бузкова подчеркивает присутствие здесь своеобразной фиолетово-черной разновидности, содержащей сильно вытянутые (1:5) розовые вкрапленники плагиоклаза длиной до 4 мм и залегающей в виде маркирующего горизонта. Во вкрапленниках представлен андезин, изредка также моноклинный пироксен. Базис - продукт раскristаллизации умеренно кислого стекла, в котором содержались микролиты плагиоклаза. Стекло замещено агрегатом хлорита, серицита, эпидота, альбита и кварца. Присутствие последнего служит одним из отличий этих пород от андезитовых порфиритов.

Дацитовые порфириды отличаются от предыдущих пород более высоким содержанием кварца, в связи с чем в их базисе распространена микропойкилитовая структура. Породы имеют андезитоидный состав и содержат во вкрапленниках только плагиоклаз (андезин-лабрадор).

Липаритовые порфиры разнообразны по окраске, от зеленовато-серых до почти черных. Структура их мелкопорфировая. В плотной афанитовой массе, имеющей полураковистый излом, содержатся вкрапленники размером до 1-2 мм, составляющие 5-10% объема пород и представленные плагиоклазом и кварцем, из которых первый обычно преобладает в количестве. Плагиоклаз представлен андезином № 30-40, однако очень часто сплошь замещен альбитом. Кварц образует округлые, умеренно корродированные зерна. Основная масса первично-стекловатая, и нередко сохраняющая флюидально-микрополосчатое сложение, раскristаллизована в кварц-полевошпатовый фельзитовый или микропойкилитовый агрегат. Полевой шпат в составе базиса интенсивно альбитизирован, но сохранившиеся местами реликты калиевого полевого шпата позволяют считать, что он присутствовал здесь первоначально в существенном количестве.

Вулканокластические породы, играющие, как указывалось, значительную роль в составе свиты, представлены разновидностями, весьма разнообразными по структуре и отвечающими по составу всем описанным выше типам эффузивных пород. Преобладают грубозернистые туфы андезитовых порфиритов, имеющие литокристаллокластический характер.

Встречены вулканические брекчи, содержащие обломки андезитовых порфиритов, размером до 5-7 см, сцементированные разложившейся пепловой массой того же состава, замещенной хлоритом, магнетитом и эпидотом.

Туффиты имеют подчиненное развитие. Они образуют среди туфов маломощные (5-10 см) прослои, в составе которых вулканический материал представлен массой алевритовых или псаммитовых частиц альбитизированного полевого шпата, кварца и вулканического стекла, замещенного хлоритом и эпидотом.

Химический состав вулканических пород сержихинской свиты показан в табл. 12. Здесь представлены андезитовые порфириды (обр. 3, 4), дацитовые порфириды (обр. 5, 6) и липаритовые порфиры (обр. 8, 9, 10). Все породы принадлежат к нормальному петрохимическому ряду, причем, как отмечает Н.Г. Бузкова (1969б), более основные из них (андезиты) принадлежат к группе пород бедных и очень бедных щелочами, в то время как кислые их разновидности (дациты, липариты) обладают несколько повышенной щелочностью.

Действительно, в кислых вулканитах этой свиты, при содержании кремнезема в 70–73%, суммарное количество щелочей обычно не опускается ниже 8%. Существенное содержание калия в составе кислых пород показывает, что среди них нет разностей, которые можно было бы называть плагиолипаритами, и они представляют собой липариты, в различной степени затронутые альбитизацией. Местами это привело к образованию настоящих кварцевых альбитофинов, в которых содержание окиси натрия достигает 6–7% (обр. 8,9).

Заканчивая характеристику последовонских вулканических образований Рудного Алтая, следует отметить, что эффузивы сержихинской свиты, по-видимому, не являются последними продуктами вулканизма в этом регионе. Есть основание считать, что в районе имеются проявления еще более молодого, мезозойского, вулканизма, представленные пироксеновыми габбро-диабазами и базальтовыми порфиритами, которые кратко описаны в разделе, посвященном порфировым интрузиям.

КИСЛЫЕ ПОРФИРОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Общая систематика и геолого-петрографическая характеристика

Одной из особенностей геологии Рудного Алтая является то, что здесь в осадочно-вулканогенных толщах среднего палеозоя очень широко распространены малые интрузии, сложенные породами эффузивного облика. Такие образования, обозначаемые здесь термином "интрузивные вулканитоиды", слагают послойные внедрения, иногда дайки, изредка штоки. Состав их кислый, или основной при относительно слабом развитии промежуточных разностей.

Особое внимание привлекают тела кислых порфировых пород (так называемые порфировые интрузии). Интерес к ним вызван не только их большой ролью в строении девонских толщ, но также возможностью существования связей между некоторыми из них и полиметаллическим рудообразованием. Такие тела первоначально рассматривались как жильные проявления верхнепалеозойских интрузивных комплексов (Елисеев, 1938; Нехорошев, 1938; Тимофеевский, 1938; Кузнецов, 1951). Затем появились указания на то, что значительная часть их принадлежит к субвулканической фации продуктов девонского вулканизма (Дербинов, 1952; Чернов, 1954; Яковлева, 1957б). В дальнейшем присутствие на Рудном Алтае девонских кислых порфировых пород субвулканической фации было признано всеми, однако некоторые авторы пришли к выводу о существовании в этом районе также и самостоятельных комплексов пород сходного состава и структуры (Иванкин и др., 1961; Ажгирей и др., 1965).

При всем многообразии взглядов на природу порфировых интрузий неоднократно их формирования общепризнанно. Возможное число этапов их образования велико: они, несомненно, проявлялись при каждом из крупных проявлений кислого вулканизма (т.е. с эйфеля до среднего карбона); они, возможно, формировались и в составе жильной серии каждого из комплексов гранитоидов, не исключено, наконец, и образование самостоятельных комплексов кислых порфировых интрузий. Сильная измененность этих пород делает малонадежными радиологические определения их абсолютного возраста, которые дают нам по существу лишь его верхний предел. В таких условиях единственным пока способом возрастного расчленения порфировых интрузий оказывается подразделение их на геолого-петрографические типы с анализом размещения каждого из них в стратиграфическом разрезе.

На фиг. 30 интрузивные вулканитоиды разделены на две группы — кислые и основные (вместе с гораздо более редкими средними). Те и другие пространственно и в структурно-геологическом отношении ведут себя вполне независимо друг от друга. В каждой из этих групп выделяется прежде всего категория тел, которые залегают среди тождественных им по составу эффузивно-пирокластических пород, что довольно ясно указывает на их субвулканический характер и определяет возраст. Значительная часть интрузивных вулканитоидов не обнаруживает, однако, связи с каким-либо эффузивно-пирокластическим комплексом, тем не менее среди них выделяются типы с достаточно четкими особенностями, позволяющими идентифицировать их в различных районах. Такие типы для кислых порфировых пород обозначены здесь собственными наименованиями (ленингорско-зырянский, хайдунский, малоульбинский).

Литический тип	Геолого-петрографические типы тел и состав пород (первичный)	Распределение в стратиграфическом разрезе							Возраст	Типичные представители
		D _{2e}	D _{2qv}	D _{3fr}	D _{3fm}	C ₁	C ₂	C ₃		
К и с л ы е	Субвулканические породы таловской (цуспенской) свиты (липариты, дациты)								D _{2e+qv}	Холоза; Девноха (Убинская); сопки Петровские (Звиноговск)
	Субвулканические породы каменевской и сингиревской свит (липариты, трахилипариты)								D _{2qv-D3fr}	Каменца (Ю-З склоны); Силькова
	Ленинградско-зырановский тип (липариты, трахилипариты)								D _{3fr?}	Ленинградский и Зырановский карьеры; Грамичева - Ламин белок
	Хайдунский тип (липариты, трахилипариты)								D _{3fr?}	Зона тел в бассейне рек Хайдун, Тегерек и Хамир
	Мелочубинский тип (липариты, дациты, трахилипариты)								C _{2?}	Тела на р. Березовке (р-н пос. Талых) и близ пос. Винного
Основные и средние	Порфиновые породы Бухтарминско-Заводинского района, превращенные в микрокварциты								?	Орманские горы; Средняя Кременная; Абакетная
	Субвулканические породы илюинской и березовской свит (базальты)								D _{2e}	Серия тел по ключу Вдовинскому
	Субвулканические породы пихтовской свиты (базальты и андезиты)								D _{3fm}	Каменца; Малый Календаро
	Субвулканические породы сержихинской свиты (андезиты)								C _{5-P}	Хребет Холодный белок
	Маркакуль-белорецкий пояс интрузий (актинолитизированные габбро-диабазы)								D _{3fr?}	Пояс силлов одоло белоцубинского синклиория
Трапповый тип-пироксеновые габбро-диабазы и базальты									J?	Правый берег Чбы, у Холоза

Кружками обозначено положение конкретных тел в стратиграфическом разрезе

Фиг.30. Общая систематика интрузивных вулканитоидов Рудного Алтая по геолого-петрографическим особенностям и положению в стратиграфическом разрезе

Из пород основного состава довольно ясной петрографической спецификой обладают диабазы Маркакуль-Белорецкого пояса и пироксеновые габбро-диабазы. Порфиновые породы, для которых пока не удалось установить ни связи с вулканическими комплексами, ни достаточно ясной геолого-петрографической специфики, приходится показывать как территориальные группы, что и сделано в отношении порфириновых пород Бухтарминско-Заводинского района.

Следует отметить, что в этой работе мы не имели целью охватить все случаи проявления на Рудном Алтае малых интрузивных тел. Здесь отсутствуют, в частности, те дайковые образования, в отношении связи которых с вулканизмом у нас данных нет. Таковы, например, дайки габбро-диабазов Зырановского района, относимые к самостоятельным малым интрузивам (Шипулин, 1958а, б; 1965), или дайки в верхнепалеозойских массивах гранитоидов. Для каждого из выделенных типов ниже приведены описания конкретных тел, перенумерованные для дальнейших ссылок римскими цифрами.

1. Эпилпаритовые кварцевые альбитофиры горы Холоза (эйфельской - нижнеживетский комплекс), фиг. 31.

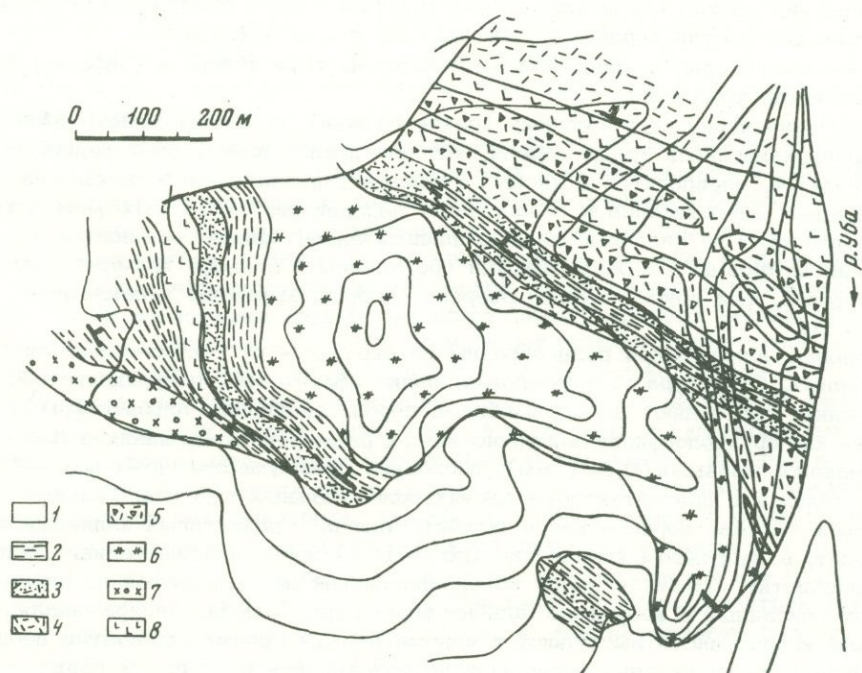
Гора Холоза (правый берег р. Убы, в 3 км ниже впадения в нее р. Малой Убинки) сложена породами березовской и таловской свит эйфеля, залегающими с пологим наклоном к северо-востоку. Описываемый силл кварцевых альбитофиров, мощностью около 100 м, залегает в верхней части березовской свиты (в 700-800 м от основания девонского разреза) непосредственно под толщей кислых лав и лавобрекчий таловской свиты. Кварцевыми альбитофирами сложена верхняя часть горы, плоская поверхность которой представляет собой отпрепарированную и уже довольно сильно расчлененную эрозией кровлю силла. Контакты тела резкие. В аргиллитах подошвы видно слабое ороговикование (микробластический кварц) до 3-5 м от контакта. Внутреннее строение силла однородно, ксенолиты редки, ассимиляционные явления отсутствуют. Кварцевые

альбитофиры несколько более мелкопорфировые в эндоконтактных зонах шириной в 1–2 м. Особенность кварцевых альбитофиров – четкая полигональная отдельность и “карандашная” скульптура выходов. Длинные полигональные призмы 10–15 см в поперечнике ориентированы перпендикулярно к кровле и подошве тела.

Кварцевые альбитофиры – светлые серые или буровато-серые порфировые породы с афанитовым базисом, обладающие полураковистым изломом. Во вкрапленниках – альбитизированный полевой шпат и кварц. Следы разложенных цветных минералов редки.

Альбит вкрапленников местами сохраняет реликты нерешетчатого калиевого полевого шпата. Реликты первичного плагиоклаза не встречены. Состав альбита вкрапленников – №2–6. На разрезах $\perp [100]$ углы угасания $Np' : (010) = 12-14^\circ$; угол $2V = 78-82^\circ$. Альбит образует короткотаблитчатые кристаллы без признаков оплавления и коррозии. Распространены гломеропорфировые сростки двух-четырех кристаллов. Двойникование по альбитовому, реже по карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Кварц во вкрапленниках образует дипирамидальные кристаллы. Грани призмы либо отсутствуют, либо развиты слабо. Бухтообразные заливы базиса обычны, однако степень расчленения кристаллов в целом невелика.

Базис пород первично-стекловатый имеет девитрификационную структуру, преимущественно микропойкилитовую и фельзитовую, нередко метасферолитовую. Альбит в его составе не отличается по показателю преломления от альбита вкрапленников. Прокрашивание показывает довольно частое присутствие здесь также и калиевого полевого шпата, достигающего 20% объема базиса (с соответствующим уменьшением количества альбита).



Фиг. 31. Схематическая геологическая карта участка горы Холоза (составили Э.Д. Фромберг и В.И. Чернов)

1 – рыхлые накопления; 2 – аргиллиты и алевролиты (эйфель); 3–5 – вулканы эйфеля: туфы (3), лавы (4), лавобрекчии (5) эллипаритовых кварцевых альбитофиров; 6 и 7 – кварцевые альбитофиры пластовых интрузий: среднепорфировые (6), крупнопорфировые (7); 8 – силлы габбро-диабазов

Таблица 13

Химический состав кислых порфировых пород

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
88-13	73,90	0,40	13,23	1,89	0,75	0,07	0,47
357	73,97	0,17	14,16	0,56	1,86	0,05	0,64
359	72,83	0,17	13,68	1,80	1,80	0,08	0,64
2080	73,13	0,13	14,49	2,28	1,14	0,04	0,61
1314	74,78	0,25	11,57	3,76	1,11	0,15	0,12
10	74,72	0,10	10,30	0,79	1,71	0,09	1,03
694	77,38	-	11,24	2,20	0,36	-	0,80
1	66,92	0,20	17,12	3,11	2,02	0,07	1,57
2	69,82	0,39	13,00	2,97	3,45	0,15	2,28
3	64,90	0,64	15,33	3,69	3,02	0,04	2,90

Обр. 88-13, 357, 359, 2080, 1314, 10, 694 - эйфельский - нижнеживетский
Обр. 1-3 - верхнеживетский - франский вулканический комплекс.

В кварц-полевошлатовой массе встречаются циркон и апатит, в ней неравномерно рассеяны чешуйки хлорита и серицита, выделения магнетита и гидрокислов железа, иногда гнезда кальцита и лейкоксена.

Химический состав пород иллюстрируется табл. 13, в которой для сопоставления приведен состав пород того же типа из других районов.

II. Эпилипаритовые кварцевые альбитофиры на горе Ревнюхе (эйфельский - нижнеживетский комплекс).

Пересечение через гору Ревнюху (район Рулихи) позволяет видеть разрез осадочно-вулканогенной толщи эйфеля, которая представляет собой переслаивание аргиллитов, алевролитов и кислых туффитов с подчиненными прослоями туффов кварцевых альбитофиров и базальтовых порфиритов. Около 20% мощности толщи приходится на силловые тела кварцевых альбитофиров, мощностью от нескольких метров до 50-60 м. Будучи обозначены в рельефе холмами, они обнажены лучше, чем другие породы разреза. Хорошо выражена карандашная отдельность.

Кварцевые альбитофиры разнообразны по окраске - от светло-серых до почти черных. Структура их порфировая, базис афанитовый, полураковистый. Вкрапленники составляют 10-20% объема пород. Кварцевые альбитофиры представлены как крупнопорфировыми разностями с размером вкрапленников 3-5 мм, так и мелкопорфировыми (0,5-1 мм), последние преимущественно - в маломощных телах и в приконтактных частях более мощных залежей. Главные минералы в составе пород - кварц, альбит, иногда - реликтовый калиевый полевой шпат, в небольшом количестве (до 5-10%) представлены серицит, хлорит, гидробиотит. Альбит и кварц во вкрапленниках не отличаются по свойствам от описанных в кварцевых альбитофирах горы Холоза. Дипирамидальные кристаллы кварца часто выступают в изломе породы своими гранеными вершинками. Вкрапленники цветных минералов не сохранились и следы их редки. Обычно это скопления хлорита и рудной пыли (0,3-0,5 мм), развившиеся по биотиту, реже - агрегаты актинолита, заместившие, судя по форме, роговую обманку.

Основная масса во всех случаях аповитрофировая, микрофельзитовой или метасферолитовой структуры. Однородный без признаков полосчатости или пятнистости фельзитовый базис пород (табл. X, фиг. 3) состоит из выделений кварца и альбита (0,02-0,05 мм), между которыми распределены чешуйки хло-

субвулканической фации, в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
0,14	4,10	3,40	1,20	-	0,04	0,23	99,67
0,59	4,25	1,88	0,07	1,35	-	-	99,55
0,81	3,91	2,17	-	1,86	-	0,05	99,80
0,48	4,41	2,17	0,40	2,20	-	-	100,14
0,80	4,90	1,32	0,23	0,65	-	-	99,64
1,65	3,43	2,91	2,22	0,12	-	0,03	99,10
0,37	4,27	1,98	0,37	-	-	-	100,04
0,70	4,08	2,85	0,23	0,84	0,12	0,10	99,94
0,15	4,18	2,36	0,20	1,01	0,11	0,09	100,15
0,71	4,62	2,58	-	-	-	-	100,74

вулканический комплекс.

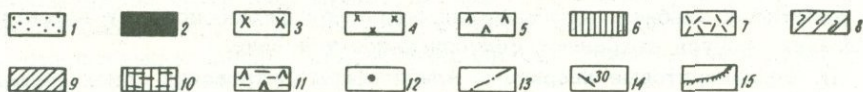
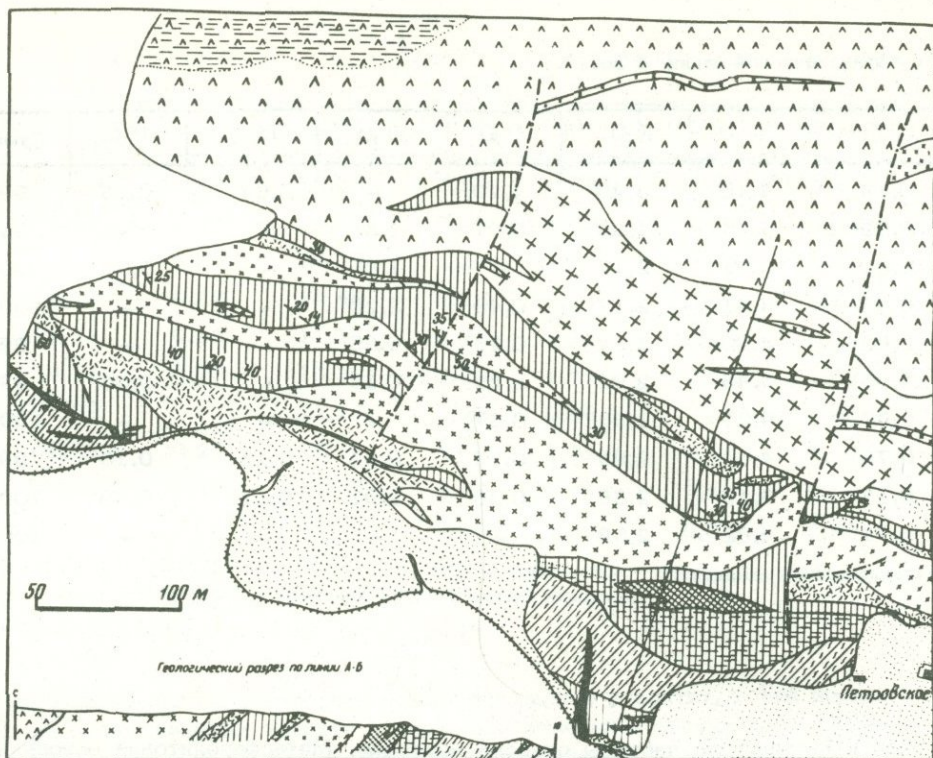
рита и пылевидные частицы рудного минерала. Метасферолитовая основная масса состоит из округлых глобуль кварца (0,05-0,2 мм), проникнутых точечными вростками альбита, различимыми благодаря дисперсионному эффекту. Некоторые из глобуль сохраняют секториальное угасание.

III. Эпилипаритовые кварцевые альбитофиры Петровских сопок (эйфельский - нижнеживетский комплекс).

На правом берегу р. Корбалихи к северо-западу от Змеиногорска тянется холмистая гряда переслаивающихся осадочных и вулканических пород эйфеля. Здесь представлена лежащая на метаморфическом основании березовская свита мощностью около 300 м и перекрывающая ее толща кислых лав и туфов в несколько сотен метров, отвечающая таловской свите. Начиная с основания и до нижней половины эффузивно-пирокластической толщи разрез интродуцирован многочисленными послойными телами эпилипаритовых кварцевых альбитофиров, петрографически весьма сходных с лавами кислой вулканической толщи (фиг. 32).

Тела кварцевых альбитофиров мощностью от несколько метров до 80 м имеют в целом межпластовое залегание, но их контакты на многих участках срезают под острыми углами напластование осадочных и вулканогенных пород. Местами им свойственны тупые линзовидные выклинивания. Изредка встречаются дайки. Контакты таких тел всюду резкие, не осложненные инъекционными и метасоматическими явлениями. Экзоконтактные изменения крайне слабые, выражаются в развитии микробластического кварца в аргиллитах в зонах шириной 5-10 см. Породы силловых тел обладают призматической или неясной полигонально-столбчатой отдельностью. Они имеют порфировую структуру и могут быть подразделены на крупнопорфировые и мелкопорфировые разновидности, между которыми существуют все переходы.

Вкрапленники (около 20% объема пород) представлены кварцем и альбитом в приблизительно одинаковом количестве. В крупнопорфировых разновидностях они достигают 7 мм. Свойства кварца и альбита во вкрапленниках те же, что и в предыдущих примерах. Альбит нередко несет следы образования по калиевому полевому шпату, реже видны признаки его развития по первичному более основному плагиоклазу. Вкрапленники цветных минералов не сохранились. Иногда различаются следы биотита в виде псевдоморфоз хлорита и рудной пыли по его пластинкам.



Фиг. 32. Строение осадочно-вулканической толщи эйфеля на одном из участков Корбалихинского рудного поля (по карте, составленной В.И. Черновым и Б.Г. Мазиной)

1 - аллювий; 2 - диабазовые порфиры; 3 и 4 - субвулканические кварцевые альбитофиры эйфеля, крупнопорфировые (3) и мелкопорфировые (4); 5-8 - эйфельская осадочно-вулканогенная толща: 5 - кварцевые альбитофиры и липаритовые порфиры (лавы), 6 - аргиллиты кремнистые и карбонатные, 7 - вулканические брекчии кварцевых альбитофиров, 8 - песчаники аркозовые и вулканомиктовые; 9 и 10 - аргиллиты гидротермально измененные: микрокварциты (9), зоны серицитизации и окварцевания (10); 11 - кварцевые альбитофиры окварцованные и серицитизированные; 12 - сульфидная минерализация; 13 - разломы; 14 - элементы залегания; 15 - береговой обрыв р. Корбалихи

Базис пород-афанитовый, первично-стекловатый, с полураковистым изломом, представляет собой агрегат кварца и альбита с подчиненными чешуйками серицита и хлорита и рассеянными скоплениями гидроокислов железа. Структура его фельзитовая, реже метасферолитовая и микропйкелитовая.

Химический состав пород представлен в табл. 13. Сопоставление описанных пород с кислыми эффузивами того же разреза показывает, что по минеральному и химическому составу они тождественны. Различия заключаются лишь в текстурных особенностях: кварцевые альбитофиры пластовых интрузий однородны, лавы же часто имеют брекчиевидную текстуру (лавобрекчии) и сохраняют после собирательной перекристаллизации пятнистый облик. В них нередки и другие признаки неоднородности - линзовидная полосчатость, комковатое сложение, неравномерное распределение окислов железа.

IV. Кварцевые альбитофиры субвулканические на горе Каменухе (верхнеживетский — франский комплекс).

Примером пород этой группы могут служить тела в разрезе франской вулканогенной толщи на отрогах горы Каменухи (район Верх-Убы). Количество их здесь около 10% от мощности разреза. В большинстве случаев это силовые тела, имеющие с лавами и туфами резкие простые контакты, не осложненные апофизами и другими формами инъекционного проникновения. Мощность их от нескольких метров до 150 м. От таких же по составу лав в этом разрезе они отличаются однородным сложением и отсутствием комковатых и брекчиевидных текстур. Такие тела изображены на фиг. 15, 16, 18.

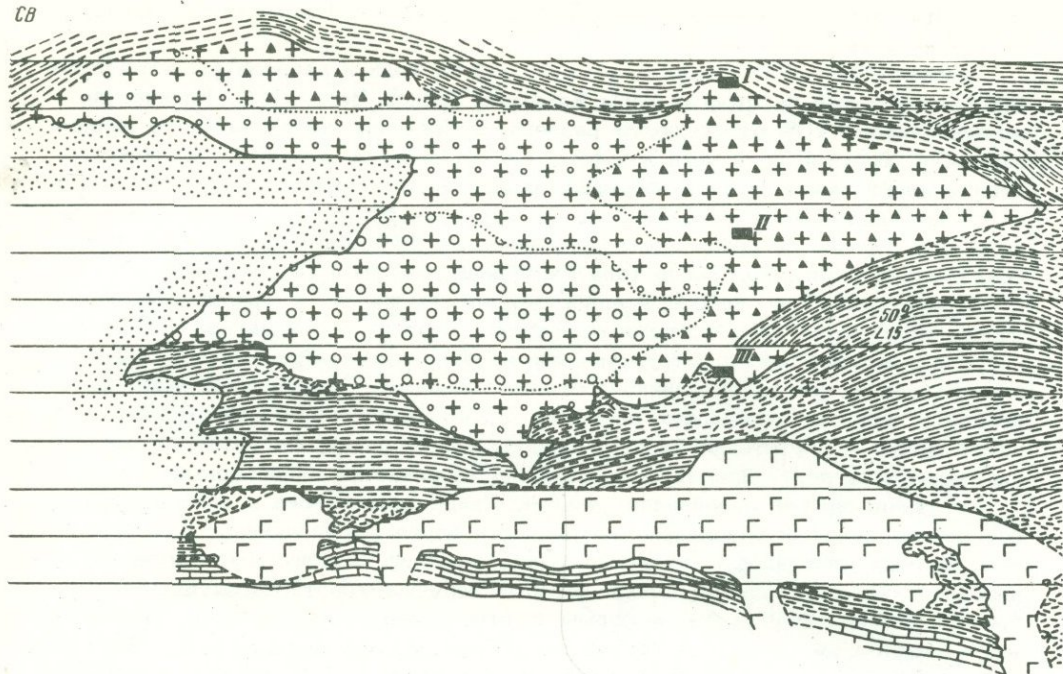
Субвулканические кварцевые альбитофиры, так же как и эффузивы данной толщи, отличаются красноватыми оттенками. Цвет их варьирует от красно-бурого до розовато-серого. Структура порфировая, резко выраженная в более мощных телах, где вкрапленники достигают 2–3 мм, а содержание их — 25% объема. Главными минералами являются альбит, реликтовый калиевый полевой шпат, кварц. Присутствуют хлорит, гидробиотит, серицит, магнетит, бурые гидроокислы железа. Эпидот нехарактерен. Встречается аксессуарный циркон.

Во вкрапленниках преобладает альбит. Кварц представлен в подчиненном количестве, нередко базокварцевые разности пород. Вкрапленников разложенных цветных минералов — до четырех-пяти на шлиф. Альбит представлен во вкрапленниках кристаллами, среди которых наряду с короткотаблитчатыми распространены сильно удлиненные формы с отношением сторон до 5:1. Основность альбита не превышает № 5–6; угол Np' : (010) на разрезе \perp [100] составляет 13–15°. Двойникование по альбитовому закону, нередко в сочетании с аклиновым. Встречаются манебахские двойники, изредка — бавенские. Характерны гломеропорфировые сростания до семи-десяти кристаллов альбита. В нем изредка видны реликты нерешетчатого криптопертитового калиевого полевого шпата. Кристаллы альбита обычно густо проникнуты пелитовым веществом, что служит косвенным признакам преимущественного развития по калиевому полевому шпату. Кварц во вкрапленниках — дипирамидальные кристаллы, как правило, округленные. Изрезанность их контуров значительна, количество включений базиса велико (табл. XI, фиг. 2). Цветной минерал во вкрапленниках представлен псевдоморфозами хлорита и магнетита призматических, изредка ромбовидных очертаний, что позволяет предполагать их развитие по роговой обманке.

Основная масса микроагрегатная, существенно кварц-альбитовая, кажется в шлифе бурой, так как альбит интенсивно проникнут пелитовым веществом. Преобладающие структуры метасферолитовая и сферолитовая, распространены также микропиклитовая, микролитовая и фельзитовая структуры. Нередки сочетания перечисленных структур. При сферолитовой структуре базис представляет собой агрегат сферолитов (0,05–0,2 мм), сросшихся или же разоб-щенных фельзитовым мезостазиом, в котором концентрируется весь имеющийся в породах хлорит. В некоторых случаях они не дифференцированы и сохраняют крестообразную фигуру угасания, чаще же затронуты перекристаллизацией и представляют собой округлые выделения кварца, в которых альбитизированный полевой шпат обособился в виде массы разнообразно ориентированных игольчатых вростков. Структура микролитового типа (табл. XI, фиг. 1) характерна для трахилипаритовых разностей, отличающихся малым содержанием кварца в базисе. Последний состоит из микролитов альбитизированного калиевого полевого шпата, различно ориентированных, изредка с признаками трахитоидной текстуры. В массе таких микролитов мезостазис заполнен кварцем, скоплениями хлорита, гидробиотита и рудной пыли. Химический состав пород представлен в табл. 13.

V. Кварцевые альбитофиры субвулканические на горе Сильковой (верхнеживетский — франский комплекс).

На горе Сильковой, на правом берегу р. Убы, в 8 км к юго-западу от Шемонаихи вскрыты алевролиты и аргиллиты, относимые к гериховской свите франского возраста, кислые эффузивы и прорывающие их многочисленные тела



Фиг. 33. Схема строения магматических тел, вскрытых в Сокольном карьере (Ленингорское рудное поле). Составили В.И. Чернов и Э.Д. Фромберг

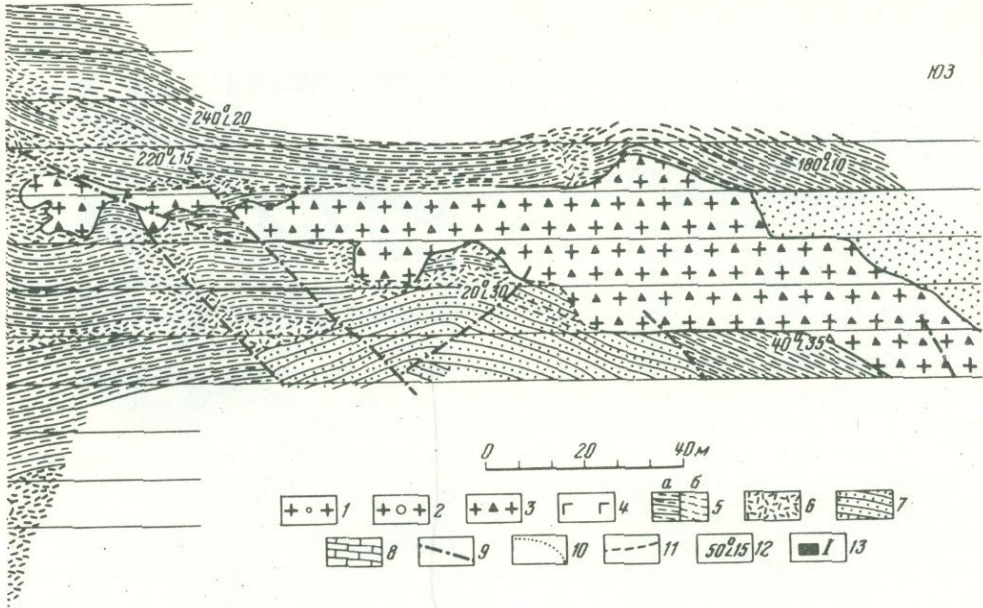
1-3 - эпилпаритовые кварцевые альбитофиры и их преобладающие разновидности: 1 - флюидално-полосчатые и массивные, 2 - мидалекаменные с тридимитом, 3 - инъекционные автобрекчии; 4 - базальтовые порфириды шлаковой текстуры; 5-8 - осадочные породы эйфеля: 5 - алевролиты и аргиллиты (а -

интрузивных вулканитоидов основного и кислого состава. Геологическая съемка, проведенная здесь Шемонаихинской ГРП (В.А. Наумов), показала сложность строения этого участка и, в частности, то что лавы и субвулканические образования слагают тела неправильной или линзовидной формы и что четкая стратификация разреза здесь не устанавливается. Эффузивные породы, имеющие характерные красно-бурые и фиолетовые окраски, имеют все петрографические особенности лав снежиревской свиты.

Кислые субвулканические тела, достигающие мощности в 200 м, имеют, по-видимому, штокообразную форму. Они представлены кварцевыми альбитофирами красно-бурого цвета, местами с четкой полигонально-столбчатой отдельностью. Преобладают мелкопорфировые разновидности, сложенные на 10-15% вкрапленниками (около 1 мм), в которых приблизительно поровну альбита и кварца. Альбит № 2-5, часто с признаками развития по калиевому полевому шпату. Кварц дипирамидальный, без призматических граней, с сильно изрезанными контурами. В базисе резко преобладает буроватый пелитизированный альбит, кварц составляет около 25% его объема. Структура его обычно метасферолитовая: основная масса состоит из сомкнутых округлых выделений кварца размером 0,5-1 мм, густо насыщенных вростками альбита. Промежутки между этими агрегатами заполнены хлоритом и рудной пылью.

VI. Порфировые породы Сокольного (Андреевского) карьера, Лениногорское рудное поле.

Этот участок, уникальный по наблюдаемым здесь геологическим явлениям, можно считать эталонным для описанного далее типа порфировых интрузий. Вулканогенно-осадочная толща эйфеля на Лениногорском рудном поле содер-

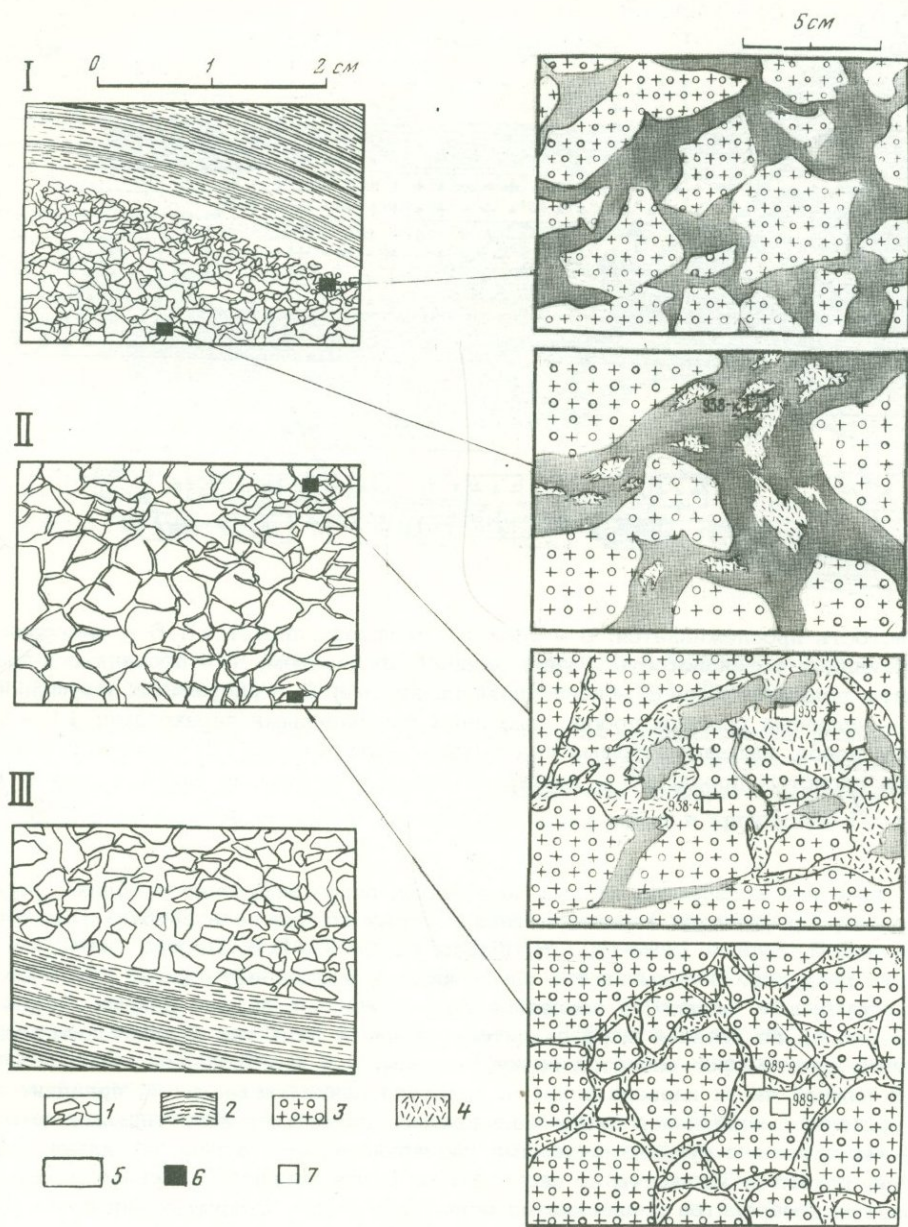


слоистость прослеживается, б - слоистость интерполируется), 6 - алевролиты и аргиллиты со слоистостью, уничтоженной дроблением, 7 - песчаники и гравелиты полимиктовые, 8 - известняки глинистые; 9 - разрывные нарушения; 10 - условные границы пород, связанных постепенными переходами; 11 - контакты пород, интерполируемые под рыхлым материалом; 12 - элементы залегания слоистых пород; 13 - контур детализирующей зарисовки и ее номер на фиг. 34

жит заметное количество кислых порфировых пород эффузивного облика, геолого-петрографическая характеристика которых приведена в работах Н.Н. Курека и П.П. Бурова (1934), Г.Н. Шербы (19576), В.В. Попова (1968) и других геологов. В большинстве работ кислые порфировые породы трактуются как эффузивные, однако за последние годы появилось немало данных о принадлежности по крайней мере значительной части этих тел к пластовым внедрениям. Этот вопрос остается дискуссионным.

В нижней части карьера вскрыта слоистая пачка алевродитов, аргиллитов и туффов, сменяющаяся вверх малиновыми глинистыми известняками, которые чередуются с вулканомиктовыми песчаниками. Это отложения ильинской свиты, вскрытая мощность их около 40 м. Выше согласно залегает пачка слоистых алевродитов и аргиллитов сокольной свиты. Вскрытая мощность их в карьере около 180 м. В верхах ее есть прослой кислых туфов и туффов. На фиг. 33 показана часть этого разреза, отвечающая верхам ильинской свиты и нижним горизонтам сокольной (проекция на вертикальную плоскость, ориентированную по азимуту 60°).

Кислые порфировые породы залегают в нижней части сокольной свиты среди переслаивающихся алевродитов и аргиллитов, кремнисто-глинистых, часто карбонатных. Они принадлежат к серии линзовидных тел, которые локализованы на одном стратиграфическом уровне в пределах сокольной свиты и распространены на всей территории рудного поля. К.Ф. Ермолаевым (1967) было показано, что это неправильные грубопослойные линзы интрузивного залегания, которые могут смыкаться друг с другом в сплошные тела значительной площади, имеющие крупнобугристый рельеф подошвы и кровли и перепады мощностей от 0 до 160 м.



Фиг. 34. Детали строения тела порфировых пород, показанного на фиг. 33

1 - автобрекчии кварцевых альбитофиров (вид в обнажении - на фиг. 35);
 2 - алевролиты и аргиллиты вмещающей толщи эйфеля; 3 - кварцевые альбитофировые главного подтипа (взломанный материал в составе автобрекчий); 4 - кварцевые альбитофировые инъектирующего подтипа (цемент автобрекчий); 5 - кремневидное вещество в цементе автобрекчий; 6 - контур детализирующей зарисовки; 7 - контур шлифа и его номер (см. табл. XII, 1, 2, 3; табл. XIII, 1)

В карьере на горе Сокольной кварцевые альбитофиры вскрыты почти непрерывно на протяжении 400 м. Ступенчатый врез карьера делает возможным трехмерное наблюдение их контактовых поверхностей. Можно видеть их пологое залегание и сложную скульптуру с многочисленными куполовидными вздутиями кровли и карманоподобными провесами подошвы. Слоистость пород кровли нередко плавно огибает вздутия контактовой поверхности, однако на других участках напластование аргиллитов косо сечется контактом, что в равной степени проявлено как в подошве, так и в кровле тел. Характерно, что на контактах отсутствуют апофизы порфировых пород во вмещающие аргиллиты. Не было встречено также и аргиллитовых ксенолитов в этих породах. Аргиллиты как в лежачем, так и, в особенности, в висячем боку таких тел слабо изменены в зонах шириной в несколько сантиметров. В аргиллитах появляются микрочешуйчатые скопления коричневого биотита и микроскопические гнезда кварца, биотита и апатита.

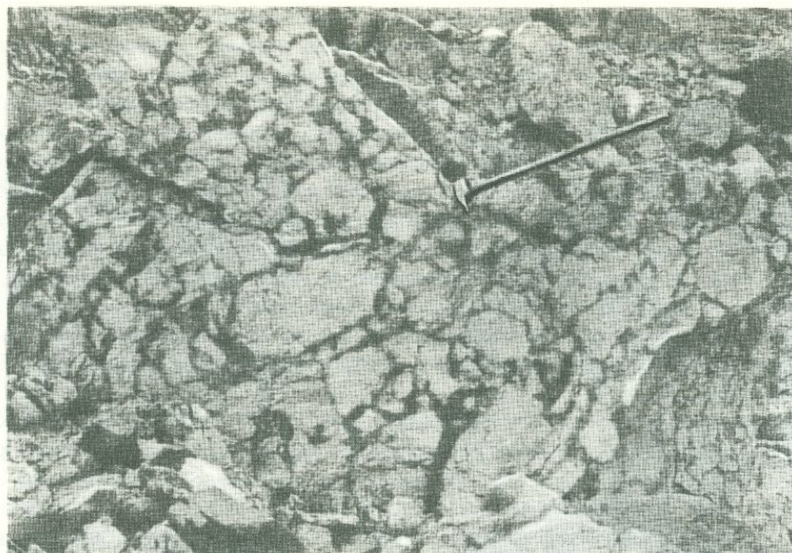
Строение порфировых тел неоднородно (фиг. 34). В их составе преобладают кварцевые альбитофиры с тонкой флюидальной полосчатостью, наиболее резкой в приконтактных частях тел. Они связаны переходами с относительно однородными порфирами. Во внутренней части северо-восточного выхода порфировых пород преобладает миндалекаменная разность, также обычно в той или иной степени полосчатая.

Кроме описанных кварцевых альбитофиров, здесь присутствуют порфировые породы и другого типа, которые формировались позднее предыдущих, проникли в них по трещинам и сцементировали их. Те и другие образуют совместно крупнообломочные магматические брекчии, слагающие значительную часть объема порфировых тел. Далее они фигурируют под названиями "главного" и "инъекционного" подтипов кварцевых альбитофиров.

В обнажениях те и другие различаются без труда (фиг. 35). Порфировые породы главного подтипа светлые, почти белые с легким фиштакковым оттенком (вследствие серицитизации здесь редко сохраняется их довольно темный серый первоначальный цвет). Цементирующие порфиры выделяются темной зеленовато-серой окраской. Они составляют к общему объему породы от 5-10 до 40-50%. Обломки кварцевых альбитофиров в составе брекчий в одних случаях ориентированы беспорядочно (см. фиг. 34, I, III), в других же не испытали смещения, хотя и разобшены трещинами, выполненными инъекционным порфировым цементом (см. фиг. 34, II; фиг. 35). Характерно, что слоистые аргиллиты, подстилающие и покрывающие магматические брекчии, сами не несут признаков брекчирования и вообще следов динамического воздействия. Материал, цементирующий обломки порфировых пород, в аргиллиты не проникает. Таким образом, формирование брекчий не могло быть следствием дробления порфиров под воздействием внешних сил и следует искать другую причину их распада на обломки. Там, где порфиры главного типа не брекчированы, в них видны инъекции темных зеленовато-серых кварцевых альбитофиров вдоль флюидальной полосчатости. В таких случаях серии миллиметровых инъекционных прожилков, флюидально изгибаясь, подчеркивают полосчатое сложение пород. На фиг. 36 темные полосы представляют результат такого "послойного" проникновения и сложены тем же материалом, что и цементирующие порфиры на фиг. 35. Следует отметить, что контакты между двумя описываемыми типами порфировых пород часто выглядят расплывчатыми.

Порфировые породы инъекционного подтипа образуют в известняках и самостоятельные послойные тела. Здесь инъекционное проникновение порфирового материала в известняки сопровождалось захватом и растворением обильных ксенолитов, что заметно повлияло на состав расплава. Эти явления, свидетельствующие о высокой ассимиляционной способности расплава, были описаны ранее (Чернов, 1970в).

Изучая цемент магматических брекчий, мы сталкиваемся с явлением, которое значительно усложняет картину и пока еще не имеет объяснения. Дело в том, что обломки порфиров главного подтипа не везде сцементированы порфи-



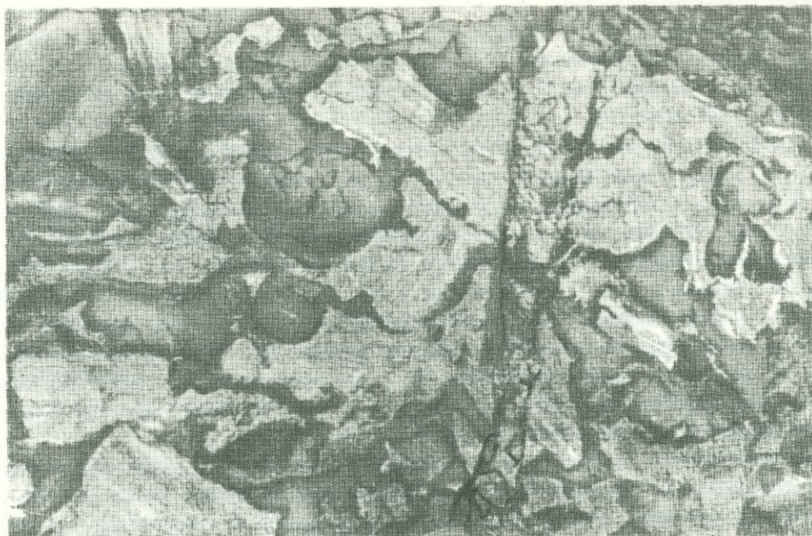
Фиг. 35. Автобрекчия кварцевых альбитофиров в Сокольном карьере



Фиг. 36. Кварцевые альбитофиры главного подтипа (светлое), инъецированы темными серицитовыми кварцевыми альбитофирами

ровым материалом. Местами в приконтактных частях тел, главным образом в зоне шириной 5–10 м под аргиллитовой кровлей, цементом служит порода, имеющая свойства раскристаллизованного кремневого геля. Некоторые разности ее очень похожи на массивные кремнистые аргиллиты или яшмы. Далее этот тип цемента описывается под названием "кремневидного вещества".

Как показано на фиг. 34, I, такое вещество с включенными в него обломками кварцевых альбитофиров выполняет пространство под аргиллитовой кровлей тела, как бы компенсируя сокращение его объема. Местами благодаря сходству этого вещества с аргиллитами создается впечатление глубокого проникновения глинистых пород кровли в трещиноватую верхнюю часть порфирово-



Фиг. 37. Полосчатые кварцевые альбитофиры сцементированы кремневидным веществом (вертикальная стенка). Масштаб 1:2



Фиг. 38. Кварцевый альбитофир главного подтипа цементируется кремневидным веществом, содержащим порфировые "хлопья"

го тела. Обломки кварцевых альбитофиров местами ключевидные с "рваными" границами (фиг. 37).

Вертикальное петрографическое пересечение через одно из тел показало следующее (см. фиг. 34). В кварцевых альбитофирах главного подтипа отсутствуют признаки ассимиляции внешнего материала в нижнем и в верхнем контакте. Нет петрографических различий между кварцевыми альбитофирами в кровле и в подошве тела, отсутствуют признаки, свойственные поверхностным частям лавовых потоков (комковатое сложение, шлаковые корки, окисление железа в стекле, примесь пирокластики). Кварцевые альбитофиры главного подтипа всюду имели первоначально стекловатую основную массу.

Материал, цементирующий предыдущие кварцевые альбитофиры, менее однороден. В верхней приконтактной части тела в нем преобладает кремневидное вещество, глубже оно исчезает, сменяясь темными кварцевыми альбитофирами. При этом два указанных типа материала везде разделены резкой границей, как это видно на фиг. 38.

Кварцевые альбитофиры эпипаритовые главного подтипа имеют облик вполне эффузивный, структура их порфировая, базис афанитовый. Окраска наименее измененных разностей серая со стальным или голубоватым оттенком, чаще, однако, вследствие серицитизации она очень светлая, до белой, с фисташковым оттенком. Вкрапленники кварца и альбита (1–2 мм) составляют 10–15% объема пород. Почти всюду вместе с ними присутствует биотит. Особенность пород – наличие среди них туфовидных разностей, которые в образце и под микроскопом очень похожи на зернистые туфы. В базисе их распространены продукты девитрификации и поствулканического гидротермального метаморфизма: серицит, хлорит, анкерит, халцедон, окислы железа. Характерно крайне незначительное развитие эпидота.

Альбит № 2 – 6 – таблитчатые кристаллы без признаков коррозии, но несколько округленные. Двойникование по альбитовому, реже по аклиновому и периклиновому законам. Углы угасания на разрезе $\perp [100]$: $Np' : (010) = 13-15^\circ$; показатели преломления: $n_p = 1,527$; $n_g = 1,536$.

Альбит часто наследует от замещенного им калиевого полевого шпата пятнообразные участки густой пелитизации, изредка в нем видны реликты калиевого полевого шпата.

Кварц во вкрапленниках – дипирамиды со слабо развитыми гранями призмы. Характерна глубокая расчлененность многих кристаллов заливами базиса, где кварц – микробластические выделения в составе продуктов девитрификации.

Биотит – идиоморфные таблочки размером до 1 мм, повсеместно замещен агрегатом мусковита и пеннина. По спайности вытянуты скопления магнетита, гидроокислов железа и сфена.

Следы пироксена (?) во вкрапленниках – псевдоморфозы магнетита и хлорита по грубоизометричным зернам (0,3–0,5 мм) полностью исчезнувшего минерала. Магнетит образует кайму, вполне подобную опачитовой, иногда фиксирует трещиноватость замещенных кристаллов. Последняя более всего напоминает трещиноватость оливина, однако, судя по среде формирования, естественнее предположить, что минерал был пироксеном.

Аксессорные минералы: апатит в виде зерен или игловидных кристаллов (0,02–0,04 мм), циркон бесцветный в виде призм длиной до 0,1 мм. Удлиненность их около 4:1. Изредка в шлифах встречается бесцветный флюорит. В пробах – протолочках были установлены в единичных знаках: апатит, циркон, гранат (розовый), анатаз (синий), флюорит (бесцветный и светло-фиолетовый), касситерит (светло-коричневый).

Структура пород характеризуется умеренным развитием гломеропорфировых сростаний. Вкрапленники кварца, так же как и альбита, иногда срстаются по два–три кристалла, однако между собой эти минералы образуют сростки редко. Вкрапленники биотита часто видны в сростании с кварцем, причем биотит, растая в фенокристаллы последнего, полностью сохраняет свой идиоморфизм. Реже встречаются гломеропорфировые агрегаты биотита и альбита, из которых последний обычно более идиоморфен.

Структура основной массы типичная для продуктов девитрификации кислого стекла, чаще всего фельзитовая, реже микропойкилитовая. Серицит наблюдается здесь как в виде вростков в альбите, так и в форме волокнистых скоплений, огибающих выделения кварца и альбита. Встречается глобулярная микроструктура, при которой в породах присутствуют округлые кварцевые обособления (0,1–0,3 мм), составляющие около 30% объема базиса. Промежутки между ними заполнены микробластическим агрегатом альбита и серицита. Местами кварцевые глобулы погружены в сплошной слюдястый мезостазис и каждая из них огибается петлей чешуйчато-волокнистого серицита. Во всех этих случаях может присутствовать некоторое количество хлорита.

Флюидально-полосчатые кварцевые альбитофиры представляют собой довольно тонкое (от миллиметров до нескольких сантиметров) лентовидное чередование разностей, различающихся по содержанию хлорита. Существенно серицитовые светлые полосы его почти не содержат, в то время как в более темных зеленовато-серых он нередко преобладает над серицитом. Под микроскопом границы полос расплывчатые и считать, что они были первоначально фазовыми границами в расплаве нельзя.

Миндалекаменные кварцевые альбитофиры (табл. XI, фиг. 3; табл. XIII, фиг. 3) состоят на 15–20% объема из пор (1–3 мм), выполненных кварцевым агрегатом, параморфным по тридимиту (края миндалин) и халцедону (их внутренняя часть).

Важная структурная особенность описываемых порфиров – присутствие среди них микробрекчированных туфовидных разностей, в частности там, где породы не испытывали никаких динамических воздействий. В этом случае многие вкрапленники кварца и альбита имеют вид угловатых обломков, которые иногда группируются так, что по ним можно восстановить контуры кристалла, фрагментами которого они являются. Там, где содержание обломков вкрапленников значительно, породы приобретают очень большое сходство с кристаллокластическими туфами, особенно полное в тех случаях, когда и в первично-стекловатом их базисе видны признаки брекчирования (табл. XIII, фиг. 2). Это раннее брекчирование стекла подчеркивается иногда при его девитрификации распределением чешуйчато-волоконистых скоплений серицита, как это видно на фотографии.

Отличие туфовидных порфиров от туфов заметно в тех случаях, когда их фельзитовый базис обнаруживает следы флюидальности, как, например, на табл. XII, фиг. 1. Главное же отличие таких кварцевых альбитофиров от туфов – присутствие шестиугольных пластинок биотита, обладающих полностью развитыми гранями призмы и второго пинакоида (табл. XIII, фиг. 2). Эти грани являются, как известно, особенно биотита, кристаллизовавшегося из расплава. В вулканокластических породах (где биотит крайне редок вообще) такие кристаллы его не известны.

Кварцевые альбитофиры инъекционного подтипа по ряду признаков сходны с предыдущими. Полевой шпат в их составе представлен альбитом с теми же свойствами. Во вкрапленниках, кроме него, присутствуют кварц, биотит и местами разложенный пироксен (?). Базис этих пород также первоначально был стекловатым. Есть, однако, особенности, которые заметно отличают их от главного подтипа. Здесь вкрапленники кварца корродированы значительно сильнее (табл. XIV, фиг. 1). Кристаллы биотита часто имеют вспученную форму и бывают расслоены по спайности с заполнением возникших линзовидных полостей халцедоном. Здесь гораздо шире распространены туфовидные породы, в которых вкрапленники распались на остроугольные обломки. Основная масса чаще, чем в предыдущем случае, имеет перлитовое строение и флюидально-пузыристую текстуру (табл. XIV, фиг. 2).

Особенностью данных пород явилось то, что стекловатый базис заместился здесь преимущественно чешуйчатым хлорит-серицитовым агрегатом при подчиненном развитии кварца и альбита. Хлорит отвечает по свойствам делесситу. Он бледно-зеленый, не плеохроирующий, большей частью оптически изотропный, изредка со слабым двуупределением ($n_g - n_p$ до 0,007), оптически положительный; $n = 1,603$. Серицит варьирует от разностей, бесцветных в шлифе, до бледно-зеленых или коричневых.

Структуры раскристаллизации базиса весьма разнообразны, а количественные соотношения слагающих его минералов колеблются очень значительно. Здесь можно встретить и фельзитовую кварц-альбитовую массу, густо проникнутую серицитом и хлоритом, и базис глобулярного строения, в котором округлые выделения кварца погружены в серицит, и основную массу, сложенную почти целиком хлоритом или серицитом, практически лишенную кварца и альбита (табл. XIV, фиг. 1). Во всех этих случаях обычно сохраняются следы микротекстуры замещенного стекла.

Таблица 14

Приближенный количественный минеральный состав кислых порфировых пород Сокольного карьера, в объеме. %

Порода	№ образца	Вкрапленники		Базис	
		содержание	состав	содержание	состав
Кварцевые альбитофиры главного подтипа	938-9	23	Кварц - 13 Альбит - 9 Биотит - 1	77	Фельзитовый агрегат - альбит и кварц (2:1), подчиненные - серицит и хлорит
	944-Л	13,9	Кварц - 4,2 Альбит - 8,5 Биотит - 1,2	86,1	Миндалины кварца - 16,1 Фельзит (альбит: кварц: серицит - 2:1: :0,5) - 70
	987-5	32,7	Кварц - 18,0 Альбит - 11,7 Биотит - 3,0	67,3	Кварц и альбит - 18,0 Хлорит - 35,8 Серицит - 13,5
Инъецирующие порфировые породы	989-9	20,5	Кварц - 9,0 Альбит - 8,8 Биотит - 2,7	79,5	Хлорит - 31,7 Серицит - 29,5 Кварц - 12,6 Гнезда халшедона - 5,7

Порода на табл. XIII фиг. 1, сохраняет следы перлитового строения. Как показывает количественный минеральный подсчет (табл. 14, обр. 989-9), ее основная масса почти целиком сложена хлоритом и серицитом. Хлорит, как обычно, замещает перлитовые ядра, которые погружены в массу зеленоватого серицита с малым количеством кварца. Последний присутствует в основном в виде глобуль размером не более 0,1 мм, погруженных в серицит. Многие из них имеют характер сферокристаллов, т.е. первоначально это был халседон.

Химический анализ описанного базиса показал содержание SiO_2 - 51,24%; Al_2O_3 - 23,12%; MgO - 4,34%; K_2O - 7,38%.

Одна из форм замещения стекла чешуйчатыми минералами показана на табл. XIV, фиг. 1, где масса хлорита слагает базис почти целиком, кварц и альбит здесь практически отсутствуют.

Одна из особенностей кварцевых альбитофиров горы Сокольной, выраженная наиболее резко в инъецирующем подтипе, - частые случаи замещения их стекла анкеритом и халшедоном. Участки анкерита (до 5-7 см) обычно заметны в изломе пород, так как они окрашены окислами железа в коричнево-бурый цвет. Каждое из таких пятен анкерита обычно гаснет при анализаторе как монокристалл. На табл. XIV, фиг. 2 весь темно-серый фон - монокристалл анкерита. Последний во всех случаях развит совершенно независимо от трещин в породах, являясь очень ранним образованием. Кварц и полевые шпаты не замещались анкеритом, который развивался только по вулканическому стеклу. Это подтверждается присутствием внутри масс анкерита участков вулканического стекла, сохранившегося от замещения и разложенного в фельзитовый агрегат.

Сходно ведут себя и агрегаты халшедона, который интенсивно пропитывает и замещает базис в виде лапчатых участков. В большинстве случаев он замещен кварцем, однако местами сохраняется в форме лучистых сростков волокнистых кристаллов. Следует отметить также присутствие в породах халшедон-

анкеритовых гнезд зонального строения, в которых халцедоном выполнена внутренняя часть.

Кремневидное вещество в цементе автобрекчий имеет сталь-но-серую окраску и кремневидный полураковистый излом с тусклым блеском поверхности. Оно похоже на материал осадочных силицитов, отличаясь, однако, от обычных яшм меньшим содержанием окислов железа. Под микроскопом это тончайший агрегат выделений кварца, размером 0,002–0,005 мм, в котором рассеяны скопления светлой слюдки, хлорита и иногда анкерита. Почти мономинеральный кварцевый состав резко отличает эти породы от всех известных нам продуктов затвердевания магмы. То же можно сказать и о химическом составе, представленном обр. 936-е в табл. 15 (содержание SiO_2 около 85–90%). В целом состав и структура этих образований более всего отвечают свойствам раскристаллизованного кремнекислого геля.

Выше было показано (см. фиг. 34), что кремневидное вещество в цементе автобрекчий с удалением от контактов довольно быстро сменяется кварцевыми альбитофирами цементирующего типа. Детали этого явления выглядят следующим образом. Уже в нескольких метрах от кровли тела в кремневидной цементирующей массе появляются зеленовато-черные обособления разложившего стекла с вкрапленниками альбита и кварца, имеющие форму хлопьев и размер до нескольких сантиметров (см. фиг. 38; фиг. 34, обр. 938-к и табл. XII, фиг. 2 и 3). Это стекло полностью замешено хлоритом, но сохраняет следы перлитового, или микропузыристого сложения. Взаимоотношения того и другого вещества имеют характер сложного взаимопроникновения (табл. XII, фиг. 2). Глубже цемент автобрекчий сложен почти целиком зеленовато-серыми порфиристыми породами, среди которых в виде неправильных участков заключено уже кремневидное вещество (см. фиг. 34, обр. 939-з). Наконец, с удалением от контакта на 20–30 м мы видим в цементе автобрекчий только порфиры обычного инъецирующего подтипа, несущие, как и всюду, признаки первично-стекловатого строения (см. фиг. 34, обр. 989-9; табл. XIII, фиг. 1).

В описанных порфиристых обособлениях резко выразилась особенность, часто наблюдаемая в порфирах инъецирующего подтипа – несоответствие состава вкрапленников составу основной массы, которая в данном случае замешена почти чистым хлоритом. Представляет интерес природа такого замещения. Химический состав рассматриваемых порфиристых обособлений приведен в табл. 15 под номером 938-л/1. Здесь обращает на себя внимание невысокое (около 62%) содержание SiO_2 , большое количество MgO (около 9%) и явно пониженное содержание щелочей. Очевидно, что порода, богатая вкрапленниками кварца, не могла формироваться из столь основного расплава, следовательно, современное хлоритовое вещество базиса этих пород не отвечает его первоначальному составу, а хлорит, заместивший стекло в базисе порфиров цементирующего типа и сообщавший им зеленую окраску, явился следствием повышенной концентрации магния в поствулканических растворах, действовавших на стекло. Такого рода аддитивная девитрификация является характерной чертой порфиров данного типа (Чернов, 1969б).

О химическом составе порфиристых пород, вскрытых в карьере на горе Сокольной, можно судить по данным табл. 15. Кварцевые альбитофиры главного подтипа отвечают по химическому составу липариту с повышенным содержанием калия при несколько повышенном общем содержании щелочей. Последнее обстоятельство, а также признаки существенно-калишпатового первичного состава пород позволяют думать, что до альбитизации этот состав варьировал в интервале липарит – трахилипарит. Характерно низкое содержание кальция. Заметные вариации в содержании магния и во взаимном отношении щелочей вызваны различиями в составе продуктов девитрификации, который во многом зависел от привноса химических компонентов (обр. 989-8).

Химический состав пород инъецирующего подтипа значительно сильнее варьирует по содержанию всех окислов (см. табл. 15, обр. 989-9 и 938-1), что связано с гораздо большим привносом компонентов при их поствулканической девитрификации. Среди анализов табл. 15 есть связанные попарно таким об-

Таблица 15

Химический состав пород, слагающих тела порфировых пород

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
989-8	70,40	0,07	16,41	0,27	0,81	0,04
938-4	70,34	0,29	16,70	0,30	0,55	0,03
509	68,76	0,47	15,80	0,33	1,58	0,04
989-9	67,16	0,22	14,50	0,30	2,37	0,10
938-1	75,12	0,23	11,16	0,53	2,14	0,05
936-е	91,10	0,08	4,26	0,36	0,74	0,02
938-л	84,08	0,21	5,51	0,34	1,69	0,05
938-л/1	61,8	0,1	15,2	1,1	3,5	0,1

разом, чтобы показывать химизм пород главного и инфицирующего подтипов в одной и той же точке. Таковы образцы 989-8 и 989-9, а также образцы 938-4 и 938-1.

Особенности формирования порфировых пород Сокольного карьера заслуживают самого пристального изучения. Из приведенных данных следует, что тела кислых порфировых пород, вскрытые на горе Сокольной, сложены на всю свою мощность породами вполне эффузивного облика с первично-стекловатым базисом, имевшими до альбитизации состав липаритов и трахилипаритов. Они не являются продуктом извержения вулканического материала на поверхность: на это указывает биотитизация и другие изменения аргиллитов в кровле тел и случаи пересечения поверхностью этих тел напластования перекрывающих пород. Показателен и тот факт, что порфировые породы, в том числе и их разности, наиболее сходные с туфами, не включают в себя обломков внешнего происхождения. О том, что порфировые тела во время своего формирования не имели выхода на поверхность, говорят также признаки высокой насыщенности порфировой магмы летучими компонентами. Все сказанное не позволяет относить данные тела и к образованиям экструзивного типа.

VII. Правобережье р. Черной Убы. Порфировые породы на горе Гремучей.

На правобережье р. Черной Убы, выше устья ключа Россыпного, к реке спускается скалистый отрог горы Гремучей, строение которого показано на фиг. 39. Кислые порфировые породы этого участка составляют часть протяженной системы порфировых интрузий северо-западного простирания, которые в районе Лямина белка образуют мощный узел, как это было установлено при геологической съемке Г.Г. Коршуновым и А.А. Тинтерисом. Породы эйфельского возраста образуют слоистую толщу, в составе которой резко преобладают алевриты и встречаются прослои базальтовых порфиритов. Мощность этой части эйфельского разреза (за вычетом суммарной мощности порфировых тел) около 750 м.

Внедрившиеся тела кислых порфировых пород имеют пластообразную форму и согласное залегание. Мощность их от нескольких метров до 150 м, мощность же тела, слагающего водораздел горы Гремучей, измеряется сотнями метров. Наибольшая протяженность обнаженных частей таких тел 650 м, их истинная длина составляет километры. Насыщенность разреза порфировыми телами значительна: имея суммарную мощность около 500 м, они составляют около 40% мощности разреза (в подсчет не вошло наиболее мощное северное тело, лишь частично попадающее на изученную площадь). Силлы порфиров осложнены апофизами (обычно также пластовыми) в породах как лежащего, так и висячего бока. Последнее обстоятельство не позволяет сомневаться в интрузивном механизме формирования этих тел.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П.п.п.	Сумма
2,00	0,50	2,05	4,45	3,01	0,20	0,15	-	100,36
1,72	0,98	3,20	3,70	2,17	0,30	0,57	-	100,75
3,85	0,97	4,80	2,28	1,47	0,24	0,15	-	100,74
3,87	1,74	2,35	2,90	3,16	0,02	0,95	-	99,64
4,13	0,35	1,60	1,90	2,78	0,34	-	-	100,33
1,10	0,26	0,55	1,10	1,04	0,10	0,03	-	100,74
3,65	0,79	0,68	0,80	2,37	0,10	0,33	-	100,58
8,8	0,2	1,5	2,0	5,4	0,2	0,1	-	100,00

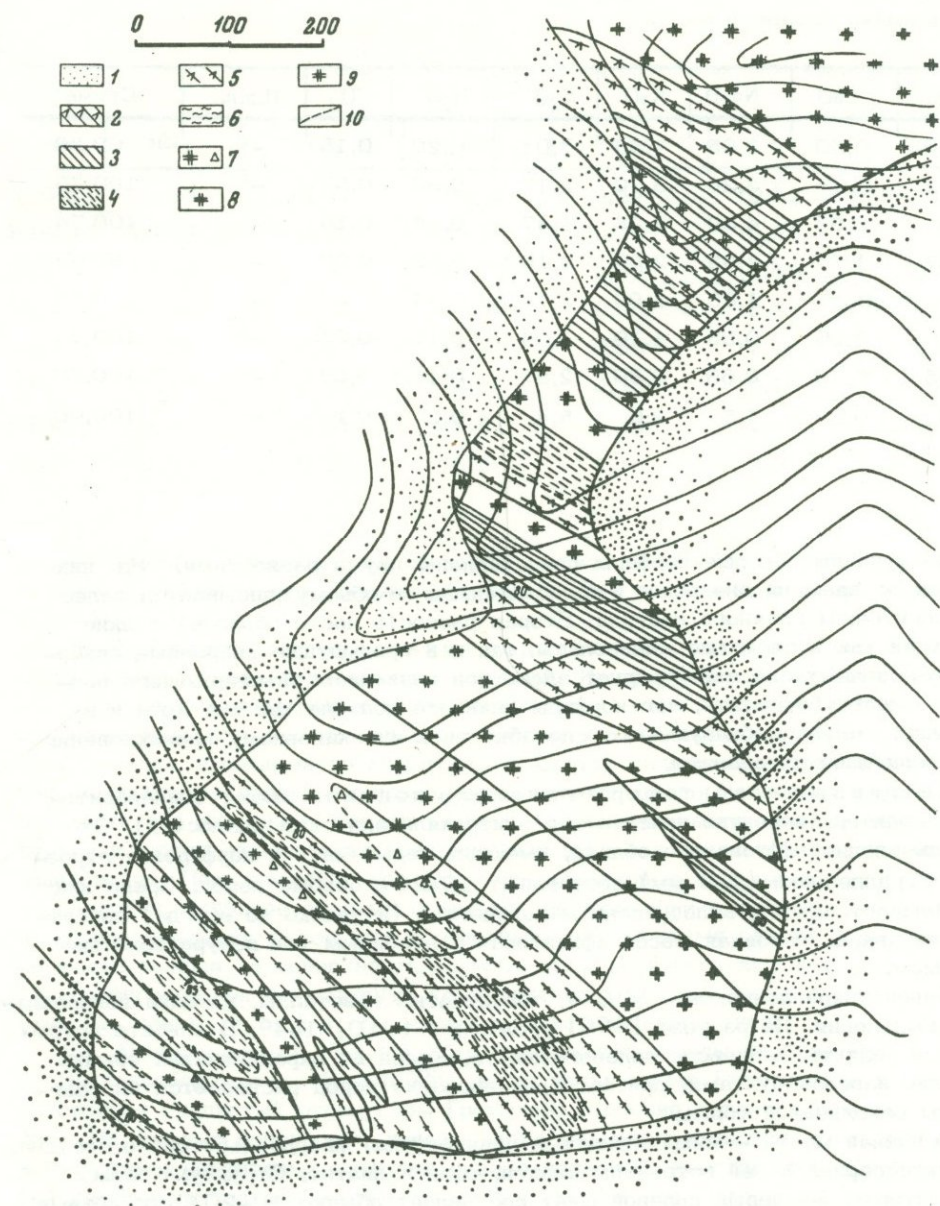
Интрузивные кислые порфиры представлены двумя разновидностями. Из них первая по времени внедрения и преобладающая по объему описывается далее под названием главного подтипа. Вторая разновидность часто образует тонкие инъекции как в слоистые алевролиты, так и в предыдущие кварцевые альбитофиры, почему она и фигурирует здесь под названием инъецирующего подтипа. Следует отметить, что порфиры главного подтипа так же, хотя и в меньшей степени, обнаруживают способность к инъекционному проникновению во вмещающие алевролиты.

Кварцевые альбитофиры главного подтипа имеют эпипаритовый характер (вероятно присутствие эпитрахилитаритовых разновидностей). Это породы вполне эффузивного облика, имеющие серый цвет и порфиговое строение. Вкрапленники (1-2 мм) составляют 15-20% объема пород. Среди них преобладает альбит, в подчиненном количестве (и далеко не всегда) присутствует кварц. Основная масса афанитовая с неровным или полураковистым изломом.

Альбит вкрапленников - № 0-4, таблитчатые кристаллы, изредка неправильные выделения. На разрезе [100] угол $\text{Nr} : (010) = 1-4^\circ$. В альбите встречаются реликты калиевого полевого шпата. Кварц во вкрапленниках обычно глубоко изрезан бухтами, при автобрекчировании пород распадается на фрагменты оскольчатой формы.

Основная масса - микрозернистый девитрификат кварц-альбитового состава. Из аксессуаров в ней встречены циркон, сфен и апатит. Структура базиса фельзитовая. Калиевый полевой шпат составляет обычно 10-20% его объема, однако местами основная масса состоит целиком из кварца и калиевого полевого шпата в микробластических выделениях неправильной формы. Происхождение калиевого полевого шпата в таких тонких минеральных агрегатах остается неясным и эпигенетическое образование его здесь вероятно. Будучи результатом раскристаллизации стекла, основная масса местами сохраняет реликты текстур витрофирового базиса (флюидально-микрпузыристой, флюидально-полосчатой и перлитовой).

Химический состав описанных кварцевых альбитофиров главного подтипа показывает, что они отвечают липаритовым порфирам, в той или иной степени альбитизированным. Особенности их является несколько повышенное содержание SiO₂ и пониженное - Al₂O₃, малое количество CaO и несколько повышенное суммарное содержание щелочей (около 8%) при самом различном количественном соотношении калия и натрия. Эти особенности - следствие эпигенетических процессов. Несмотря на то, что анализировался материал, наименее затронутый вторичными изменениями, во всех пробах обнаружены признаки раннего окварцевания. Нередко это - линзовидные скопления квар-



Фиг. 39. Схема геологического положения кислых порфировых тел на юго-западном отроге горы Гремучей (составлена при участии Э.Д. Фромберга)

1 - рыхлые накопления; 2, 3 - породы осадочно-вулканической толщи эйфеля, порфиритоиды (2) и алевролиты (3); 4 - псевдофельзиты белые (продукт метасоматического изменения алевролитов); 5 - псевдофельзиты брекчированные, сцементированные прожилками кварцевых альбитофиров (около 10% объема); 6 - то же, прожилки кварцевых альбитофиров составляют около 25% объема пород; 7 - кварцевые альбитофиры с обломками белых псевдофельзитов (около 50% объема); 8, 9 - кварцевые альбитофиры главного (8) и инъецирующего (9) подтипов; 10 - условные границы пород, связанных между собой переходами

ца того типа, который образуется при окварцевании липаритов, близком по времени к их девитрификации. Кальций здесь связан в микрозернистых скоплениях титанита. Местами — это миндалины (0,1 мм), выполненные кварцем, чем и объясняется явно повышенное содержание здесь SiO_2 . Вкрапленники в этой породе представлены кварцем и альбитом, однако фельзитовый базис ее практически не содержит альбита и представляет собой микробластическую массу кварца и калиевого полевого шпата, чем и объясняется соотношение щелочей в ее составе. Такой случай, когда альбитизация затрагивает только полевошпатовые вкрапленники, встречается довольно часто в порфириновых породах этого района.

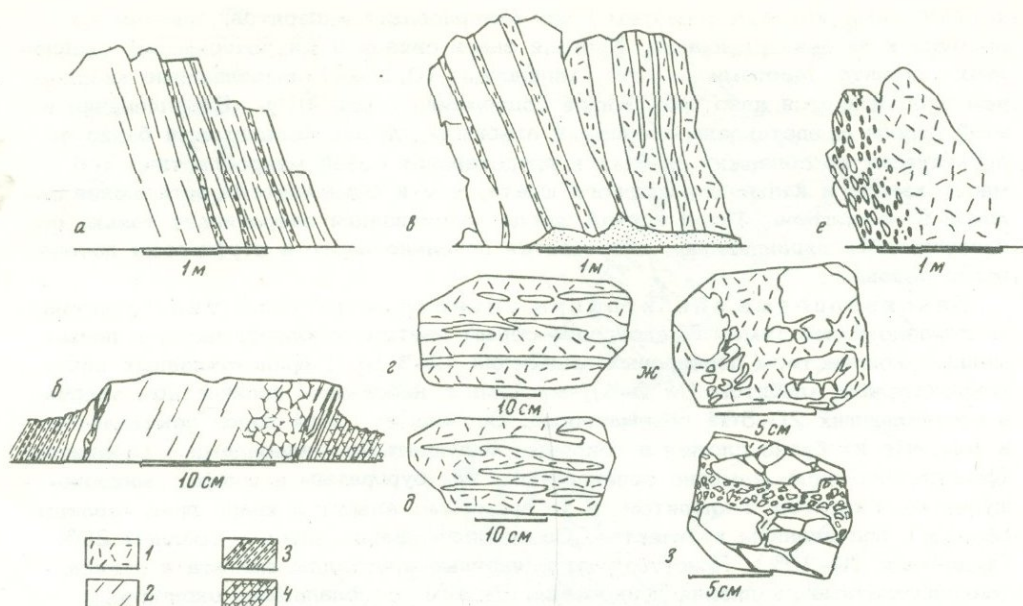
Базокварцевые альбитофиры инъецирующего подтипа отличаются гораздо более темным зеленовато-серым цветом основной массы и повышенным количеством порфириновых выделений (2–3 мм), представленными почти исключительно альбитом (№ 2–6), местами с небольшим количеством кварца, и составляющих 20–50% объема пород. Особенность этих пород заключается в том, что их базис сложен в основном чешуйчатыми минералами — серицитом (фенгитового типа, заметно зеленоватым, или буроватым в шлифе), микрочешуйчатым биотитом и хлоритом, в то время как альбит и кварц представлены обычно в подчиненном количестве. Содержание кварца здесь в среднем 20% (колебания 10–30%). Присутствуют единичные кристаллы апатита и рутила, тонкоагрегатные скопления лейкоксена. Резким преобладанием окрашенных слюд в базисе пород обусловлена его темная, местами почти черная окраска. Под микроскопом мы видим неправильные выделения кварца и альбита (0,01–0,1 мм), погруженные в чешуйчато-волокнустую массу слюд. Последняя имеет вид струй и петель, огибающих зерна альбита и кварца. Микротекстурный рисунок хорошо фиксирует особенности строения стекла, из которого первоначально состоял базис — полосчатость, перлитовое сложение, сферолоидные обособления кристаллического вещества. В шлифе видны эллипсоидальные кварц-полевошпатовые выделения радиального строения, погруженные в чешуйчатую массу серицита. Следует подчеркнуть, что серицит в базисе описываемых пород строго следует структурным особенностям первичного стекла. Таким образом, он девитрификационный, а не динамометаморфический, в чем заключается отличие этих пород от порфиридов, сходных с ними высоким содержанием серицита.

Химический состав порфириновых пород инъецирующего подтипа имеет следующие особенности. Высокое содержание слюды (фенгита) нашло отражение в повышенном количестве Al_2O_3 , MgO и K_2O . Следует подчеркнуть, что значительная часть содержащегося здесь кварца выполняет миндалевидные полости, которые в избытке присутствовали в первичном стекле. Таким образом, и здесь количество SiO_2 превышает то, которым обладал магматический расплав, и включает в себя окись кремния, привнесенную поствулканическими растворами в процессе девитрификации. В целом в породах как главного, так и инъецирующего подтипов содержание SiO_2 было на уровне 65–70%, а суммарное содержание щелочей около 8%. Это дает основание для предположения о трахилипаритовом первичном составе описанных пород.

Инъекционные и метасоматические явления во вмещающих алевролитах выражены отчетливо.

Взаимоотношения порфириновых тел с вмещающими породами отличаются интенсивным инъекционным проникновением порфиривого вещества в алевролиты как в нижнем, так и в верхнем контакте тел, отсутствием ассимиляции расплавом внешнего материала и отсутствием роговиковой перекристаллизации в алевролитах. В то же время алевролиты почти всюду на этом участке интенсивно переработаны метасоматически и превращены в белые фельзитовые породы кварц-альбитового состава, которые описываются далее под названием псевдофельзитов.

На фиг. 40 видно, что порфириновые породы чаще всего образуют в псевдофельзитах серии послонных жил (см. фиг. 40, а, б). Интересны случаи, когда послонные инъекции оказываются гораздо мощнее, чем разделяющие их слои



Фиг. 40. Соотношения кислых порфировых инъекций с белыми псевдофельзитами на склонах горы Гремучей

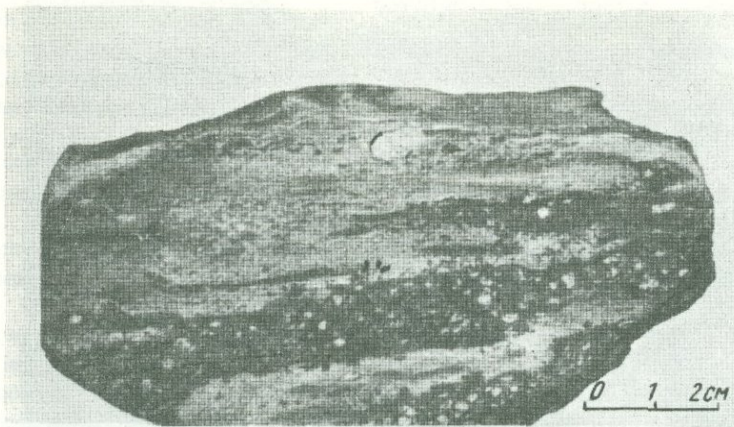
1 - кислые порфировые породы; 2 - псевдофельзиты по карбонатным алевролитам (штрихи - послойная отдельность); 3 - глинистые алевролиты; 4 - порфиитоиды

псевдофельзитов. Эти слои, сильно разобщенные проникшими между ними кварцевыми альбитофирами, заключены в них в виде тонких взаимопараллельных перегородок и могут создавать полное впечатление белых фельзитовых даек, секущих порфировые породы (см. фиг. 40, в, г, д). Перегородки псевдофельзитов местами распадались на целочки округленно-плитчатых и линзовидных включений в инъецирующих порфирах (см. фиг. 40, г, д, е). Следует отметить, что порфировый материал оказался способным к очень тонкому проникновению и в брекчированные псевдофельзиты, сохраняющие сплошное строение. В таких случаях количество цементирующего порфирового вещества может быть очень малым и оно образует разобщенные пятнообразные участки в массе псевдофельзитов.

Описанные инъекционные явления распространяются иногда на десятки метров от порфировых силлов, т.е. на расстояние, значительно превышающее их мощность. Все это приводит к тому, что фактически мы наблюдаем здесь чередование порфировых силлов с зонами, в различной степени инъецированными порфировым материалом. По этой причине некоторые тела порфировых пород можно оконтурить на карте лишь условно и приходится искать способы выделения между ними и вмещающими отложениями переходных зон инъецированных пород (см. фиг. 39).

Метасоматические явления наложили глубокий отпечаток на петрографический облик как порфировых пород, так и вмещающих их отложений. Из них отметим: 1) повсеместную альбитизацию порфировых пород, имевших первоначально липаритовый состав; 2) местную калишпатизацию альбитизированных порфировых пород; 3) кварц-альбитовый метасоматоз во вмещающих их отложениях. Кроме того, здесь наблюдаются и другие, обычные для девонских толщ Рудного Алтая, типы вторичной минерализации: серицитизация, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация пород.

Специального рассмотрения заслуживает кварц-альбитовый метасоматоз алевролитов, так как его результатом явились породы, подчас очень трудные



Фиг. 41. Инъекция порфировой породы в алевролите, испытавшем кварц-альбитовый метасоматоз

для диагностики. В осадочной толще можно видеть различные стадии перехода от неизмененных темно-серых алевролитов к более светлым разностям, затронутым метасоматозом. Некоторые алевролиты, по-видимому, имевшие первоначально карбонатный состав, изменены наиболее интенсивно и, будучи полностью замещены кварц-альбитовым агрегатом, превратились в псевдофельзиты. Процесс имел, таким образом, избирательный характер. На фиг. 40,б показан выступающий в рельефе пласт алевролитов, обладавших известковистым составом и превращенных в белые крепкие псевдофельзиты. Смежные слои испытали значительно менее интенсивное замещение: микробластический материал кварц-альбитового состава распределен в них в виде светлых пятен. Послойные прожилки порфирировых пород инъецирующего подтипа, проникающие в пласт "фельзитизированных" алевролитов, показаны на фиг. 41. Они насыщены альбитовыми вкрапленниками, которые заключены в темной массе фенгита. Вмещающие алевролиты уже близки к кварц-альбитовым метасоматитам, но сохраняют еще следы алевритового строения. Характерно, что близ таких прожилков в алевролитах нередко наблюдаются многочисленные порфиробласты альбита, т.е. явление, сходное с порфиризацией, описанной Г.Л. Поспеловым (1955). Образец (фиг. 42) взят из алевролитов, контактирующих с псевдофельзитами и показанных на фиг. 40,б. Таковы проявления метасоматоза, который приводит к образованию псевдофельзитов по алевритовым осадочным породам (Чернов и др., 1968).

Псевдофельзиты имеют белый, светло-серый, иногда слегка буроватый цвет. Макроскопически они чаще всего однородны, но иногда обнаруживают следы первичного слоистого сложения. В свежем изломе они имеют фарфоровидный облик. Чаще всего это белая афанитовая или весьма тонкозернистая масса, вполне подобная фельзиту, в которой нередко различаются выделения кварца и белого полевого шпата, имеющие вид фенокристов. Под микроскопом это микрозернистый агрегат альбита и кварца, в котором вкраплены выделения тех же минералов размером до 1 мм. Такая структура, порфиробластовая по происхождению, очень сходна с порфировой структурой эффузивов. Количественный минеральный подсчет показывает очень резкие колебания в содержании главных минералов. Отношение кварца к альбиту колеблется от 1:10 до 1:1, в среднем же оно довольно устойчиво и отвечает 1:2. Такие вариации в количественном минеральном составе явились, несомненно, следствием метасоматического образования псевдофельзитов.

Альбит во вкрапленниках — № 1-3, образует таблитчатые кристаллы, нередко с округлыми или овальными очертаниями. Характерно очень широкое развитие гломеробластовых агрегатов, содержащих до 10-15 кристаллов. Почти



Фиг. 42. Алевролит, подвергшийся кварц-альбитовому метасоматозу. Видны порфиробласты альбита. Полированный образец

все кристаллы сдвойникованы, преобладает альбитовый, встречаются аклиновый и периклиновый законы. Альбит в основной ткани, за редкими исключениями, не сдвойникован. Состав его такой же, как и в порфиробластах. Кварц в порфиробластах образует неправильные изометричные зерна, границы их местами изрезаны вследствие скелетного роста. В некоторых случаях такие зерна имеют нерезко выраженный габитус кристаллов, обладающих гранями пирамиды и призмы (табл. XIV, фиг. 3).

Основная ткань — микрозернистая масса кварца и альбита, со средним размером выделений 0,02 — 0,04 мм, в которой рассеяны скопления лейкоксена. Ее структура в целом сходна с фельзитовой (табл. XIV, фиг. 3), однако здесь характерна значительная микротекстурная неоднородность. В пределах шлифа обычно различаются пятнообразные или полосовидные участки с различной крупностью минеральных выделений. Часто в микрогранобластовой массе кварца и альбита с размером выделений 0,01—0,02 мм видны гнезда тех же минералов с размером выделений 0,1—0,2 мм. В других случаях такая же минеральная ткань имеет полосчатый характер и, по-видимому, наследуют тонкую слоистость первичных карбонатных алевролитов. Среди описанных пятнообразных и линзовидных участков есть и почти лишенные кварца скопления плотно сомкнутых тонких кристаллов альбита (0,1 мм длиной), внешне похожих на микролиты плагиоклаза в эффузивах пилотакситовой структуры. Неоднородность микротекстуры во многих случаях обусловлена брекчированностью первичных пород: участки, сложенные бластическими агрегатами с различной крупностью выделений, имеют угловатые очертания, вдоль их границ нередко вытягиваются цепочки мелких скоплений лейкоксена и микрочешуйчатого биотита. Такие цепочки, фиксирующие контуры обломков, исчезнувших при перекристаллизации, сохраняются даже тогда, когда метасоматическим процессом стерты все другие следы строения первичной породы. Микрочешуйчатый биотит и серицит наблюдаются в основной ткани также в виде волокнистых прокладок между выделениями главных минералов в кварц-альбитовой массе.

Химический состав псевдофельзита склона горы Гремучей обладает следующими особенностями. По общему химическому характеру порода близка к кислым альбитизированным эффузивам, однако отличается от них резко повышенным содержанием SiO_2 и щелочей, при этом содержание Na_2O (7%) значительно превышает то, которое было когда-либо встречено даже в полностью альбитизированных кислых эффузивах.

Отмечая сходство пород, называемых здесь псевдофельзитами, с кислыми эффузивами, суммируем факты, говорящие о том, что в действительности практически все их минеральное вещество является новообразованным.

1. Гетеробластовая основная ткань этих пород обнаруживает признаки развита по субстрату, имевшему тонкослоистую, местами брекчиевидную текстуру.

2. Вкрапленники альбита местами группируются в виде целочек вдоль трещин, которые хотя и залечены общим бластезом, но иногда различаются (табл. XV, фиг. 1).

3. В псевдофельзитах встречаются реликты замещавшихся алевролитов. Можно наблюдать различные стадии замещения их кварц-альбитовым агрегатом.

4. В псевдофельзитах встречаются органические остатки, обычно обломки скелетов и иглокожих, имеющие ячеистое строение (табл. XV, фиг. 2, 3).

Из сказанного следует, что здесь мы имеем пример гетерогенеза горных пород с довольно совершенной конвергенцией свойств, в результате чего возникли метасоматиты, очень сходные с палеотипными вулканическими фельзит-порфирами. Пока невозможно указать источник кварц-альбитового метасоматоза при их образовании, поскольку, однако, последние встречаются и в других местах в тесной ассоциации с порфиrowыми телами, наиболее вероятно связь этого типа изменений с порфиrowыми интрузиями, скорее всего с поствулканическим этапом их становления.

VIII. Порфиrowые породы в верховьях ручья Звездного.

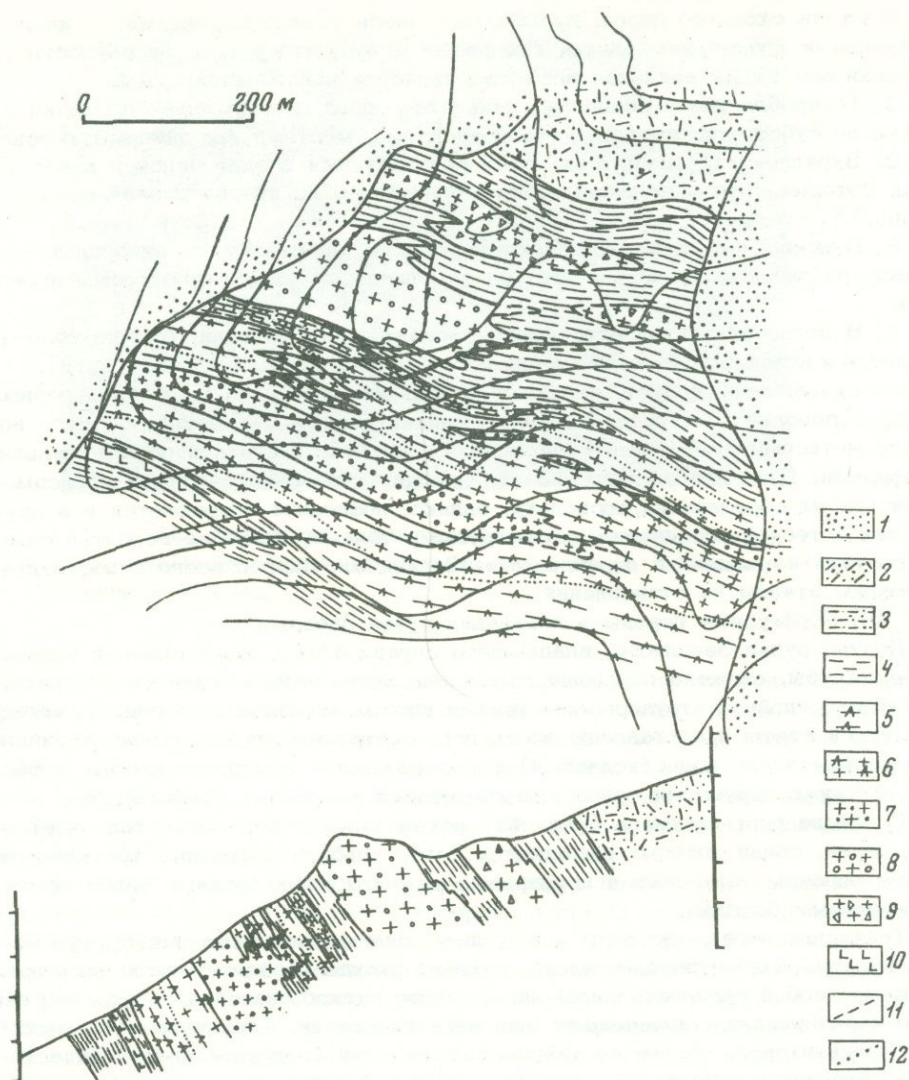
Долина ручья Звездного, впадающего справа в Убу, ниже слияния Черной и Белой Убы, сложена породами успешной свиты эйфеля – нижнего живета, которые послонно интродированы телами кислых порфиrowых пород. Отложения успешной свиты представлены здесь переслаиванием алевролитов и аргиллитов (в том числе известковистых) с подчиненными прослоями кислых туффов, а также зернистых туфов эпилипаритовых кварцевых альбитофиrow.

В районе горы Чекмарь (фиг. 43) вскрыты многочисленные тела порфиrowых пород, среди которых выделяются слабо альбитизированные трахилипаритовые порфиры (афиrowые и порфиrowые разности) и кварцевые альбитофиры с серицитовым базисом.

Трахилипаритовые порфиры – афиrowые, слагающие скалистый выступ горы Чекмарь, серые породы, часто с тонкой флюидалной полосчатостью – представляют собой раскристаллизованное кислое стекло, нередко со следами раннего брекчирования, залеченного при девитрификации. Структура этой массы микрофельзитовая, состав ее кварц-калишпатовый (относительное количество 1:2), вторичные минералы – альбит, серицит, биотит, сфен, гаматит, пирит. В протоочках встречены единичные знаки циркона, апатита и граната, а также галенита, сфалерита, халькопирита. Флюидалное сложение пород местами подчеркнуто полосовидным распределением калиевого полевого шпата, который слагает одни полоски почти целиком, другие же вместе с преобладающим количеством кварца. Характерна невысокая степень триклинности калиевого полевого шпата, определенная по порошкограммам: 0,3 (обр. 380); 0,2 (обр. 380-1); 0,2 (обр. 382).

Трахилипаритовые порфиры порфиrowой структуры слагают кулисообразно расположенные (или смещенные по разлому) межпластовые тела к северо-востоку от скалы Чекмарь. Их особенностью является резко выраженная текстура автобрекчирования. В них различаются вкрапленники – розоватые таблички калиевого полевого шпата (до 3 мм) и округлые, или оскольчатые выделения сероватого кварца (1-1,5 мм). Содержание вкрапленников от 15 до 50% объема пород. В основной массе, состоящей на 65-70% из калиевого полевого шпата и на 30-25% из кварца, присутствуют также альбит, биотит, гидробиотит, хлорит, лейкоксен. Аксессуары – циркон, сфен, апатит.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках – нерешетчатый микроклин: угол 2V, измеренный в шести шлифах на участке размером 20 × 20 м, составил: 70; 72; 80; 82; 70; 86° (-). Показатель преломления: $n_p = 1,521$; $n_g = 1,528$. Степень триклинности составила в трех пробах: $\Delta = 0,2$; 0,7; 0,6.



Фиг. 43. Схематическая геологическая карта района горы Чекмарь (составлена Э.Д. Фромбергом и В.И. Черновым)

1 - рыхлые накопления кайнозоя; 2-4 - отложения среднего девона: туфы кислые (2), туффиты (3), алевролиты (4); 5 и 6 - зоны кварц-альбитового метасоматоза в алевролитах: умеренного (5) и интенсивного (6); 7 - кварцевые альбитофиры с серицитовым базисом; 8 и 9 - трахилипаритовые порфиры афировые (8) и порфиоровые (9); 10 - диабазы; 11 - предполагаемые геологические границы; 12 - условные границы пород, связанных переходами. Разрез проходит по водораздельной гряде

В основной массе наряду с фельзитовым и микропйкилитовым строением широко распространены радиально-сферические формы кристаллизации вещества, в основном - сферокристаллы калиевого полевого шпата и кварц-полевошпатовые макросферолиты. Сферокристаллы калиевого полевого шпата, размером до 1-2 мм, нередко слагают пород почти целиком, сростаясь друг с другом в сплошную массу. В других случаях видны макросферолиты размером до нескольких миллиметров, заключенные в фельзитовой промежуточной ткани.

Их строение вполне подобно показанному для верхнедевонских эффузивов на фиг. 23. Флюидальная полосчатость, унаследованная от стекла, нередко подчеркнута полосовидным распределением сросшихся сферокристаллов калиевого полевого шпата или же его аксиолитовыми полосами. Нередки и следы перлитового строения. Структура пород усложнена кварц-адуляровыми гнездами, выполняющими промежутки между сферолитами и образующими миндалины. Автобрекчированный характер пород выражается в оскольчатой форме многих растащенных кристаллов кварца и в признаках интенсивного разламывания базиса, благодаря чему породы приобрели микропятнистый облик, подчеркнутый быстрой сменой участков с различными структурами. Брекчирование базиса происходило еще при его стекловатом состоянии.

Кварцевые альбитофиры с серицитовым базисом образуют в алевролитовой толще многочисленные послонные инъекции, весьма тонко проникающие вдоль слоистости. Показанные на фиг. 43 тела серицитовых порфиров представляют собой по существу зоны в алевролитах, густо насыщенные порфировыми инъекциями, нередко миллиметровой толщины. Характерно, что алевролиты в зонах, инъецированных порфировым материалом, подверглись кварц-альбитовому метасоматозу и часто превращены в белые псевдофельзиты, такие же, как на горе Гремучей.

Кварцевые альбитофиры этого типа — темные породы, в которых вкрапленники альбита и кварца заключены в афанитовой зеленовато-серой, иногда почти черной основной массе. Нерешетчатый калиевый полевой шпат присутствует в виде реликтов во вкрапленниках альбита, до альбитизации он был, по-видимому, главным, если не единственным полевым шпатом в порфировых выделениях.

Базис этих пород в большинстве случаев — микрочешуйчатая масса серицита, близкого по свойствам к маложелезистому фенгиту ($n_D = 1,548$; $n_g = 1,588$). Флюидально-полосчатая микротекстура этих пород и их перлитовое сложение указывают на стекловатое первичное состояние и, следовательно, на то, что слюдястая минеральная ткань в базисе этих пород явилась результатом девитрификации. В заключение характеристики участка отметим, что через него проходит зона калишпатизации осадочных и вулканических пород, более поздней, чем альбитизация и связанной, по-видимому, с верхнепалеозойскими гранитами. Результатом явился решетчатый микроклин, образующий микробластические выделения в алевролитах.

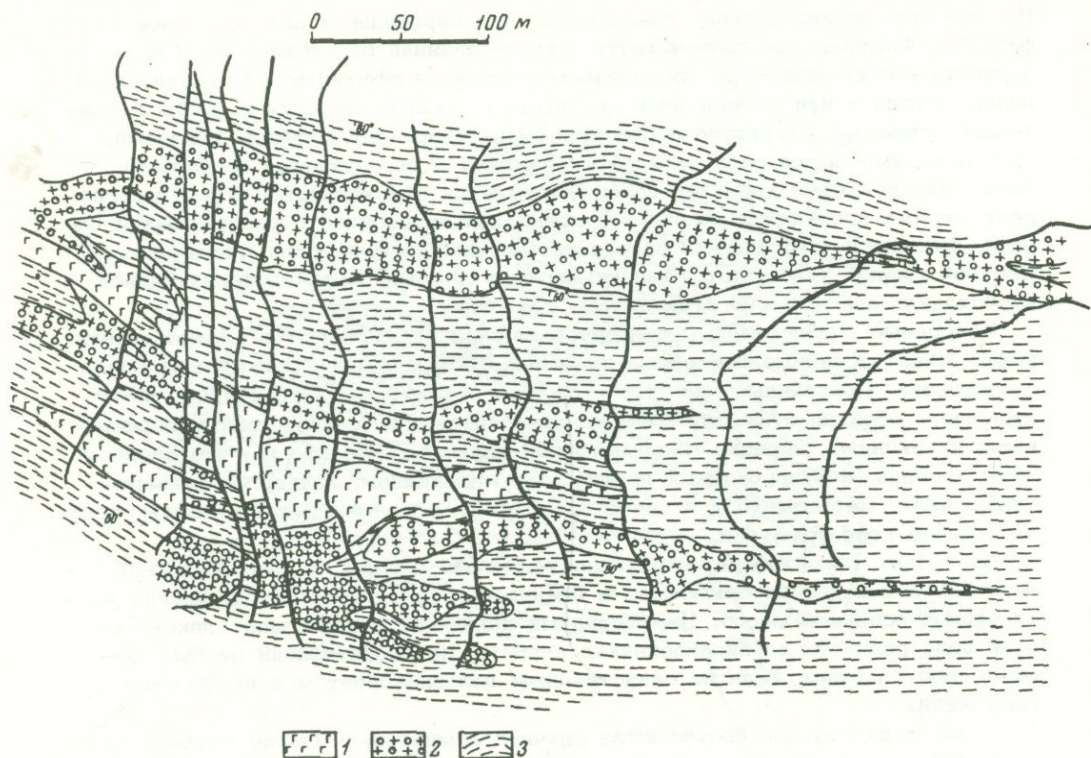
Описанные тела принадлежат к мощному поясу порфировых интрузий, проходящему в северо-западном направлении через верховья р. Убы. Их общей особенностью является широкое развитие особой формы порфировых образований — серицитовых инъецирующих порфиров, сопровождающих силлы порфировых пород с фельзитовым базисом. Характерно здесь и развитие в ассоциации с порфирами кварц-альбитовых метасоматитов по алевролитам.

IX. Кварцевые альбитофиры в карьере Зыряновского рудника.

Тела кислых порфировых пород, играющие большую роль в строении Зыряновского рудного поля, локализованы в основном в маслянской и отчасти в ревнюшинской свитах эйфеля. Они залегают в крыльях Ревнюшинской антиклинали и протягиваются в виде зоны далее на северо-запад в пределы Путищевско-Малеевского рудного поля. Многие исследователи касались их характеристики при поисково-разведочных и тематических работах (С.М. Глебов, В.В. Груза, Н.Л. Бубличенко, А.И. Семенов, М.В. Ташина, М.А. Кузьменко, А.К. Каюпов, Е.А. Флеров, В.А. Ким, М.Г. Хисамутдинов, Ф.К. Шипулин, С.А. Солтан, Т.Я. Казанцева, Г.Ф. Яковлев, В.Д. Баранов, Р.М. Даутов, И.А. Санаров, Е.А. Никитин, Л.В. Иншин, В.М. Ишшина, Э.А. Цвиев и др.).

Особенность описываемых пород — вполне эффузивный облик и распространенность брекчиевидного строения, благодаря которому они часто имеют сходство с кристаллокластическими туфами.

Морфология тел довольно сложна (фиг. 44), характерно незначительное развитие среди них даек и резкое преобладание неправильных грубопластообраз-



Фиг. 44. Схематическая геологическая карта западной части карьера Зырянского рудника (по П.И. Еремееву с изменениями)

1 - габбро-диабазы; 2 - кварцевые альбитофиры эпилипаритовые и эпитрахилипаритовые (местами превращены в порфиroidы); 3 - алевролиты карбонатные маслянской свиты (эйфель). Жирными линиями проецируются вертикальные стенки уступов

ных или линзовидных форм, осложненных резкими раздувами и пережимами. При общем согласном залегании таких тел в толще слоистых алевролитов они нередко образуют ветвящиеся и тупо выклинивающиеся формы, а их контакты в ряде случаев пересекают напластование вмещающих пород. Разведочными работами эти тела прослежены по падению до 700 м без признаков выклинивания.

Контакты тел с алевролитами резкие, контактовое воздействие - слабо заметная роговиковая перекристаллизация алевролитов с развитием кварца, серицита и магнетитовой пыли. Эндоконтактовые явления в порфировых телах также выражены нерезко - более мелкопорфировая структура в зоне шириной 2-3 м.

Некоторые авторы подчеркивают присутствие в составе описываемых тел, наряду с кварцевыми альбитофирами, также и существенно калишпатовых разновидностей (Ким, 1957а, б; Каюпов и др., 1957). По нашим данным, однако, это не два петрографических типа, а породы, имевшие трахилипаритовый состав, которые в различной степени альбитизированы и в большинстве случаев приобрели состав кварцевых альбитофиров. Учитывая это, мы описываем порфиры Зырянского карьера под собирательным названием "кварцевых альбитофиров".

Для внутреннего строения тел характерны признаки двухэтапного формирования пород: преобладающая разность светлая зеленовато-серая, местами она образует эруптивную брекчию, сцементированную более темными зеленовато-серыми порфирами. В виде инъекций в светлых порфирах и в алевролитах экзоконтактовой зоны наблюдаются также кварцевые серицитолиты, вполне по-

добные описанным на Лениногорском рудном поле (Курек, 1948; Щерба, 19576; Чернов, 1969а).

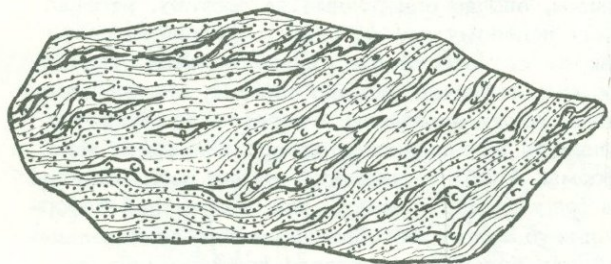
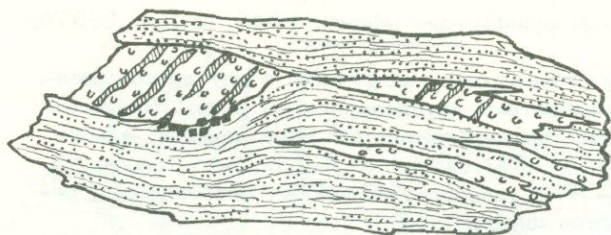
Кварцевые альбитофиры главного подтипа в случае повышенного содержания вкрапленников приобретают крупнозернистый облик. Приведем количественный минеральный состав типичной разности. Вкрапленники: альбит (2–3 мм) – 10%; кварц (2–3 мм) – 15%; биотит (0,5–1,0 мм) – менее 5%. Основная масса: альбит и кварц – 40% (раздельный подсчет невозможен); серицит 20%; хлорит 10%; встречается циркон.

Альбит № 2–5 образует кристаллы, вполне однородные по составу, нередко с признаками развития по калиевому полевому шпату, реже – по плагиоклазу. Кварц во вкрапленниках в большинстве случаев крайне сильно изрезан бухтами основной массы. Биотит – идиоморфные таблички, обычно смятые, иногда расслоенные по спайности и вспученные, всюду замешены агрегатом мусковита и хлорита. Подчеркнем распространенность вкрапленников кварца и альбита явно обломочной, иногда оскольчатой формы. Удаётся выделить стадии разламывания вкрапленников и растаскивания их фрагментов, очевидно, при пластичной деформации окружающей массы. В результате такого автобрекчирования значительная часть порфиров данного типа приобрела большое сходство с кристаллокластическими туфами, почему их иногда и называют на практике "туфовидными порфирами".

Базис пород – продукт разложения кислого стекла, часто сохраняющий следы микрофлюидального и перлитового строения. Обычно он представляет собой массу серицита, густо вплетенного в микрозернистую (0,01–0,05 мм) кварцевую ткань, с некоторым количеством альбита. Прокрашивание показало отсутствие здесь калиевого полевого шпата. Хлорита в этой массе значительно меньше, чем серицита. Часто в ней присутствуют скопления анкерита. Эпидот во всех разностях порфировых пород практически отсутствует. Основная масса имеет микрогнейсовидное сложение: серицит и подчиненный хлорит образуют полоски, с которыми чередуются полоски существенно кварцевого состава. Всюду можно видеть, что чешуйки серицита в серицит–кварцевой ткани имеют субпараллельную ориентировку, местами обособляясь в виде струйчатых и линзовидных скоплений. Последние совпадают с флюидально–полосчатым рисунком исходного стекла, следовательно, такая сланцеватая текстура является ранней, сформированной при разложении стекловатых пород в кварц–серицитовый агрегат. Девитрификация происходила до полного затвердевания стекла, в котором еще продолжались пластические деформации.

Кварцевые альбитофиры инъекционного подтипа слагают не более 10–15% объема порфировых тел. От предыдущих пород они отличаются довольно темной серовато–зеленой окраской. Эти кварцевые альбитофиры вполне сходны с главным подтипом размерами и содержанием вкрапленников. Однако они имеют и отличия, из которых главными являются: 1) присутствие во вкрапленниках большего количества мусковитизированного биотита, кристаллы которого выглядят, обычно, вспученными и расслоенными; 2) более резко выраженная "туфовидная" структура благодаря угловатой и оскольчатой форме многих вкрапленников кварца и альбита; 3) почти сплошь серицитовый состав первично–стекловатого базиса. Последний иногда сохраняет флюидально–полосчатое и перлитовое строение, которое, однако, обычно стерто микрогнейсоватостью, резко проявленной благодаря чешуйчатому строению основной массы. Микрофельзитовый материал составляет обычно 15–20% объема базиса, в некоторых разностях он почти исчезает и такие породы приобретают все особенности порфировых кварцевых серицитолитов, которые для краткости можно именовать серицитолит–порфирами.

Порфировые кварцевые серицитолиты образуют короткие, быстро выклинивающиеся жилы мощностью до 10–15 см. Часто это мелкие тела ключевидной формы, имеющие вид перемятых и многократно пережатых жил, что особенно четко выражено в случае залегания их среди алевролитов (фиг. 45). Иногда такие образования имеют четковидное расположение и связаны друг с другом миллиметровыми серицитовыми проводничками. При изучении подобных образо-



0 10 см

Фиг. 45. Форма нахождения кварцевых порфировых серицитолитов среди карбонатно-глинистых алевролитов в карьере Зырянского рудника, Черное — пирит. Видны поперечные прожилки кварца

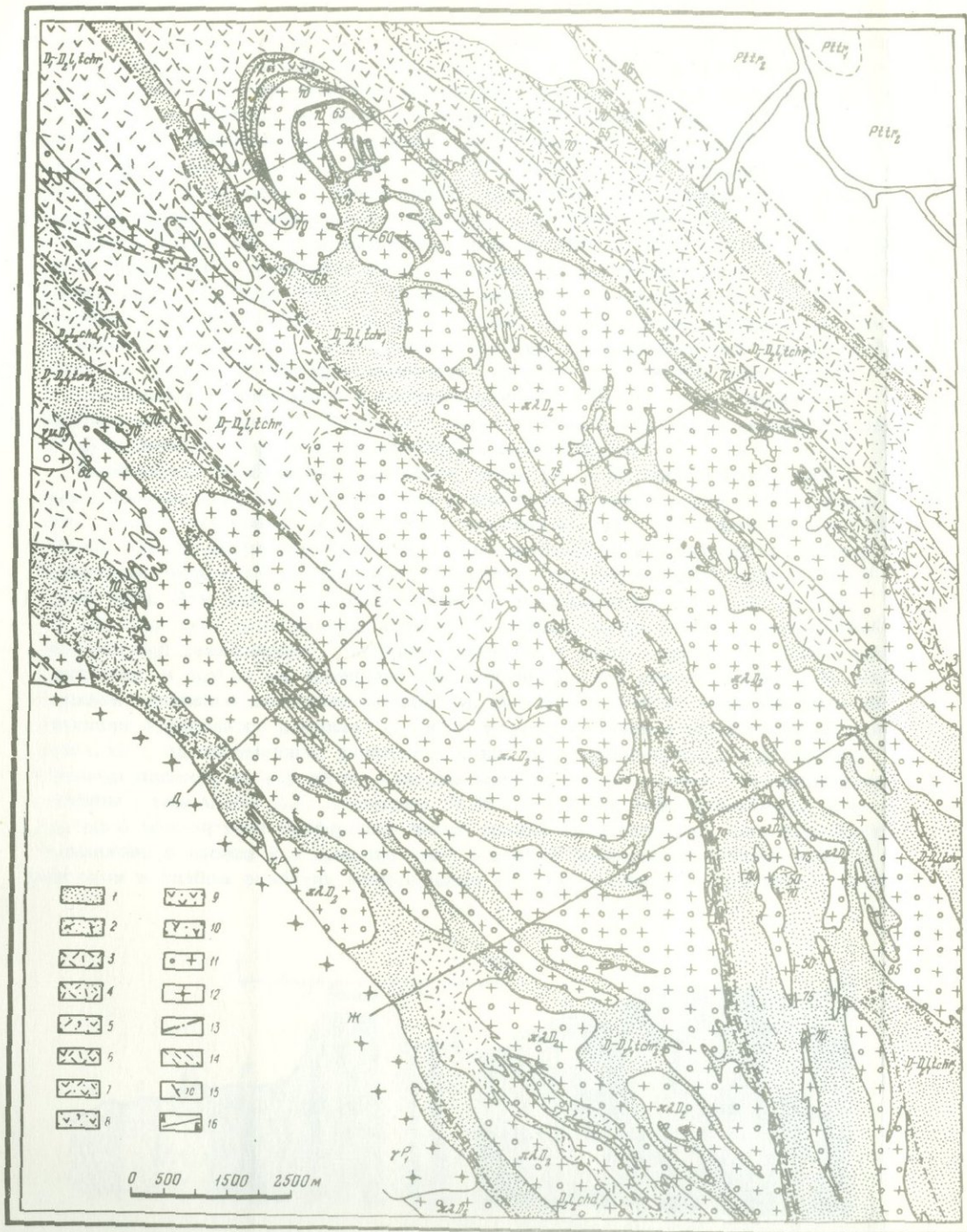
ваний возникает представление об инъекциях порфирового вещества в интенсивно сминаемую среду. Отсутствие следов дробления алевролитов, содержащих такие порфировые образования, позволяет предполагать, что в момент деформации материал осадочной толщи еще не был литифицирован. В то же время в порфировых серицитолитовых жилах местами видны серии поперечных кварцевых прожилков, т.е. деформация жил продолжалась и после их затвердевания, но еще при вполне пластичном состоянии алевролитов.

Серицитолиты содержат 5–10% вкрапленников размером 0,5–2 мм, в которых представлен почти исключительно кварц и изредка альбит. Основная масса фиштакково-зеленая, мягкая, воскоподобная, представляет собой почти сплошную серицитовую массу с небольшим количеством хлорита, содержащую пятнообразные скопления анкерита. Местами она сохраняет следы флюидально-полосчатой текстуры, столь характерной для кислых стекол. Таким образом, мы наблюдаем здесь случай мощной серицитизации витрофирового базиса в жилах кислых порфировых пород, как это было уже отмечено для аналогичных пород на горе Сокольной (Чернов, 1969а). Как показывают химические анализы, девитрификация этого типа приводит к существенному изменению химического состава вещества.

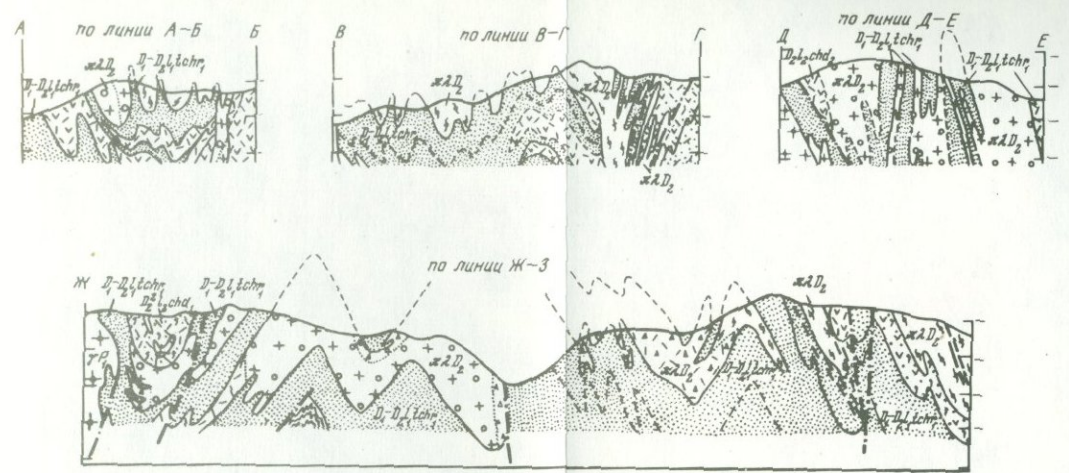
Кварцевые альбитофиры макрополосчатого сложения распространены в пределах описываемых тел весьма широко, преимущественно в приконтактных зонах. В породах наблюдается чередование полос двух типов, имеющих одинаковую порфировую структуру, но различающихся окраской — светлых, почти белых и темных зеленовато-серых. Ширина их от нескольких миллиметров до 20–25 см, протяженность до нескольких метров, границы между ними резкие, встречаются разности, в которых светлые полосы нарушены трещинами и сцементированы материалом темных. Сложные флюидальные изгибы полосчатости, несомненно, отражают течение порфирового вещества. Светлые полосы сложены материалом, петрографически тождественным описанным выше порфировым породам главного подтипа. Темные вполне отвечают характеристике порфиров инъецирующего подтипа. Порфировые породы в темных полосах содержат на несколько процентов меньше SiO_2 (например, 65% против 70%), на 2–3% больше Al_2O_3 , на 1–3% больше K_2O . Объемное отношение светлого порфирового вещества к темному варьирует в больших пределах, на трех разных участках оно оказалась следующим: 80:20; 50:50; 70:30.

Х. Порфировые породы в верховьях Хамира и Тегерека.

Эти породы являются частью пояса, который протягивается с Южного Алтая (район оз. Марка-Куль) вдоль Холзуинско-Сарымсактинской подзоны Белоубин-



Геологические разрезы

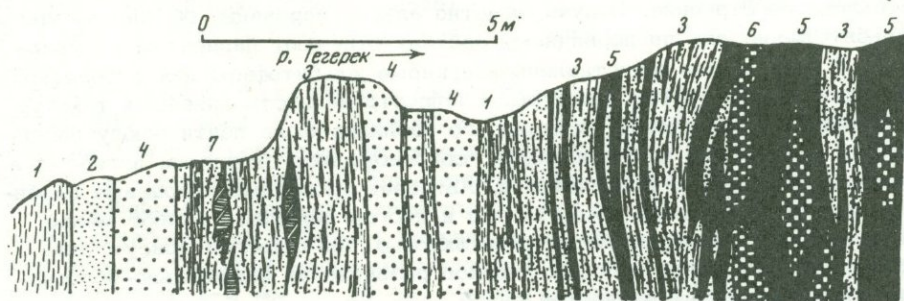


Фиг. 46. Геологическая схема верховьев рек Хамира и Тегерека. По Д.Г. Ажгирю, Р.М. Ажгирей и В.В. Коробову

1 - карбонатные алевролиты; 2 - туфогенные песчаники; 3 - кварцевые альбитофиры; 4 - туфы кварцевых альбитофиров; 5 - туфы дацитовых порфиров с прослоями алевролитов; 6 - дацитовые порфиры; 7 - туфы дацитовых порфиров; 8 - туфы андезитовых порфиров с прослоями алевролитов; 9 - туфы андезитовых порфиров; 10 - туфы смешанного состава; 11 - интрузивные кварцевые альбитофиры; 12 - граниты; 13 - разломы; 14 - зоны расслаивания; 15 - элементы залегания; 16 - линии разрезов

ского синклинория. Длина его превышает 300 км, ширина варьирует от нескольких километров до 15–20 км. Эти породы, имеющие вполне эффузивный облик, трактовались многими авторами как продукт вулканических извержений, однако за последнее десятилетие были получены данные, позволяющие считать их магматическими внедрениями (Нурбаев, 1963; Ажгирей и др., 1968). Геологосъемочными работами (Г.Д. Ажгирей, Р.М. Ажгирей, В.В. Коробов) установлено, что они представляют собой sillы, залегающие многоярусно в среднедевонской толще и изгибающиеся в согласии с ее складчатой структурой (фиг. 46). Мощность таких тел от нескольких метров до 500 м. В сочетании с пластовыми встречаются и трещинные тела. Осадочно-вулканогенная толща, вмещающая порфиновые тела, представлена в своей нижней части черневинской свитой (кобленц – нижний эйфель), которая состоит из аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, часто известковистых. В верховьях рек Хамира и Тегерека в составе свиты преобладающее значение приобретают туфы и лавы базокварцевых альбитофиров и альбитизированные базальтовые порфириты. Верхняя часть разреза – хайдунская свита среднего эйфеля, сложенная кислыми вулканитами (туфы и лавы кварцевых альбитофиров).

Характерная особенность контактов таких тел – интенсивное и сложное проникновение порфирового вещества в алевролиты как в подошве пластовых тел, так и в их кровле. Пример этого показан на фиг. 47. Здесь песчано-глинистые породы несут заметные следы расщепления и проникнуты линзами первично-стекловатого порфирового вещества, инъецировавшего вдоль тонкой слоистости. Эти линзы и полосы толщиной в миллиметры и длиной до 10–15 см, содержат вкрапленники альбита и кварца, погруженные в чешуйчатый серицитовый девитрификат. Материал инъекций в одних случаях несколько расщеплен, в других же проникает вдоль поверхностей расщепления, не обнаруживая признаков динамометаморфизма. Все это вызывает представление об инъекции порфирового расплава в алевролиты в обстановке динамических воздействий с одновременным развитием в них расщепления. Другой пример сложных явлений на контактах описываемых тел представляют "брекчиевидные апофизы", описанные Д.Г. Ажгиреем, Р.М. Ажгирей и В.В. Коробовым. Контактное воздействие порфировых пород крайне незначительно. Оно выражается (одинаково в кровле и в подошве тел) в слабой перекристаллизации пород и местами в слабом развитии минеральных новообразований (гидробиотит, изред-



Фиг. 47. Строение зоны контакта порфирового тела с песчано-глинистой толщей эйфеля. Вид в плане. Скальное ложе р. Тегерек. Документировано В.И.Черновым и Д.Г. Ажгиреем

1 – глинистые алевролиты филлитизированные; 2 – мелкозернистые песчаники и алевролиты вулканомиктовые; 3 – те же породы, тонко импренированные кислым стеклом; 4 – туффиты кислые, литокластические, средне- и крупнозернистые; 5 – кислое флюидально-полосчатое стекло, разложенное в серицитовый агрегат, автобрекчированное; 6 – то же без резких признаков брекчирования; 7 – жилы ортоклаза, содержащие лестничные прожилки кварца

Таблица 16

Приближенный количественный минеральный состав порфировых пород междуречья Хамир - Тегерек, в объемн. %

№ обр.	Вкрапленники		Базис	
	содержание	состав	содержание	состав
66	28	Кварц - Альбит - Калиевой полевой шпат - Биотит -	72	Фельзитовый и микропойкилито- агрегат (альбит: кварц: калиевый полевой шпат: =1:1:1) - 65 Серицит и хлорит - 7
284/2	10	Кварц - Калиевый полевой шпат -	90	Адуляр - 70 Кварц - 20
119-2-1	-	-	100	Микроагрегат альбита, калиевого полевого шпата и кварца (1:3:2) - 50 Сплошная, серицитовая масса - 30 Каолинизированное стекло - 20
522	5	Кварц - 5	95	Сферокристаллы адуляра - 50 Сплошные серицитовые скопле- ния - 40 Рассеянный кварц - 5

ка турмалин) в пределах зон шириной до 10-15 см. В известковистых алевролитах при этом развивается гранобластовый кальцит.

Внутреннее строение порфировых тел характеризуется тем, что всюду, даже внутри самых мощных из них, породы имеют вполне эффузивный облик и первично-стекловатое строение. Будучи заметно альбитизированы, обычно до кварцевых альбитофигов, они по первичному составу отвечают липаритам и трахилипаритам. В составе тел представлены кварцевые альбитофиры как однородной, так и флюидално-полосчатой текстуры. Распространенность линейных текстур позволяет видеть, что течение твердеющего расплава было почти всюду проявлено резко и редко было прямолинейным, сопровождаясь сложными изгибами и завихрениями флюидалной полосчатости. Автобрекчированные кварцевые альбитофиры встречены в различных частях тел и иногда целиком слагают менее мощные из них. Из особенностей эндоконтактных зон отметим присутствие здесь пузыристых порфиров и более широкое развитие их флюидално-полосчатых и автобрекчированных разновидностей.

В составе пород резко преобладают кварц, альбит и калиевый полевой шпат, большую роль играет серицит, распространены хлорит, гидробиотит, каолинит, карбонаты, пирит и гидроокислы железа. Встречаются вкрапленники хлоритизированного биотита. Аксессуары: магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит, турмалин, кроме того, в протолочках были обнаружены ильменит, рутил, гранат, галенит, сфалерит, халькопирит. Из всех минералов лишь кварц вкрапленников, реликтовый калиевый полевой шпат и аксессуары являются первичными, остальные представляют собой продукты эпигенетических преобразований пород, в том числе фельзитовой девитрификации, замещения стекла адуляром, серицитом и каолинитом, альбитизации полевых шпатов и др. Вследствие этого количественный минеральный состав пород очень непостоянен (табл. 16). В

составе описываемых тел преобладают мелкопорфировые разности пород, но встречаются и крупнопорфировые (до невадитовых). Кварц во вкрапленниках стекловидный, слегка сероватый, представлен округленными зернами размером до 4 мм, редко сохраняющими дипирамидальную форму вследствие весьма интенсивной изрезанности контуров.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках представлен короткотаблитчатыми кристаллами размером редко более 1 мм, нерешетчатыми, изредка сдвойникованными по карлсбадскому закону. Альбитизация их большей частью интенсивная, нередко полная.

Результаты измерения ортоскопическим методом: $N_g \angle (010) = 2, 6, 4, 5^\circ$, $2V = 78, 77, 80, 79, 80^\circ$. В базисе калиевый полевой шпат распространен широко, но исключительно в виде адуляра. Это агрегаты мелких (0,1–0,1 мм) выделений неправильной формы, удлиненные призмы с ромбовидным поперечным сечением и сферокристаллы. Адуляр нередко частично или полностью альбитизирован.

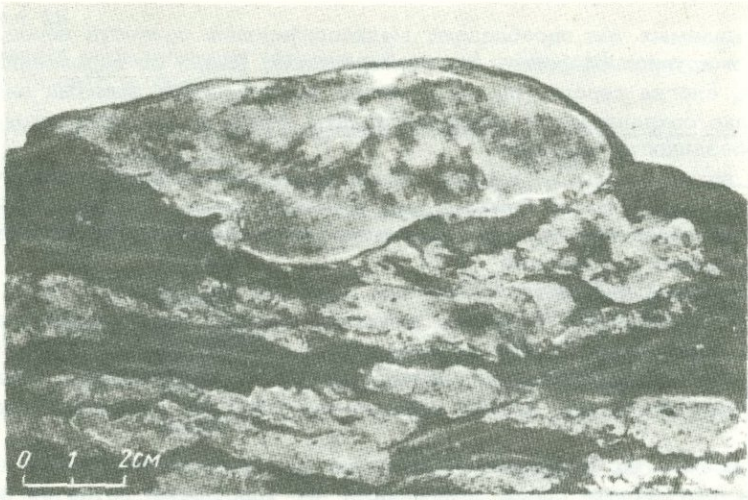
Альбит повсеместно обнаруживает признаки развития по калиевому полевому шпату и роль плагиоклаза среди замещенных им кристаллов остается неясной. Первичный плагиоклаз встречен не был. Альбитовые псевдоморфозы во вкрапленниках имеют однородный состав и обычно не превышают основностью № 5. Тот же состав имеет альбит в базисе пород.

Описываемые породы имеют во всех случаях аповитрофиновый базис, наиболее распространенными структурами которого являются фельзитовая, микропоякилитовая, микросферолитовая. Наряду с этим в порфировых породах района часто бывают видны такие особенности строения, которые резко выражаются в их макроскопическом облике и дают основание подразделить их на разновидности, требующие самостоятельного описания. Ниже приведена их краткая характеристика.

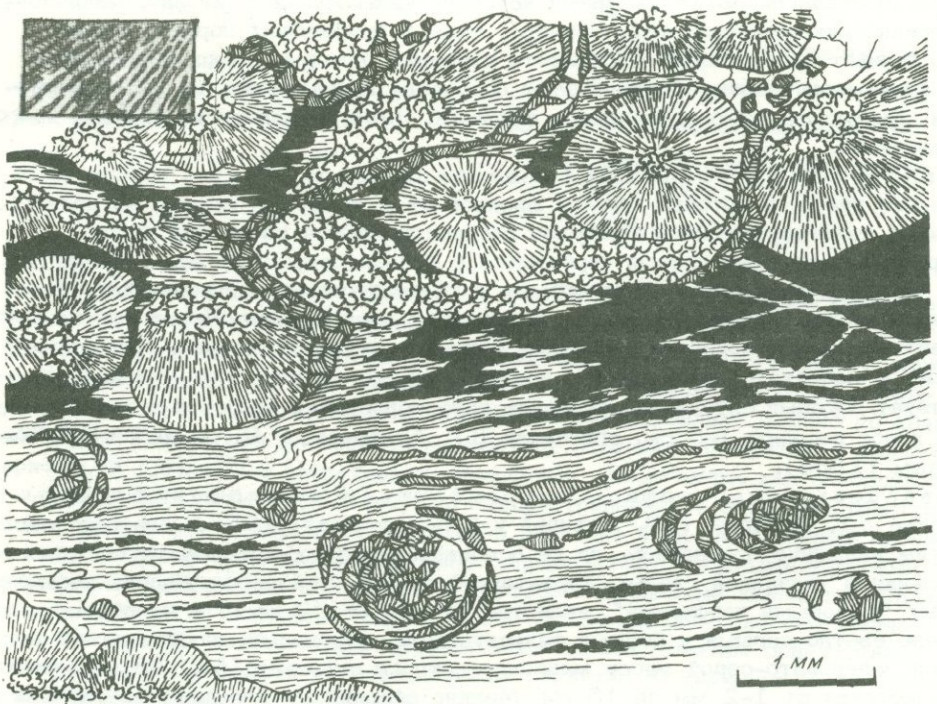
Кварцевые альбитофиры флюидально-полосчатые – породы темно-серого цвета, в которых полосы шириной от 1 до 5 мм, сложно изгибаясь, образуют текстуру течения. Наиболее распространенные сочетания полос: 1) криптофельзитовые полосы чередуются с фельзитовыми; 2) фельзитовые полосы чередуются с микропоякилитовыми и сферолитовыми; 3) чередуются фельзитовые полосы, различающиеся по содержанию рудной пыли. Некоторые из фельзитовых полос содержат обильные микрочастицы турмалина, ориентированные по полосчатости, в других, вполне сходных полосах этот минерал отсутствует. Особый случай представляет грубополосчатая текстура с чередованием полос шириной 1–5 см, описанная Д.Г. Ажгиреем, Р.М. Ажгирей и В.В. Коробовым (1968).

Кварцевые альбитофиры макросфероидного сложения описаны в статье Д.Г. Ажгирей, Р.М. Ажгирей и В.В. Коробова (1968), поэтому мы обратим внимание в основном на те особенности пород, которые не получили освещения в указанной статье. Характерной чертой этих пород, иногда называемых "шаровыми порфирами", является то, что от 20 до 80% их объема сложено светло-серыми и белыми фельзитовыми сфероидами, заключенными в темной зеленовато-серой массе микроагрегатного строения (фиг. 48). Размер их колеблется от 1–2 мм до 15 см. Мелкие сфероиды в большинстве случаев шарообразны, однако, чем больше их размер, тем более резко проявляются в них различные вытянутые формы – эллипсоидальные, до сигаровидных, реже уплощенные в виде лепешек. Удлиненные сфероиды образуют флюидально изгибающиеся цепочки, иногда сливаются в четковидные полосы. Промежуточная масса афанитовая, часто мягкая, воскоподобная вследствие богатства серицитом.

Сфероиды, как правило, зональные: наружная зона сложена белым фельзитом, внутренняя – зернистым серым кварцем. В более крупных сфероидах в центре кварцевого ядра встречаются полости, заполненные кристаллами железистого карбоната (сидерита, или анкерита), иногда адуляра. В некоторых случаях в центре сфероидов находятся фенокристаллы кварца или калиевого полевого



Фиг. 48. Фельзитовые сфериды заключены в серицитовой массе, образовавшейся по вулканическому стеклу. Полированный образец.



Фиг. 49. Детали строения сфероидного кварцевого альбитофира. Видны кварц-альбитовые сфериды радиального строения, зернистые агрегаты кварца (иногда с альбитом), адуляр (плотная штриховка), каолинит (черное). Белое в гнездах и прожилках - кварц. Фон - чешуйчатая масса серицита

шпата, размером 1–2 мм. Относительная ширина зон самая различная: на долю внешней, фельзитовой, зоны приходится обычно 70 – 90% поперечника сфероидов, но нередко она составляет всего 25–30% от ширины поперечного сечения. Это обстоятельство следует подчеркнуть, так как оно исключает вероятность образования такой зональности путем сегрегации гомогенных сфероидов, иначе пришлось бы допустить, что сфероиды, обособляясь из расплава, имели самый различный состав.

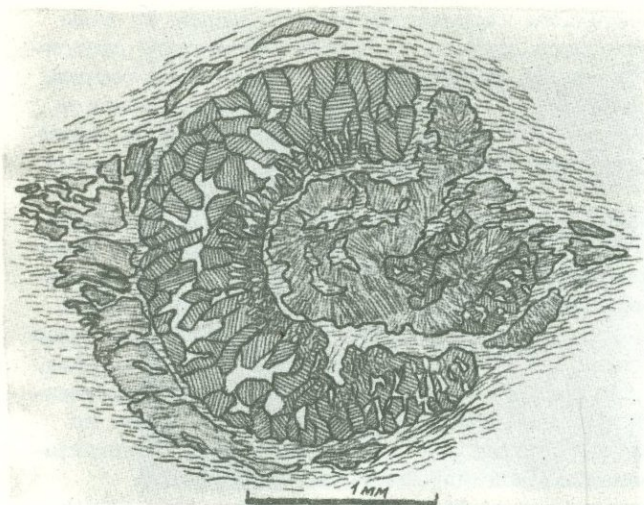
Под микроскопом (фиг. 49) фельзитовый материал сфероидов вполне подобен тому, который описан выше в кислых эффузивах снежиревской свиты, имеющих то же сложение. Промежуточная между сфероидными масса афировая, первично–стекловатая, часто сохраняющая следы перлитового строения. В одних случаях это фельзитовый кварц–калишпатовый (альбитовый) агрегат, состоящий на 25–30% из скоплений серицита, в других – почти сплошная масса адуляра, в третьих – чешуйчатая ткань сплошного серицита. Последний случай заслуживает внимания, поскольку здесь наблюдается явление, уже знакомое нам по порфирическим телам лениногорско–зырянского типа, где аддитивная девитрификация привела к замещению кислых стекол хлорит–серицитовой массой.

Для суждения о природе структурных особенностей описанных сфероидных порфиров важно учесть тот факт, что шаровые обособления участвовали в процессе течения расплава, пластично деформируясь, нередко слипаясь и сливаясь в полосы. Сфероиды имеют резкую границу с промежуточной массой и легко выпадают из нее, оставляя ниши. Приняв во внимание эти факты и проанализировав различия в химическом составе сфероидов и промежуточной массы, Д.Г. Аджирей, Р.М. Аджирей и В.В. Коробов (1968) пришли к выводу, что сфероиды явились результатом ликвации липаритового расплава, благодаря которой более кислая его фаза обособилась среди более основной в виде шаров. Следует, однако, отметить, что различия в химическом составе сфероидов и промежуточной массы не настолько значительны, чтобы можно было предполагать их несмесимость в расплавленном состоянии. Кроме того, относительное объемное количество сфероидов и цемента сильно варьирует при довольно постоянном общем химическом составе пород. В случае ликвации такие колебания в относительном количестве двух образующихся фаз были бы невозможны.

Чем же в таком случае объяснить существенные отличия сфероидов от промежуточной массы по составу и структуре? Причина лежит, по-видимому, в двухэтапности девитрификации и в различной форме ее развития в сфероидных и в цементе. Выделение сфероидов представляло собой такую форму затвердевания расплава, при которой превращение его в стекло происходило сначала вокруг газовых пузырей (заполненных затем кварцем) и вкрапленников. Девитрификация этих сферических выделений в фельзитовый агрегат происходила еще до затвердевания окружающего расплава. Вторым этапом затвердевания породы явилось образование стекловатой массы между сфероидными и ее девитрификация, на этот раз под воздействием активных, богатых калием поствулканических растворов с существенным привнесом и выносом вещества.

Порфирические породы с адуляризованным базисом заслуживают особого внимания, так как ими во многом определяется петрографическая и химическая специфика описываемых порфирических тел. Достаточно сказать, что резко повышенная калийность порфиров хамирской и тегерекской группы связана в основном с их адуляризацией. Это явление, которое, с одной стороны, является органической частью вулканического процесса, а с другой, несомненно, искажает первичные химические особенности пород, ставит перед исследователем ряд генетических вопросов. Та или иная степень адуляризации встречается в порфирах данного типа почти повсеместно. Она развита в самых различных частях порфирических тел и по всей их мощности. Результатом ее явилось замещение стекловатого базиса пород адуляризованным или же кварц–адуляризованным агрегатом, обычно с сохранением и, даже, подчеркиванием структурных особенностей стекла.

В порфирических породах полосчатого сложения адуляр и кварц образуют вытянутые по полосчатости гнезда длиной до 5–6 мм. В них длиннопризматические



Фиг. 50. Липаритовый порфир. Результат замещения стекловатого перлитового ядра адуляром (плотная штриховка) и кварцем (белое). Фон — чешуйчатая масса сплошного серицита по вулканическому стеклу

кристаллы адуляра вырастают в зернистую массу кварца, нередко прирастая к краям гнезда в виде гребня. Здесь всегда развиты также и вытянутые в цепочки сферокристаллы адуляра и часто присутствуют аксиолитовые поперечно-волокнистые полосы этого минерала. Широко распространены мономинеральные сферокристаллы адуляра размером от 0,1 до 3–4 мм, имеющие вид радиально-лучистых розеток. Нередко базис пород замещен массой сросшихся сферокристаллов адуляра размером 0,1–0,5 мм. Другой случай показан на табл. XVI, фиг. 1, где сферокристаллы цементируются фельзитовой массой. Своеобразные формы образует адуляр при замещении перлитовых ядер, что показано на фиг. 50. Как это часто бывает, перлитовое ядро замещено здесь адуляром избирательно и окружающая его масса девитрифицирована в серицитовый агрегат. Наконец, в некоторых случаях базис пород бывает замещен почти сплошной микроразернистой массой адуляра, в которой рассеяны резко подчиненные выделения кварца. Следует отметить, что некоторые формы адуляризации описываемых порфиров очень близки к тому, что наблюдается в лавах верхнеживетского — франского вулканического комплекса.

Кварцевые альбитофиры аргиллизированные и серицитизированные — это порфиры, стекловатый базис которых, замещенный серицитом, сохраняет в своем составе некоторое количество каолинита, показывая тем самым, что стекло первоначально замещалось этим минералом, перешедшим затем в серицит. Показатели преломления каолинита: $n_g = 1,566 \pm 0,001$; $n_p = 1,560 \pm 0,001$.

На фиг. 49 показана разновидность порфиров, в которой можно наблюдать совместно продукты адуляризации, каолинитизации и серицитизации. Здесь наблюдается чередование полос, одни из которых представляют собой чешуйчатую массу (серицит, каолинит), другие — агрегат кварц-альбитовых сфероидов. В слюдистую массу погружены концентрически-скорлуповатые обособления адуляра с небольшим количеством кварца, замещившие перлитовые ядра. В слюдистых полосах присутствуют участки каолинита, образующего крайне тонкочешуйчатый (около 0,01 мм) агрегат, который отличается от окружающей серицитовой массы отсутствием ориентированной микротекстуры и изометричной формой чешуек. Серицит явно замещает каолинитовые участки и можно полагать, что весь он образовался по каолиниту.

Сфероиды, слагающие полосы второго типа, сложены чередующимися волокнами кварца и альбитизированного калиевого полевого шпата толщиной не более 0,001 мм. Между ними видны волокнистые прокладки замещаемого серицитом каолинита, а также извилистые прожилки адуляра, переходящие в кварц-адуляровые гнезда. Присутствуют ромбоэдры и тонкозернистые агрегаты разложен-

ного анкерита. Таким образом, мы наблюдаем здесь практически все виды минеральных образований, принимавших участие в сложном процессе девитрификации порфиров данного типа, и можем выделить следующие стадии этого процесса: 1) выделение стекловатых сфероидов из расплава; 2) девитрификация сфероидов, промежуточный расплав твердеет в стекло, последнее перлитизируется; 3) образование адуляра, кварца (и анкерита) путем замещения наиболее благоприятных участков стекла (перлитовые образования); 4) каолинизация всего сохранившегося стекла, затем — серицитизация каолинита; 5) альбитизация адуляра.

Кварцевые альбитофиры автобрекчированные распространены широко. Среди них выделяются автобрекчии эруптивного типа, в которых обломки порфировых пород размером до 20–30 см сцементированы порфировым веществом. Последнее не всегда одинаково по составу с обломками, часто отличаясь от них более темным цветом и повышенным содержанием серицита. Это позволяет провести аналогию между данными породами и порфирами Лениногорского и Зырянновского рудных полей, т.е. говорить о том, что в порфировых телах Хайдунской зоны также присутствуют породы главного и инъецирующего подтипов. Действительно, проникновение более темных серицитовых порфиров в такие же по структуре, но более светлые породы наблюдается часто. Обычно это — ветвящиеся жилы, местами замкнутые ключевидные обособления темного порфирового вещества в светлом, весьма сходные с инъекциями серицитолитов в Зырянновском карьере. К явлениям автобрекчирования относится и образование туфовидных порфиров, которые распространены здесь не менее широко, чем в порфировых телах Лениногорского и Зырянновского рудных полей и имеют те же особенности.

Кварцевые альбитофиры с пепловидной структурой, встречаемые довольно часто в различных частях тел, отличаются тем, что в их первично-стекловатом базисе под микроскопом различаются контуры серповидных и роговчатых обособлений, часто подчеркнутые при замещении основной массы фельзитовым, или кварц-серицитовым агрегатом. Вопрос о причинах образования такой структуры анализируется в статье П.В. Иншина и В.М. Иншиной (1966).

Данные табл. 17 показывают, что описанные породы имеют высокую кислотность, нередко более высокую, чем в обычных липаритах. Кроме того, им в ряде случаев свойственно резко повышенное содержание K_2O (до 7–8%). Указанные выше характерные для этих пород эпигенетические изменения, сопровождавшиеся привнесением вещества (в основном SiO_2 и K_2O) должны учитываться при анализе химических особенностей порфировых пород данного типа.

XI. Тело кварцевых альбитофиров в среднекарбоневой малоульбинской свите близ пос. Винного (с использованием шлифов из коллекции В.В. Коробова).

На правом берегу р. Малой Ульбы, выше железнодорожного моста, выходят кварцевые альбитофиры вполне эффузивного облика, которыми сложено пластообразное тело мощностью около 150 м, залегающее согласно среди углисто-глинистых алевролитов малоульбинской свиты. Это — светло-серые мелкопорфировые породы с содержанием вкрапленников (редко крупнее 1 мм) около 10–15% объема породы. Во вкрапленниках резко преобладают полевые шпаты, кварца мало, или он отсутствует. Изредка видны пластинки разложенного биотита. Во вкрапленниках представлен калиевый полевой шпат, обычно полностью альбитизированный, и средний плагиоклаз, замещенный альбитом менее интенсивно (на 60–70%). Это андезин № 33–36; $N_f:(O10)=14-17^{\circ}(+)$. Зональность выражена слабо. Полевые шпаты часто образуют гломеропорфировые сростки до четырех–пяти кристаллов. Альбит, замещавший калиевый полевой шпат и альбит, замещавший плагиоклаз, имеет одинаковые свойства, если не считать плотного пелитового вещества в альбите, образовавшемся по калиевому полевому шпату. Состав его отвечает № 2–4, границы с реликтами андезина резкие. Кварц образует округленные зерна размером в доли миллиметра, с весьма слабо изрезанными контурами.

Таблица 17

Химический состав порфировых пород чемчедайской

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	76,26	0,06	12,14	0,32	1,28	0,01	0,22
2	79,95	0,07	9,90	0,29	1,58	0,02	0,43
3	75,96	0,07	12,37	0,24	1,28	-	0,54
4	74,38	0,08	12,97	0,27	1,14	0,02	0,32
5	73,26	0,18	12,24	2,42	0,86	-	0,39
6	75,66	0,12	12,96	0,83	1,07	0,03	0,23
7	67,90	0,34	16,84	1,34	1,57	0,08	1,27
8	78,8	0,15	11,28	0,99	1,08	0,06	0,30

Таблица 18

Химический состав кварцевых альбитофиров,

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	74,69	0,25	13,43	1,09	1,71	0,03
2	72,09	0,39	13,76	0,20	3,09	0,05
106/1	75,80	0,04	13,99	0,46	1,02	0,03
2205	73,60	0,10	14,54	0,89	0,50	0,02
107/1	75,54	0,01	13,64	0,07	0,99	0,01

Основная масса девитрификационная — фельзитовая или микропойкилитовая. Фельзитовая структура имеет ту особенность, что в базе присутствуют удлиненные (1:5) микролиты альбита (по-видимому, по калиевому полевому шпату) длиной до 0,1 мм, составляющие от 10 до 30% его объема. Мы наблюдаем здесь, следовательно, элементы микролитовой структуры того типа, который обычен в трахитах. Микропойкилитовая структура развита в сочетании с фельзитовой. Нередко округлые микропойкилитовые агрегаты слагают базис почти целиком, будучи разделены лишь микрочешуйчатыми прокладками хлорита. Характерно, что и здесь полевошпатовые вроски представлены удлиненными микролитами, а не неправильными выделениями, обычными для микроструктуры этого типа. Некоторые микропойкилитовые агрегаты имеют явно метасферолитовое происхождение.

XII. Силловые тела кварцевых альбитофиров в малоульбинской свите на правом берегу р. Березовки (район пос. Топихи).

В правом береговом склоне реки порфировые породы выступают в виде гряд, разделенных углистыми алевролитами. Они образуют силловые тела мощностью до 50 м, реже дайки. Силлы составляют 20–25% от суммарной мощности толщи. Контакты порфиров с алевролитами резкие. Алевролиты на контакте с более мощными телами несколько изменены в зоне шириной до 30–40 см (укрупнение выделений кварца, пятнистое перераспределение углистого материала). Наиболее сильное их изменение выразилось в появлении кристаллов хиастолита (замещены мусковитом).

и тегерекской группы тел (данные Д.Г. Ажгирея, Р.М. Ажгирей, В.В. Коробова), в вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	BaO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
0,15	0,21	8,09	0,01	0,01	0,10	0,10	0,17	0,58	99,71
0,53	2,0	3,95	0,02	-	0,03	0,09	0,15	1,08	100,09
-	1,53	6,90	0,01	-	0,08	0,10	0,16	0,46	99,70
0,45	1,06	8,40	0,01	-	0,01	0,10	0,17	0,35	99,83
0,04	1,50	8,60	0,16	-	-	-	-	-	99,95
0,66	1,70	5,90	0,06	-	-	-	-	0,57	99,79
3,40	3,78	2,60	0,14	-	-	0,08	-	-	99,28
0,80	1,50	4,37	0,05	-	-	-	-	0,34	99,53

залегающих в малоульбинской свите, в вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
0,34	0,39	5,24	2,49	-	0,57	-	100,45
0,40	1,15	4,54	3,28	0,11	0,83	-	99,89
0,13	0,06	5,35	2,57	0,19	0,69	0,01	100,28
0,20	0,45	4,88	3,20	0,21	0,50	-	99,00
0,11	0,56	4,96	3,27	0,58	-	0,07	99,81

Порфиновые породы имеют здесь преимущественно светлую розовато-серую окраску. Облик их вполне эффузивный: структура мелкопорфировая, местами афировая, основная масса афанитовая. Во вкрапленниках представлены кварц и несколько преобладающий над ним калиевый полевой шпат, нерешетчатый, криптопертитовый, частично альбитизированный. Кварц - одиночные зерна умеренно корродированных очертаний, калиевый полевой шпат - короткопластинчатые кристаллы, иногда их гломеропорфировые сростки. Изредка во вкрапленниках встречаются хлоритизированный биотит и зеленая роговая обманка (первичность ее сомнительна).

Главными минералами базиса этих пород являются кварц и альбитизированный полевой шпат (первоначально преобладал калиевый полевой шпат). Довольно значительна примесь хлорита и окислов железа. Эпидот и серицит встречаются в переменном количестве. Текстура базиса, как правило, однородная. Микрополосчатое сложение пород наблюдается местами лишь в узких (10-20 см) приконтактных зонах. Структура базиса характерна тем, что в одних частях пород она девитрификационная (фельзитовая, микросферолитовая), в других же - по-видимому, кристаллизационная (гранофировая, микрогранитовая, микропойкилитовая и оксиофитовая). Последние свойственны внутренним частям относительно мощных тел. Обычны сочетания микропойкилитовой и гранофировой структур. Сферолиты имеют радиально-сферическое строение с ясным обособлением кварца и альбитизированного калиевого полевого шпата, при этом на такие сферолиты нередко нарастает зона сферолит-гранофирового строения.

Химический состав описанных пород (табл. 18) ближе всего отвечает характеристике липаритов. Это, так же как и микроскопические наблюдения, свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело с альбитизированными эпипларитовыми породами.

Следует отметить в заключение, что на том же участке и с теми же формами залегания встречаются порфириновые породы, имеющие состав пироксеновых кварцевых диоритов, содержащих авгит и слабо альбитизированный средний плагиоклаз. Эти породы следует предположительно отнести к субвулканической фации эффузивов сержихинской свиты.

Сводная характеристика групп и типов кислых порфириновых пород

Как известно, в породах эффузивного облика выдержанные черты петрографической специфики улавливаются редко, в особенности в их альбитизированных разновидностях. Тем не менее в ряде случаев можно наметить отличительные особенности той или иной группы. Каждая из таких особенностей в отдельности недостаточна для диагностики, но совокупность их позволяет проводить различия между некоторыми группами и типами. Ниже дана краткая сводная характеристика выделенных групп кислых порфириновых пород. Сопоставление их по структурно-текстурным особенностям приведено в табл. 19.

Кислые субвулканические породы эйфельского – нижнеживетского комплекса (I, II, III) представлены эпипларитовыми кварцевыми альбитофирами, развиты во всех структурных зонах Рудного Алтая, преимущественно в виде силовых тел, располагающихся многоярусно от основания девонского разреза и до таловской свиты включительно. У силов отношение протяженности и мощности обычно не менее 10:1. Тонкое инъекционное проникновение порфиривого материала во вмещающие породы нехарактерно. Экзоконтактовое воздействие крайне слабо (микробластические структуры в алевролитах и аргиллитах в пределах зон в несколько сантиметров). Структура пород среднепорфирировая. Размер вкрапленников 0,5–2 мм, содержание их обычно не более 30% объема пород. Во вкрапленниках – таблитчатый альбит и умеренно корродированный кварц. Базис пород всюду первично-стекловатый, кварц-альбитовый с серицитом, раскристаллизованный в фельзитовый, микропойкилитовый или сферолитовый агрегат. Находясь в тесной ассоциации с эффузивно-пирокластическими образованиями успенской и таловской свит, эти породы отличаются от кислых лав однородностью сложения и полигонально-призматической (карандашной) отдельностью (Яковлева, 1956). Петрохимически они неотличимы от лав и туфов эйфельского – нижнеживетского комплекса.

Кислые субвулканические породы верхнеживетского – франского комплекса (IV, V) – эпитрахилларитовые кварцевые альбитофиры, залегающие в виде силов мощностью до 30–40 м. Контакты простые, не осложненные инъекционным проникновением порфириновых пород во вмещающие отложения. Контактное воздействие почти не выражено. Вмещающие толщи – кислые туфы и лавы каменевской и нижней части снежиревской свит.

Породы обычно красноватые, средне- и мелкопорфириновые с содержанием вкрапленников не более 25% (кварц, альбит, изредка разложенный биотит и пироксен). Основная масса первично-стекловатая, типичные структуры сферолитовая и глобулярная метасферолитового типа, реже присутствует фельзитовая (микрогранобластовая) структура, более характерная для субвулканических кислых тел предыдущего комплекса. Особенности пород – частое присутствие реликтов калиевого полевого шпата и распространенность адуляризации стекла (признак, редко встречаемый в субвулканических телах эйфеля – нижнего живета).

От своих эффузивных аналогов они отличаются однородным сложением и отсутствием автобрекчирования. Отдельность пород призматическая, полигональный (карандашный) тип встречается реже, чем в предыдущем случае. Петрохимические особенности те же, что и у соответствующих лав – несколько повы-

Таблица 19

Сопоставление структурно-текстурных особенностей порфировых пород Рудного Алтая

Признаки		Субвулканические, таловская свита	Субвулканические, снежигревская свита	Лениногорско-зырянский тип	Хайдунский тип
Отдельность	Карандашная	+ !	-	-	+ -
	Призматическая	+	+	+	+
Текстура	Однородная	+	+	+ -	+ -
	Флюидално-полосчатая	+ -	+	+ !	+
	Макросферолитовая и сферолитовая	-	-	-	+ !
	Миндалекаменная	-	+ -	+	+ -
	Автобрекчированная (туфовидная)	-	+ -	+ !	+ !
	Микропоякитовая и метасферолитовая	+	+ !	+ -	+ -
Микроструктура	Сферолитовая и аксиолитовая	+ -	+ -	+ -	+ !
	Гранофировая	+ -	-	-	-
	Фельзитовая	+ -	+ -	+ -	+ -
	Перлитовая	-	+	+	+ !

Признаки: + ! весьма характерные; + - встречающиеся;
+ характерные; - нехарактерные

шенное содержание щелочей (суммарно до 8-9%) с некоторым преобладанием калия над натрием.

Кислые порфировые породы лениногорско-зырянского типа (VI, VII, VIII, IX) - на рудных полях и вне их мало похожи друг на друга; в первом случае они обычно очень светлые, почти белые вследствие серицитизации, во втором - серые и тем самым внешне похожие на кислые порфировые породы других типов. Тем не менее они всюду обнаруживают такой комплекс первичных особенностей, который определенно свидетельствует о принадлежности их к одному типу (Чернов, 1970в). Здесь резко преобладают пластообразные тела, реже встречаются дайки. В ряде случаев (Лениногорско-Зырянская зона) пластообразная форма тел значительно осложнена раздувами и пережигами. Особенность порфиров этого типа - приуроченность к мощным толщам яснослоистых преимущественно алеврит-пелитовых осадков.

Преобладающий тип пород - кварцевые альбитофиры по липаритам и трахилитаритам. Породы среднепорфировые. Во вкрапленниках - таблитчатые кристаллы альбита (по калиевому полевому шпату или андезину), зерна кварца, иногда

разложенный пироксен. Кварц нередко так изрезан заливами базиса, что его кристаллы распадаются на разобщенные фрагменты. Основная масса фельзитовая или микрופойкилитовая. Распространены миндалекаменные текстуры. В таких случаях микроминдалины (0,1–0,5 мм) выполнены кварцем со следами тридимита. Чрезвычайно характерно автобрекчирование пород – массовое растаскивание порфировых выделений на осколчатые фрагменты с образованием туфовидных структур. В целом порфиры данного типа вполне отвечают характеристике автомагматических брекчий, описанных Е.Б. Яковлевой (1963, 1965, 1969).

Условия становления этих тел в Лениногорско-Зырянской структурной зоне были, по-видимому, не вполне обычными. И морфология тел, "обжимаемых" слоистостью вмещающих алевролитов, и резкая флюиальность сложения пород, и их автобрекчирование – все это следствия течения твердеющих стекловатых масс, внедрявшихся в пластичную и сильно сминаемую среду. Это позволяет считать правильным предствление А.К. Каюпова, В.А. Ким, Л.Г. Никитиной и Е.А. Флерова о том, что здесь "кислая вязкая масса внедрялась в рыхлую, еще не диагенетизированную толщу . . ." (Каюпов и др., 1957, стр. 276). Особенность порфировых тел данного типа – двухэтапное формирование большинства их и присутствие в их составе особой инъецирующей разновидности. Последняя образует сеть прожилок в порфирах главного подтипа, а также тонкие инъекции во вмещающих слоистых алевролитах. Инъецирующие кварцевые альбитофиры содержат вкрапленники кварца и альбита, заключенные в первично-стекловатом, часто перлитизированном базисе, который обычно бывает замещен микрочешуйчатым агрегатом серицита (фенгита), хлорита, анкерита. Сюда относятся, в частности, порфировые серицитолиты.

Таким образом, особенности пород во многом обусловлены специфической формой девитрификации их базиса (который во всех случаях был первоначально стекловатым). Это была ранняя девитрификация. Она прошла в порфирах главного подтипа до внедрения инъецирующей фазы с образованием фельзитового базиса и без заметного изменения химического состава пород. Иной, аддитивный, характер имела девитрификация стекла в инъецирующих порфирах, приведшая к его замещению сплошным серицитом (фенгитом), местами хлоритом. Такое замещение под воздействием поствулканических растворов носило избирательный характер и захватывало только кислые вулканические стекла. Оно не затронуло кристаллические среды, в частности, фельзитовую ткань порфиров главного подтипа, а также и те участки в базисе инъецирующих порфиров, которые успели к началу этого процесса раскристаллизоваться в фельзитовый агрегат.

Специфика порфировых пород данного типа (в особенности их инъецирующей разности) свидетельствует о совершенно особой роли летучих компонентов, в частности воды, в их формировании. Насыщенность внедрявшегося расплава водой видна в его высокой инъеционной способности и в существовании интенсивно-пузыристых разностей порфиров. Участие воды в минералообразовании очевидно из присутствия вермикулитизированного биотита в порфировых выделениях. Воздействие поствулканических растворов на породы непосредственно вслед за их затвердеванием выразилось в перлитизации их стекловатого базиса и его последующей сплошной серицитизации. Таким образом, становление порфиров инъецирующего подтипа перерастало в гидротермальный процесс.

Интересна ассоциация между порфирами лениногорско-зырянского типа и интенсивным кварц-альбитовым метасоматозом вмещающих их карбонатных алевролитов, который наблюдается в основном в мощных толщах Белоубинского прогиба. Алевролиты превращены в таких случаях в кварц-альбитовые псевдофельзиты (псевдофельцит-порфиры при наличии в них порфиробластов альбита и кварца).

В петрохимическом отношении порфиры данного типа не отличаются от эффузивных кварцевых альбитофиров, однако очень часто содержание SiO_2 в них бывает завышенным (более 75%), а Al_2O_3 – заниженным (менее 13%) в связи с их поствулканической тридимитизацией и опализацией.

Таблица 20

Радиологические данные о возрасте вулканических пород и порфировых интрузий Рудного Алтая (калий-аргоновый метод, штупные пробы)

№ обр.	Характеристика пород	Возраст, млн лет
953-т	Липаритовый порфир (лава), снежиревская свита	382
399-6	Липаритовый порфир субвулканический в таловской свите	377
721	Липаритовый порфир из пластовой интрузии (хайдунский тип)	353
381-8	Трахилипаритовый порфир (хайдунский тип)	301
204	Липаритовый порфир (хайдунский тип)	292
944-л	Липаритовый порфир, пластовое тело в сокольской свите	323
	То же	330

Анализы выполнены в лаборатории ВАГТа под руководством В.А.Комаровой. Последний анализ заимствован у М.Г.Хисамутдинова (1964а).

Места взятия образцов: 953-т - отрог горы Каменухи севернее пос.Шиги-на; 399-6 - гора Холоза; 721 - белок Чемчедаев; 381-8 - гора Чекмарь; 204-р.Малая Чесноковка; 944 и 944-л - Сокольный карьер в г.Лениногорске.

Вопрос о возрасте описанных порфировых тел окончательно не решен. В стратиграфическом разрезе они встречены не выше живетского яруса. В то же время они несут все признаки приповерхностного образования (пузыристость с развитием тридимитовых миндалин, опацизация пироксенов), что предполагает их становление на глубине не более первых сотен метров. Последнее обстоятельство не позволяет значительно отрывать их во времени от вмещающих толщ эйфеля - нижнего живета и во всяком случае указывает на формирование их в пределах девонской эпохи. Радиологическое определение возраста кварцевого альбитофира из Сокольного карьера (табл. 20) дало результат в 323 млн лет. Несколько кристаллов циркона из разных частей того же тела было проанализировано Е.А. Кузнецовым методом дисперсии двойного лучепреломления со следующим результатом: обр. 938-е - возраст 350 млн лет; обр. 511 - возраст 355 млн лет; обр. 507 - возраст 350 млн лет. Последние три цифры отвечают концу девона. Занижение радиологического возраста объясняется изменениями пород, сопровождавшимися миграцией калия (альбитизация, серицитизация). При сопоставлении всех данных наиболее вероятным представляется верхнедевонский возраст порфировых тел лениногорско-зырянского типа.

Кислые порфировые породы хайдунского типа (X) развиты преимущественно в Белоубинской структурной зоне, в Алейской зоне не встречены. Типичные представители - мощная система тел северо-западного простирания в бассейне р.Хайдун. Преобладающий морфологический тип - силлы и послойные линзы, часто осложненные тонким инъекционным проникновением порфиров во вмещающие отложения, которые, как правило, представлены алевроит-пелитовыми слоистыми осадками. Породы данного типа - трахилипаритовые и липаритовые порфиры, в различной степени альбитизированные, нередко до кварцевых альбитофиров. Структура их мелкопорфировая, иногда афировая. Вкрапленники: кварц (корродированность умеренная, до сильной), калиевый полевоидный шпат, альбит

(по первичному плагиоклазу или калиевому полевому шпату). Базис всюду первично-стекловатый, состоит из тех же минералов и обладает следующими особенностями: 1) в сочетании с фельзитовой структурой здесь очень часто наблюдаются структуры макросферолитового и сферолоидного типа; 2) весьма характерна полосчатая текстура с флюидалным, четковидным распределением макросферолитов и сферолоидов; 3) широко развито автобрекчирование, местами с образованием пород "туфовидного" облика; 4) базис пород нередко обогащен микроагрегатным калиевым полевым шпатом (следствие адуляризации).

Петрохимическая характеристика пород отвечает обычно липаритам с повышенной калийной щелочностью. Резкая обогащенность калием — во всех случаях следствие адуляризации. Прямые данные о возрасте сводятся к факту прорывания описанными телами терригенных отложений эйфеля — нижнего живета. Есть основания параллелизовать эти породы с ленингорско-зырянским типом, считая те и другие структурно-петрографическими разновидностями единой в возрастном и генетическом отношении верхнедевонской группы пород. Основанием для такой корреляции служит общее сходство состава (трахилипарит-липаритовый), одинаковое положение тел в стратиграфическом разрезе, близость их морфологии, инъекционные явления на их контактах, двухфазность формирования и одинаковые формы автобрекчирования.

Кислые порфиновые породы малоульбинской свиты (XI) представляют собой внедрения силлового типа, которые в прошлом нередко рассматривались как лавы. Сейчас можно утверждать, что иные вулканические образования, кроме указанных силлов, в этой свите отсутствуют. Они достигают мощности в 150–200 м, обычная их мощность — 5–15 м. Контактное воздействие незначительно, но более интенсивно, чем у всех других групп порфиновых пород, выражаясь местами в образовании хиастолитовых узловатых сланцев. Инъекционные явления на контактах практически отсутствуют.

Породы — эпипаритовые кварцевые альбитофиры. Текстура их однородная, полосчатость наблюдается изредка в узкой (2–5 см) приконтактной зоне. Базис кварц-альбитовый, микроструктуры его: фельзитовая, микропойкилитовая, метасферолитовая, гранофирровая. Структура базиса чаще всего первично-стекловатая, однако встречается и кристаллизационная гранофирровая структура. Возраст порфиновых пород этой группы определяется их тесной ассоциацией с малоульбинской свитой, датируемой, по М.Ф. Микунову, как намюр — средний карбон. По мнению Н.Г. Бузковой (1969), они представляют собой субвулканическую фацию вулканитов сержихинской свиты (верхний карбон — пермь), однако кислые субвулканические тела этой свиты отличаются дацитовым составом и меньшей степенью альбитизации. Это позволяет думать, что порфиры малоульбинской свиты представляют собой продукт среднекаменноугольного вулканизма, целиком проявившегося в субвулканической фации. В целом порфиновые тела малоульбинской свиты заметно отличаются по петрографическим свойствам от порфиров ленингорско-зырянского и хайдунского типов, однако отличия их от кислых силлов эйфеля — нижнего живета гораздо менее отчетливы. Порфиры малоульбинского типа, будучи встречены в девонских толщах, отличаются от девонских вулканитов значительно меньшей степенью рассланцевания и альбитизации, а также более крупнопорфировой структурой.

ИНТРУЗИВНЫЕ ВУЛКАНИТОИДЫ ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Во всех частях палеозойского разреза Рудного Алтая можно встретить интрузивные пластообразные и дайковые тела, сложенные основными породами эффузивного облика. Часть из них ассоциируется с аналогичными по составу вулканическими толщами, размещаясь в них, или непосредственно под ними, другая часть не обнаруживает явной субвулканической природы и рассматривается как проявление вулканизма предположительно. Значительно менее распространены андезитовые силлы и дайки, встречаемые почти исключительно в вер-

хней половине палеозойского разреза, в основном среди отложений верхнего девона. Следует отметить, что основные вулканические (в том числе и субвулканические) породы девона на Рудном Алтае обнаруживают мало различий в разных частях палеозойского разреза, вполне отвечая характеристике альбитизированных базальтовых порфиритов, испытавших зеленокаменное перерождение. Специфика обнаруживается иногда лишь в основных породах верхнежигетского-франского комплекса, где встречаются разности первично-трахибазальтового состава.

Субвулканические альбитизированные базальтовые порфириты ильинской и березовской свит развиты на всей площади распространения указанных свит в виде силлов мощностью до первых десятков метров. Местами их содержание в разрезе и суммарная мощность заметно возрастают. Примером может служить район пос. Ливино. Здесь, в долине ключа Вдовинского, вмещающая толща состоит из алевроит-пелитовых отложений в переслаивании с кислыми и основными эффузивно-пирокластическими породами. Основные вулканы представлены прослоями лав и туфов базальтовых порфиритов. Ассоциация базальтовых силлов с основными эффузивами позволяет рассматривать их как субвулканическую фазию эйфельских основных вулканитов. Концентрация базальтовых силлов в эйфельской части разреза не позволяет связывать их со следующим этапом региональной активизации основного вулканизма, т.е. с фаменским временем. Особенность описываемых пород — присутствие в них многочисленных обособлений кварц-эпидотового состава, размером от сантиметров до нескольких метров, которые имеют форму коротких жил и желваков, нередко вытягивающихся в цепочки.

Породы описываемых силлов и жилородных тел — полностью альбитизированные базальтовые порфириты афирового, реже мелкопорфирового строения с апогиалопилитовым, реже апоинтерсертальным базисом, в микролитах которого представлен исключительно альбит. Микролиты умеренно удлиненные (в среднем около 1:4) имеют основность № 3-5 и почти не содержат включений эпидота. Они погружены в микрочешуйчатый девитрификат, состоящий из бледно-зеленого, почти изотропного хлорита, примеси лейкоксена и некоторого количества магнетитовой пыли. Распространена миндалекаменная текстура, миндалины эпидотовые, кальцитовые, кварц-хлоритовые. Химический состав пород (табл. 21, обр. 932-к) в главных чертах не отличается от состава эйфельских основных эффузивов и так же, как этот последний, значительно колеблется вследствие практически повсеместного присутствия наложенной минерализации, связанной в основном с миндалинами. От основных лав того же комплекса описанные субвулканические породы отличаются однородностью сложения по всей мощности тела (отсутствие шлаковых и комковатых текстур) и значительно более чистым хлоритовым мезостазисом, который не столь густо, как в лавах, проникнут магнетитовой пылью.

Субвулканические андезитовые и базальтовые порфириты пихтовской свиты фамена — согласные пластовые залежи, реже неправильные тела и дайки, залегающие в пихтовской свите в чередовании с туфами андезитового, базальтового и смешанного состава, местами также с андезитовыми и базальтовыми лавами. Мощность тел до 10-15 м, протяженность — десятки метров. В количественном отношении основные породы здесь резко преобладают. Они встречены среди верхнедевонских отложений в Бухтарминском районе (гора Козлушка), в районе Верх-Убы, на Николаевском рудном поле и в других местах и всюду обладают одинаковой петрографической характеристикой.

Одним из районов наиболее интенсивного развития пород этой группы является Верх-Убинское рудное поле, где им принадлежит до 25-30% общей мощности верхнедевонского разреза. Субвулканические базальтовые порфириты этого района — темные, зеленовато-серые афанитовые породы, преимущественно афировые, изредка с редкими (один-два на 1 см²) мелкими (менее 1 мм) вкраплениями альбита. Весьма характерна миндалекаменная текстура. Базис гиалопилитовый или интерсертальный, состоит из микролитов альбита, погру-

женных в первично-стекловатый мезостазис. Микролиты длиной 0,1–0,3 мм сильно удлинены (в среднем 1:12), нередко имеют зазубренные границы и как бы расщепленные контуры. Они свежи и однородны по составу (альбит № 2–5). Мезостазис образован зеленым пеннином с умеренным содержанием замутняющей примеси – рудной пыли и лейкоксена. Выполнение миндалин – кварц-хлоритовое, реже кальцитовое и эпидотовое. Отличия этих пород от основных субвулканических образований эйфеля в районе пос. Ливино заключаются в основном в форме микролитов альбита, которые в субвулканических базальтах, связанных с ильинской свитой, имеют сравнительно укороченный габитус и не имеют, кроме того, зазубренных или расщепленных очертаний. Отличия верхнедевонских основных субвулканических тел от их лавовых эквивалентов те же, что и в аналогичных образованиях эйфеля (однородность сложения, менее интенсивная окисленность железа в стекле).

Субвулканические андезитовые порфириты пихтовской свиты охарактеризуем на примере силловых тел, вскрытых на горе Козлушке (Бухтарминский район). Это – зеленовато-серые породы с редкими мелкими порфиrowыми выделениями (5–15% объема) и с афанитовой основной массой. Во вкрапленниках – таблитчатый альбитизированный плагиоклаз и короткопризматические кристаллы моноклинного пироксена, часто образующие гломеропорфиrowые сростки. Базис вполне однородной текстуры, интерсертальный и гиалопилитовый, состоит из микролитов альбитизированного плагиоклаза, редких микролитов пироксена и мезостазиса, раскристаллизованного в хлорит с примесью эпидота, лейкоксена и небольшого количества окислов железа (см. табл. 21, обр. 62 и 2215).

Субвулканические андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, связанные с верхнепалеозойской сержихинской свитой (в краевых частях Сержихинской мульды) – линзовидные межпластовые тела мощностью до 10–15 м, сложенные андезитовыми и дацитовыми порфиритами. Они залегают в нижней части сержихинской свиты. Дайками того же состава пересекаются гранодиориты Холодного белка намюрского (по К.Г. Богдановой) возраста.

Андезитовые порфириты – темно-серые, мелкопорфиrowые, с афанитовой основной массой. Во вкрапленниках (один-два на 1 см², размер менее 1 мм) представлен плагиоклаз, нередко также моноклинный пироксен, изредка – роговая обманка. Плагиоклаз во вкрапленниках – андезин до лабрадора, обычно яснозональный. Типичная смена зон от центра к краям: № 52 – № 45 – № 38. Кристаллы – удлиненно-таблитчатые, в большинстве случаев они свежи и альбитизированы незначительно (до 15–20% площади). Пироксен во вкрапленниках – слегка буроватый авгит, часто замещенный актинолитом. Еще реже сохраняется во вкрапленниках роговая обманка, обычно превращенная в актинолит и хлорит. Основная масса имеет чаще всего микролитовую структуру, однако

Таблица 21

Химический состав основных и средних вулканитов
Алтая, в вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
932-к	49,79	1,27	16,40	9,67	7,90	0,29
13104	44,66	1,16	17,19	3,56	6,38	0,14
9006	39,94	0,87	18,57	1,20	7,14	0,17
H-40-0	45,04	1,56	15,56	1,79	8,33	0,20
62	56,29	1,11	14,70	4,12	6,56	0,21
2215	52,87	1,15	18,85	4,59	3,33	0,17
934-л	46,08	1,35	17,76	3,46	10,06	0,33
8	56,09	1,32	16,71	3,05	4,88	0,03

местами сохраняет следы полукристаллического строения. Это — агрегат микролитов плагиоклаза, длиной до 0,1 мм (удлиненность около 1:5), в которых представлен андезин № 35–40, обычно слабо альбитизированный. Присутствуют микролиты разложенного в хлорит и актинолит цветного минерала, совместно с которым наблюдается значительное количество магнетита и лейкоксена.

Андезит-дацитовые порфиры отличаются присутствием кварца в базисе (до 15–20% от объема породы). Он образует гнезда размером 0,2–0,4 мм, цементирующие микролиты плагиоклаза с образованием структуры оксифитового типа. Другая распространенная структура базиса микропиклитовая. Как отмечалось уже Н.Г. Бузковой, описанные породы вполне отвечают по петрографической характеристике лавам средней части разреза сержихинской свиты, с которыми они, очевидно, и были связаны в едином вулканическом процессе. Химический состав (см. табл. 21, обр. 8) характеризует их как средние по кислотности (56,09% SiO₂) высокоглиноземистые разности с повышенным содержанием СаО.

Уралитовые габбро-диабазы Маркакуль-Белорешского пояса распространены преимущественно в пределах Белоубинской структурной зоны, где они образуют пояс межпластовых интрузий в белоубинской свите. Второй такой пояс вытянут вдоль Быструшинского синклинария, его тела локализируются в отложениях среднего и верхнего девона. Мощность тел от 1–2 до 100–150 м, протяженность до нескольких километров. Они сложены породами, варьирующими по структуре от диабазов и базальтовых порфиритов в мелких телах до габбро-диабазов в более мощных.

Габбро-диабазы, вскрытые в правом береговом обрыве р.Черновой, в 0,5 км ниже устья Большой Речки, образуют серию межпластовых тел мощностью до 25–30 м, интенсивно дислоцированных вместе с вмещающей песчано-глинистой толщей верхнего девона. Это — темно-серые, местами почти черные породы с зеленоватым оттенком. Там, где они менее расланцованы, можно видеть их мелкозернистое или среднезернистое строение. Особенность этих тел — присутствие в них обособлений мелкозернистых кварцевых эпидозитов, в виде толстых линз и удлиненных желваков до 1,5 м в длину. Под микроскопом породы представляют собой агрегат вторичных минералов бластофитовой структуры. Видны длиннотаблитчатые кристаллы альбитизированного плагиоклаза (альбит № 2–6), погруженные в хлорит-актинолитовую массу. Актинолит образует монокристаллы (до 0,5–1 мм), образовавшиеся по моноклинному пироксену. Плагиоклаз и измененный цветной минерал (пироксен) представлены в приблизительно равном количестве. До 10% объема пород сложено титаномagnetитом в выделениях размером до 1,5 мм, имеющих скелетное строение и часто замещенных магнетит-лейкоксеновым агрегатом (см. табл. 21, обр. 934-л).

интрузивного залегания, формировавшихся на различных этапах вулканизма Рудного

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
4,24	4,12	1,08	0,15	0,17	-	-	5,04	100,12
8,49	10,74	2,12	0,33	-	-	0,96	3,99	99,72
3,56	13,92	2,35	3,13	-	-	0,40	8,80	99,82
10,00	5,13	2,82	0,94	0,16	-	-	6,95	99,48
2,85	5,46	3,35	0,72	0,14	-	-	4,10	99,61
6,79	4,86	2,56	2,56	-	-	2,56	0,85	99,57
6,20	4,12	4,00	0,24	0,30	-	-	5,05	99,55
3,00	6,49	3,96	1,28	-	-	-	0,44	100,40

Пироксеновые габбро-диабазы и базальтовые порфириты мезозойского возраста образуют межпластовые тела и дайки мощностью от сантиметров до 20–30 м, которые распространены на всей территории Рудного Алтая в пределах всего палеозойского разреза и в различных тектонических структурах. Породы варьируют от полнокристаллических среднезернистых до афанитовых, имевших первоначально полустекловатое строение. Среди последних распространены миндалекаменные разности.

Пироксеновые габбро-диабазы на горе Горелой (левобережье р. Алей, к северо-западу от с. Новоалейского) образуют многоярусные силловые тела в слоистой вулканогенно-осадочной толще среднего девона. Эти породы состоят из приблизительно одинакового количества длиннотаблитчатых зональных кристаллов лабрадора № 55–65 длиной 1–2 мм, умеренно альбитизированных, и выделений диоксида ($n_g - n_p = 0,028$; $C:Ng = 40^\circ$; $2V = + 65^\circ$). Последний заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и образует типичную офитовую структуру. Присутствуют титаномагнетит и апатит. Диоксид частично замещен монокристаллами актинолита, плагиоклаз интенсивно соскюритизирован. В приконтактных частях силлов и в маломощных телах породы приобретают вполне эффузивный облик и могут быть названы "базальтовыми порфиритами". Пироксен содержится в них в виде мелких рассеянных вкрапленников, либо отсутствует, структура становится гиалопилитовой, или интерсертальной. Породы сохраняют относительно молодой облик, так как динамометаморфизм проявлен в них слабо, однако их стекловатый мезостазис всюду разложен в чешуйчатый агрегат хлорита.

Габбро-диабазы на правом берегу р. Убы в 4 км ниже устья р. Малой Убинки отличаются от предыдущих несколько более мелкозернистой структурой, но вполне сходны с ними по минеральному составу и свойствам минералов. Присутствуют разности толеитового строения, в которых промежутки между плагиоклаз-пироксеновыми офитовыми сростками заполнены хлоритизированным вулканическим стеклом. Маломощные силлы сложены пироксеновыми базальтовыми порфиритами, часто обнаруживающими миндалекаменную текстуру.

Главными петрографическими отличиями описанных пород от девонских габбро-диабазов являются хорошая сохранность в них пироксенов, менее полная альбитизация полевых шпатов и слабое проявление динамометаморфизма. В шлифах, взятых нами из этих пород, Е.А. Кузнецовым был определен по пироксену следующий абсолютный возраст (метод дисперсии двойного лучепреломления): 188 млн лет (обр. 958) и 195 млн лет (обр. 398–45). Приведенные данные позволяют относить описанные габбро-диабазы к мезозою и рассматривать их как наиболее молодые магматические образования Рудного Алтая, относящиеся к проявлениям траппового вулканизма.

Заканчивая обзор пород, эффузивных по облику, но интрузивных по характеру залегания, следует отметить, что их геолого-петрографическая специфика проявлена далеко не в равной степени. Наряду с породами, для которых комплекс отличительных особенностей достаточно отчетлив (лениногорско-зырянский и хайдунский типы, пироксеновые габбро-диабазы), здесь присутствуют группы пород, диагностика которых по геолого-петрографическим особенностям требует дальнейших детальных исследований.

**ГЛАВА VII. РОЛЬ АЛЬБИТИЗАЦИИ
И ДРУГИХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ
В ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

В литературе уже подчеркивалось, что современный петрографический характер древних вулканитов далеко не тот, которым они обладали первоначально (Влодавец и др., 1962), что в полной мере относится и к вулканическим породам Рудного Алтая. Явления, которые мы объединяем здесь под названием "эпигенетических преобразований", включают как ранние изменения поствулканического этапа формирования пород, так и более поздние, развивающиеся после погружения их на достаточную глубину. Изменения ранние, поствулканические, представляют собой различные виды замещения вулканических стекол кристаллическими агрегатами с привнесом и выносом вещества, что происходило при участии гидротермальных растворов. На Рудном Алтае сюда относятся такие изменения кислых стекол, как их адуляризация, аргиллизация, хлорит-карбонат-серицитовое замещение, раннее окварцевание (тридимитизация) и опализация. Более поздние изменения отвечают понятию зеленокаменного перерождения, которое представляет собой совокупность явлений, различных по времени и природе. Среди последних специального рассмотрения требует региональная альбитизация полевых шпатов, поскольку она наиболее сильно сказалась на вещественном составе вулканических пород, а ее природа представляет собой интересную петрогенетическую проблему. Другой формой относительно поздних региональных изменений являются структурные превращения ряда девитрификация - собирательная перекристаллизация, которые также будут рассмотрены далее. Все эти явления охватывают значительный интервал времени и условий - от ранних поствулканических преобразования до изменений, граничащих с метаморфизмом зеленосланцевой фации.

**РЕГИОНАЛЬНАЯ АЛЬБИТИЗАЦИЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ
НА ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Под названием "альбитизация" в литературе можно встретить любую форму развития метасоматического альбита, между тем существует много форм альбитизации, природа которых различна, хотя они и приводят нередко к весьма сходным результатам. Можно без преувеличения сказать, что в земной коре (за исключением приповерхностных и наиболее глубоких ее зон) нет более распространенного эпигенетического минералообразования, чем альбитизация. Она наблюдается в породах любого типа (осадочных, вулканических, интрузивных, метаморфических) и развивается в весьма различной геологической обстановке. По механизму развития альбита следует подразделить альбитизацию на псевдоморфную и бластическую (Чернов, 1968), по распространению продуктов необходимо различать альбитизацию локальную и региональную. Последняя охватывает обширные регионы, накладывается на все типы полевошпатовых пород и не обнаруживает зависимости от местных контролирующих факторов.

Распространение альбитизированных пород на Рудном Алтае

На примере Рудного Алтая видно, что региональная альбитизация не принадлежит к региональному метаморфизму, развиваясь в условиях катагенеза, однако с регионально-метаморфическим процессом она сближается своим повсеместным проявлением на обширных площадях при отсутствии видимого контроля со стороны таких локальных факторов метаморфизма, как интрузивные тела, зоны гидротермальных изменений и разломы. Территории Рудного Алтая, на которых в составе пород исчезали первичные полевые шпаты в связи с замещением их альбитом, включают в себя всю площадь развития осадочных и вулканических пород девона и значительную часть гранитоидных полей в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев. Значительно ниже степень альбитизации¹ в осадочно-вулканических породах и гранитоидах верхнепалеозойского возраста (Чернов, 1969б). В целом зависимость степени альбитизации от возраста пород достаточно отчетлива для того, чтобы считать, что она в значительной степени является прямой функцией возраста (Чернов, 1969б, в, г). До сего времени не удалось выявить зависимости степени альбитизации от разрывных нарушений. Она должна существовать, однако при наличии столь густой сети разломов, как на Рудном Алтае, влияние отдельных разрывных структур, очевидно, не распознается.

Петрографические проявления региональной альбитизации видны из приведенных описаний пород. Здесь мы отметим некоторые детали явления. В порфировых выделениях кислых эффузивов замещение калиевого полевого шпата несколько менее полное, чем плагиоклаза, что позволяет проследить стадии этого процесса. Замещение происходило чаще всего с преимуществом плоскостей (001) и (010), реже альбит наследует ориентировку осей индикатрисы калиевого полевого шпата и имеет одновременное угасание с его реликтами. Нередко унаследованным оказывается двойникование замещенного кристалла калиевого полевого шпата (Чернов, 1968). Первичный плагиоклаз во вкрапленниках кислых эффузивов крайне редко встречается в виде реликтов и в таких случаях позволяет видеть, что, имея состав андезита, он замещался альбитом не путем постепенного поклистения, а с резкой границей и переломом состава между незамещенными участками и замещенными.

В базе кислых эффузивов характер развития альбита иной (см. фиг. 19 и др.). Он почти не сдвойникован и лишь изредка обнаруживает альбитовое и аклиновое двойникование. Здесь он псевдоморфно замещает микропйклитовые ростки калиевого полевого шпата, а также гнездовидные скопления адуляра. Широко распространен микробластический альбит в виде гнезд размером в доли миллиметра, ключенных в фельзитовую массу кварц-альбитового состава. Альбит образует здесь агрегаты выделений (0,05–0,1 мм), имеющих лапчатую, реже лейстовидную форму. Следует отметить, что альбитизация фельзитовой базы в кварцевых альбитофирах далеко не всегда такая полная, какой она кажется при обычных микроскопических исследованиях. Нередко прокрашивание обнаруживает здесь тонкую, местами значительную примесь калиевого полевого шпата, чем, по-видимому, и объясняется заметное содержание калия в некоторых кварцевых альбитофирах, подчеркнутое в свое время Н.А. Елисеевым (1938).

В основных вулканических породах альбитизация плагиоклазов обычно полная. Местами она имеет характер деанортитизации (кристаллы альбита проникнуты включениями эпидота), однако, как правило, альбит чист и свободен от включений. Бластическое развитие альбита здесь не наблюдается.

В гранитоидах альбитизация приводит к исчезновению первичных полевых шпатов, благодаря чему возникают породы, сходные по составу с плагиогранитами, хотя и не являющимися таковыми (Чернов, 1969б). В основных интрузивах

¹ Процент альбита от общей площади полевых шпатов в шлифах.

зивных породах альбитизация проявлена неодинаково. Она отсутствует в послетурнейских оливиновых габбро и практически полная в габбро-диабазе верхнего девона (Маркакуль-Белорецкий пояс).

В полевошпатовых осадочных породах палеозоя альбитизация полевых шпатов практически полная. Под микроскопом в песчаниках видны отчетливые признаки наложения альбитизации на обломки полевых шпатов, слагающих псаммитовую фракцию. Этот факт, указывающий на то, что в осадок поступали не альбитизированные обломки полевых шпатов, важен в геолого-историческом отношении. Бластическая альбитизация в осадочных породах изредка встречается в карбонатно-глинистых аргиллитах. Иногда альбит наблюдается здесь в виде скоплений длиннолейстовидных кристаллов (длиной не более 0,1 мм), вполне подобных микролитам в базисе основных эффузивов, чем местами создается сходство структуры таких измененных аргиллитов с гиалопилитовым строением базальтовых порфиритов.

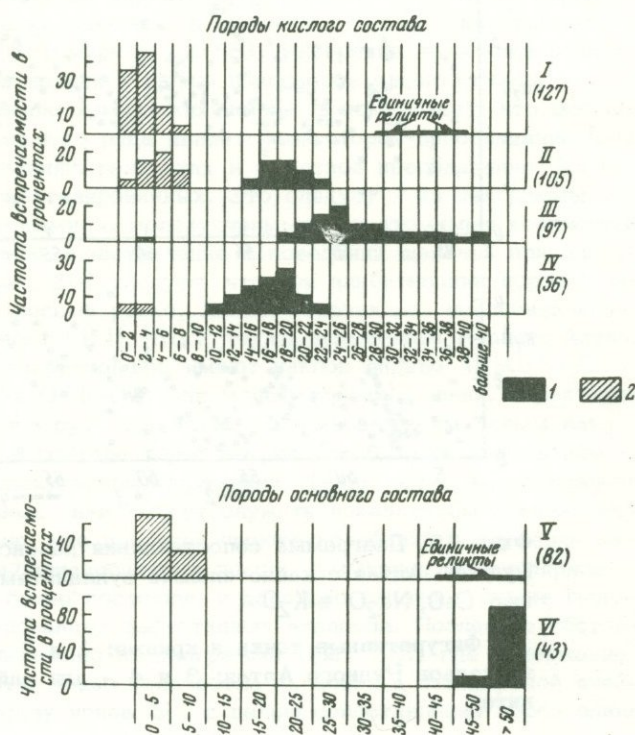
Из сказанного следует, что при альбитизации пород различного типа форма этого явления в главных чертах одинакова. Поскольку альбитизация, как правило, псевдоморфная, она не нарушает первоначальной структуры пород, за исключением случаев, когда альбит участвует вместе с кварцем в собирательной перекристаллизации кислых эффузивов и туфов. Альбит развивается по плагиоклазам любого состава непосредственно, минуя стадии постепенного окисления минерала. Постепенная деанортитизация плагиоклаза не является характерной формой региональной альбитизации.

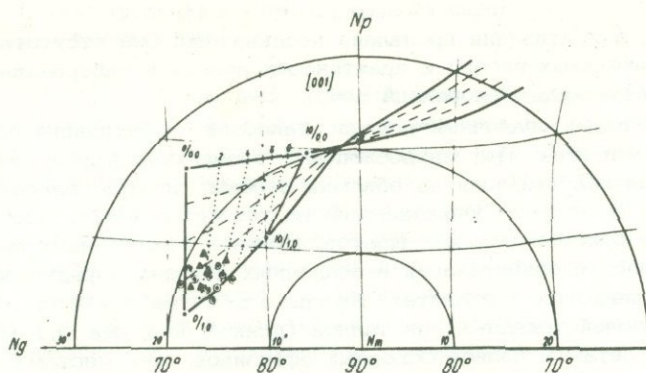
Альбит независимо от характера исходных пород имеет всюду выдержанный состав не выше № 8-10, обычно же в интервале № 0-6 (фиг. 51).

Во всех случаях альбит низкотемпературный (угол $2V$ не менее 75°), обладающий одинаково высокой степенью упорядоченности, отвечающей 0,8-1,0 по диаграмме А.С. Марфунина (Марфунин, 1962) (фиг. 52). Альбит, образовавшийся по калиевым полевым шпатам и по плагиоклазам, не имеет различий в составе, однако прокрашивание показывает, что альбит, заместивший калиевый полевой шпат, содержит повышенное количество калия, по-видимому, в субмикроскопических реликтах калиевого полевого шпата.

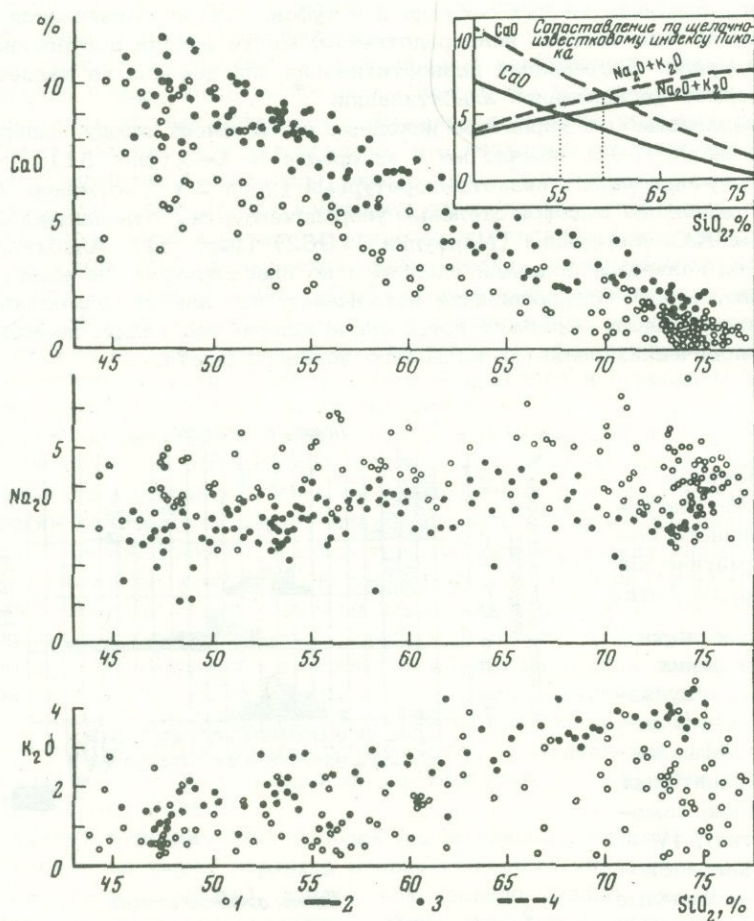
Фиг. 51. Частота встречаемости плагиоклазов различного состава в магматических породах Рудного Алтая

I - кислые породы из среднедевонских толщ (лавы, субвулканические тела); II - гранитоиды дофаменские; III - гранитоиды послетурнейские (змеиногорский тип); IV - гранитоиды калбинского типа; V - основные вулканиты девона; VI - оливиновые габброиды послетурнейские. Плагиоклазы: 1 - первичные, 2 - метасоматические. Цифры в скобках - число измерений





Фиг. 52. Положение альбитов из вулканических пород на диаграмме "состав - степень упорядоченности" (Марфунии, 1962). Круги отвечают кислым эффузивам, треугольники - основным



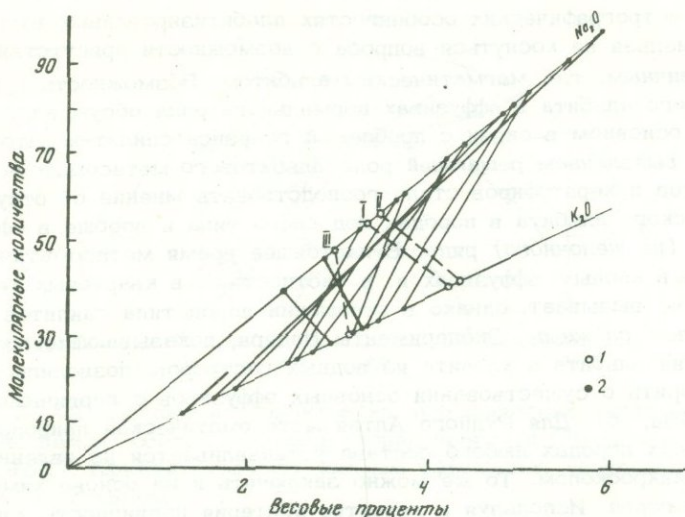
Фиг. 53. Диаграмма сопоставления девонских эффузивов Рудного Алтая с кайнотипными вулканитами по содержанию CaO , Na_2O и K_2O

Фигуративные точки и кривые: 1 и 2 - для девонских эффузивов Рудного Алтая; 3 и 4 - для кайнотипных вулканитов

Говоря о петрографических особенностях альбитизированных вулканитов Рудного Алтая, нельзя не коснуться вопроса о возможности присутствия среди них пород с первичным, т.е. магматическим альбитом. Возможность существования магматического альбита в эффузивах нормального ряда обсуждалась многими авторами, в основном в связи с проблемой генезиса спилит-кератофировой формации. С выявлением решающей роли альбитового метасоматоза в формировании спилитов и кератофиров стало господствовать мнение об отсутствии ортомагматического альбита в породах подобного типа и вообще в эффузивах нормального (не щелочного) ряда. В настоящее время метасоматическая природа альбита в кислых эффузивах и, в частности, в кварцевых кератофирах разногласий не вызывает, однако в отношении пород типа спилитов вопрос оказался более сложным. Эксперименты Иодера, показывающие возможность кристаллизации альбита и хлорита из водных растворов, позволили некоторым авторам говорить о существовании основных эффузивов с первичным альбитом (Батти, 1963а, б). Для Рудного Алтая метасоматическая природа альбита в вулканических породах любого состава устанавливается из явлений, наблюдаемых под микроскопом. То же можно заключить и на основе химического состава этих пород. Используя в качестве критерия первичности альбита в магматических породах количественные соотношения в них натрия, калия и кальция, мы приходим к выводу о том, что в магматических породах Рудного Алтая первичный альбит отсутствует (Чернов, 1969б, в). Это оказалось возможным потому, что химический состав альбитизированных пород сохраняет определенное сходство с исходным составом. Тем не менее, натриевый метасоматоз изменил петрохимическую характеристику пород весьма заметно (Чернов, 1969г, 1970в).

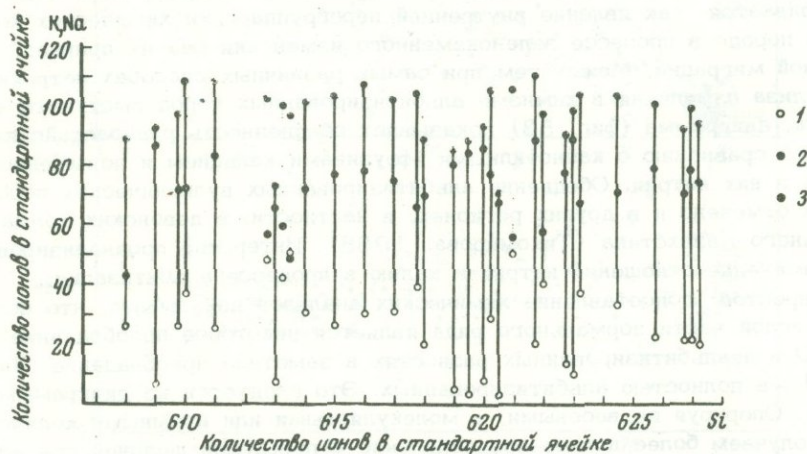
В современной литературе региональная альбитизация эффузивов обычно рассматривается как явление внутренней перегруппировки химических компонентов в породе в процессе зеленокаменного изменения без их привноса и существенной миграции. Между тем при самых различных способах петрохимического анализа изменения в химизме альбитизированных пород выступают отчетливо. Так, диаграмма (фиг. 53) показывает обедненность рудноалтайских вулканитов по сравнению с кайнотипными эффузивами кальцием и повышенное содержание в них натрия. Обеднение альбитизированных вулканических пород кальцием отмечено и в других регионах, в частности, в девонских толщах Центрального Казахстана (Тихомирова, 1958). Интересно проанализировать также изменение отношения натрия к калию в процессе альбитизации.

Уже простое сопоставление химических анализов показывает, что особенностью кислой части нормального ряда является некоторое преобладание K_2O над Na_2O в неальбитизированных разностях и заметное преобладание Na_2O над K_2O — в полностью альбитизированных. Это следует и из диаграммы (см. рис. 53). Опираясь не на весовые, а на молекулярные или атомные количества, мы получаем более полное представление о поведении щелочей при альбитизации. Из диаграммы (фиг. 54) следует, что при альбитизации пород соотношение щелочей меняется весьма резко. Линии, отвечающие неальбитизированным кайнотипным эталонам (I, II, III), а также вулканитам Рудного Алтая, избежавшим существенной альбитизации, имеют наклон вправо ($K_2O > Na_2O$ для весовых количеств и $Na_2O > K_2O$ — для молекулярных), линии, характеризующие большинство анализов рудноалтайских эффузивов, своим левым наклоном указывают на то, что в составе пород натрий преобладает над калием как в весовом, так и в молекулярном выражении. Таким образом, направление и крутизна наклона указанных линий могут служить показателем степени альбитизации пород. Характерно, что при всей широте колебаний содержаний калия и натрия в составе альбитизированных пород суммарное молекулярное количество щелочей в них более постоянно и довольно близко к сумме щелочей в составе неальбитизированных кайнотипных эталонов. Последнее обстоятельство более наглядно выражено на диаграмме (фиг. 55), где содержание щелочей выражено, по Барту, через количество их ионов в стандартной ячейке. Оно отнесено к количеству ионов Si с целью сопоставления пород одина-



Фиг. 54. Относительные содержания щелочей в кислых эффузивах Рудного Алтая, подвергшихся различной степени альбитизации

1 и 2 – фигуративные точки: кислых эффузивов девона Рудного Алтая (2) и кайнотинных липаритов (1). Средние составы липаритов взяты по Дэли (I), по К.Г. Шираняну для Армении (II) и по Ямада для Японии (III). Соединенные попарно точки представляют один анализ

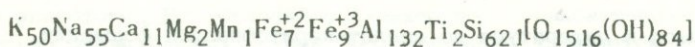
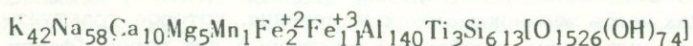
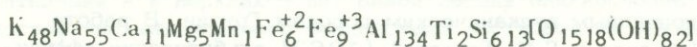


Фиг. 55. Сопоставление девонских альбитизированных липаритов Рудного Алтая со средними липаритами по количеству ионов щелочей в стандартной ячейке (пересчет по методу Барга)

1, 2, 3 – фигуративные точки содержания калия (1), натрия (2), суммы калия и натрия (3). Каждая из линий соединяет данные одного анализа: сплошные линии – кислые эффузивы Рудного Алтая, точечные – усредненные липариты, по Дэли

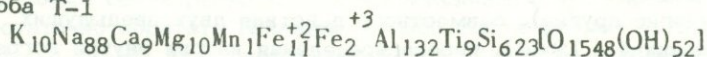
ковой кислотности. Можно видеть, что в кварцевых альбитофирах (альбитизированных липаритах) Рудного Алтая содержание ионов Na в среднем в 1,4 раза выше, чем в липаритах, а ионов K – в 2 раза ниже. Содержание Ca понижается в среднем на одну четверть (с 10–12 атомов до 7–9). Суммарное количество ионов щелочей находится в общем на том же уровне, что и в усредненных липаритах, по Дэли. Сказанное можно иллюстрировать также пу-

тем сопоставления формул химического состава тех пород, которые показаны на диаграмме (см. фиг. 55). Формулы липаритов, вычисленные по Барту:

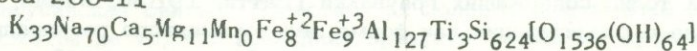


Такие же формулы для девонских альбитизированных липаритов Рудного Алтая.

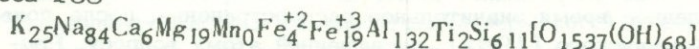
Проба Т-1



Проба 200-11



Проба 138



Все сказанное позволяет видеть, что региональная альбитизация пород, захваченных зеленокаменным изменением, не является изохимическим процессом и любой количественный способ сопоставления химизма пород, в различной степени альбитизированных, обнаруживает значительный привнос натрия в ходе этого процесса, сопровождаемый частичным выносом калия и кальция. Имея в виду данные Н.И. Хитарова и Г.Р. Колонина (1962), можно полагать, что альбитизация калиевых полевых шпатов приводила также к переводу в раствор содержащихся в них Li, Rb и Cs.

Условия и факторы региональной альбитизации

Н.Н. Смирнов был, по-видимому, первым, выделившим альбитизацию магматических пород в самостоятельную проблему и посвятившим этому вопросу монографическое исследование. Отметив, что "процесс альбитизации есть всемирный процесс, связанный с метаморфизмом пород" (Смирнов, 1913, стр. 288) он пришел в заключение своей работы к следующему пессимистическому выводу: "Вопрос о типах альбитизации должен по существу отпасть: слишком велико разнообразие метаморфических горных пород, в которых появился альбит, чтобы можно было подвести их под одну схему" (там же). С тех пор, однако, появилось достаточно данных для того, чтобы не только выделять типы альбитизации, но и говорить об их генетических особенностях.

Рассмотрение факторов региональной альбитизации усложняется тем, что она описана хотя и многократно, но в весьма различных контекстах: как составная часть зеленокаменного изменения пород, как особенность спилит-кратофировой формации, как одно из проявлений пропилитизации эффузивов, как принадлежность катагенеза осадочных пород. Синтез данных, характеризующих этот процесс в различных условиях, почти не проводился. Между тем есть основания считать, что мы имеем здесь дело с явлениями одной и той же природы. Это, в частности, альбитизация, приводящая к образованию пород спилит-кратофировой формации (в тех регионах, где она выделяется) и альбитизация палеозойских вулканических пород там, где их не относят к указанной формации. Трактовка этого явления, предложенная для Алтая и Казахстана различными авторами, сводится в основном к двум вариантам: альбитизация объясняется в одних случаях как зеленокаменное изменение, свойственное начальным этапам регионального метаморфизма (Оникиенко, 1957; Иванкин, 1957; Тихомирова, 1958; Яковлева, 1963а; Пилипенко, 1966), в других - как проявление поствулканического аутометаморфизма эффузивов (Елисеев, 1938; Сергиев, 1948; Чернов, 1955; Румянцева, 1963; Щерба,

19576; Кузубный, Каймакова, 1963). Известен ряд работ и по другим регионам, в которых аргументируется поствулканическая природа альбитизации эффузивов. Из них упомянем исследования Г.С. Дзюенидзе (1948) и Г.М. Заридзе (1968) по домиоценовым вулканическим породам Грузии. В работе В.И. Влодава, А.П. Лебедева и Г.М. Гапеевой (1962) альбитизация эффузивов рассматривается как часть зеленокаменного изменения, которое трактуется как автометаморфизм вулканитов, особенно характерный для пород "фашии подводных излияний".

Если же мы обратимся к литературе по спилит-кератофировой формации, то увидим еще большее разнообразие взглядов на природу альбитизации. Были выдвинуты представления о том, что альбитизация явилась следствием воздействия морской воды на изливавшиеся лавы (Парк, 1963), автометаморфизма этих лав под влиянием натриевых поствулканических растворов (Дьюи и Флетт, Уэллс и многие другие), совместного действия двух предыдущих факторов (В.А. Заварицкий, 1946), перераспределения натрия внутри погребенных вулканических толщ, содержащих граувакки (Батти, 19636; Waters, 1955). Представление о спилитизации как форме зеленокаменного регионально-метаморфического изменения, не связанного с воздействием морской воды, получило за последнее время значительное распространение, после появления работы Д.С. Коржинского (1962), посвященной этому вопросу. Рассмотрим применимость к Рудному Алтаю встречаемых в литературе объяснений причин региональной альбитизации.

Несмотря на несомненно подводные условия формирования эффузивов Рудного Алтая, предположения о какой бы то ни было роли морской воды при альбитизации приходится для нашего района отвергнуть, поскольку альбитизации на значительных площадях подверглись здесь не только эффузивы, но также и гранитоиды, соприкосновение которых в момент формирования с морской водой исключено.

Воздействие гранитных интрузий как возможная причина региональной альбитизации также должно быть рассмотрено, учитывая, что гранитоиды слагают на Рудном Алтае около двух третей площади докайнозойских образований. Альбитизация, генетически связанная с гранитными массивами, описана многократно, однако граниты в этих случаях принадлежат к субщелочному или щелочному типу, распространенному на Рудном Алтае крайне незначительно. Альбитизация гранитоидов проявлена в данном районе неравномерно, обнаруживает зависимость от их возраста и все признаки развития под влиянием внешних причин (Чернов, 19696). В экзоконтактовых ореолах гранитов альбит развит не шире, чем в других местах, и признаков связи с массивами не обнаруживает. Таким образом, у нас есть основания считать, что региональная альбитизация девонских вулканических пород с воздействием гранитоидных интрузий не связана.

Поствулканический гидротермальный метаморфизм, как возможная причина региональной альбитизации, имеет некоторые косвенные подтверждения - интенсивность и многократность проявлений вулканизма в районе и обширность охваченных им площадей. Для решения этого вопроса необходимо рассмотреть как современные поствулканические процессы, так и теоретические данные о развитии аналогичных явлений на более значительных глубинах. Наблюдения над современной вулканической деятельностью показывают, что продукты гидротермального метаморфизма в условиях малых глубин практически не содержат альбита. В соответствующих работах мы встречаем указания на присутствие натриевых соединений в растворах, или в твердых продуктах вулканических процессов, но альбит, как правило, среди них отсутствует (Эллис, Уилсон, 1965; Набоко, 1961; Уайт, 1965; Ивао, 1965). Натрийсодержащие минералы представлены здесь в основном цеолитами (Набоко, 1961). Можно полагать, что поствулканическая альбитизация, выражающаяся в замещении альбитом всех полевых шпатов, если и происходит в связи с современным вулканизмом, то на глубинах, пока недоступных исследователям. Теоретический анализ гидротермального поствулканического метаморфизма в вертикальном

разрезе был проведен Д.С. Коржинским (1961), который отметил, что до глубины около 1 км плагиоклазы, даже очень основные, не подвергаются альбитизации и в верхних зонах альбитизация плагиоклазов сменяется в случае достаточно интенсивного воздействия растворов их адуляризацией. М.М. Василевский (1966), обобщая данные о зеленокаменном изменении эффузивов, подразделил его продукты на приповерхностные безальбитовые (хлоритовые с адуляром и цеолитами) и гипабиссальные, содержащие альбит (с хлоритом и эпидотом). Все сказанное характеризует альбитизацию как процесс достаточно значительных глубин, чем, очевидно, снимается вопрос о ее автометаморфической природе, т.е. речь теперь может идти лишь о возможности воздействия поствулканических растворов на глубоко погребенные эффузивы иных, значительно более ранних этапов вулканизма. На Рудном Алтае, однако, и такая форма связи региональной альбитизации с вулканизмом маловероятна. Достаточно обратить внимание на мощные осадочные толщи, завершающие девонский разрез Быструшинского и Белоубинского синклиналиев (алейская, белоубинская свиты). В составе их полевые шпаты нацело альбитизированы, несмотря на то, что последние продукты активного вулканизма в указанных районах глубоко погребены под этими толщами. Проявления же более молодого (каменноугольного и каменноугольно-пермского) вулканизма локализованы на Рудном Алтае весьма узко, и есть все основания считать, что в пределах указанных синклиналиев они отсутствовали.

Хорошим примером региональной альбитизации, не связанной с каким-либо конкретным магматическим проявлением, служат осадочно-телепирокластические толщи нижнего карбона в Тувинском и Минусинском прогибах, на сотни километров удаленные от районов одновременного им вулканизма и тем не менее состоящие из альбитовых пепловых туфов и туффитов, а также аргиллитов с гнездами альбита (Бровков, 1963). Все сказанное позволяет сделать вывод, что региональная альбитизация пород на Рудном Алтае не может связываться генетически ни с одним из известных здесь магматических проявлений.

Региональный метаморфизм рассматривается многими исследователями как причина альбитизации вулканических пород в основном благодаря ее площадному развитию. Кроме того, альбит, как известно, типичный минерал в регионально-метаморфических породах фации зеленых сланцев. Последнее не значит, однако, что альбит не может быть столь же характерным минералом и при других типах изменения пород, поэтому решающим здесь будет вопрос о том, в какой степени региональный метаморфизм вообще проявлен в среднепалеозойских толщах Рудного Алтая.

К региональному метаморфизму следует относить изменения, начинающиеся с фации зеленых сланцев и, следовательно, более интенсивные, чем те, которые свойственны катагенезу горных пород. Граница между этими двумя степенями преобразования пород указана в работах ряда авторов (Рухин, 1961; Коссовская, Шутов, 1963; Кумбс, 1963; Логвиненко, 1968). Приведем факты, наиболее существенные для решения поставленного вопроса. Породы досреднедевонского фундамента, относящиеся к фации зеленых сланцев (Вишневецкая, 1962), резко отличаются интенсивностью своего изменения от налегающих на них отложений эфеля. Последние признаков регионального метаморфизма не несут. Известняки, весьма чувствительные в этом отношении (Рухин, 1961; Бровков и др., 1967; Логвиненко, 1968), хорошо сохраняют первичную структуру их органогенных разностей, в частности в основании девонского разреза. Глинистые породы также не обнаруживают изменений, знаменующих начало регионального метаморфизма. Они имеют каолин-гидрослюдистый состав. Рентгеноструктурный анализ показывает, что гидрослюды типа 1М здесь не обнаруживают перехода в мусковит с решеткой типа 2М, чем характеризуется начало регионального метаморфизма (Коссовская, Шутов, 1963). Сланцеватость в этих отложениях проявлена исключительно как результат динамометаморфизма, вне зон такого метаморфизма породы рассланцеванием не затронуты, а альбитизация их столь же полная, как и в других местах. Эффузивные породы, там где они не затронуты динамометаморфизмом, лишены признаков перехода

в порфиroidы и порфиритoidы. В них часто сохраняются первичные структурные особенности, в частности, такие тонкие, как микросферолитовое строение. В песчаниках почти не выражены конформные структуры и практически отсутствуют регенерация цемента и микростилолиты, т.е. явления, присущие еще стадии катагенеза (Страхов, 1960; Рухин, 1961; Логвиненко, 1968). Тем более, процесс изменения нигде не доходит до развития blastosammitовой структуры, характеризующей начало метаморфизма зеленосланцевой фации. Одним из признаков пород, не достигших метаморфизма зеленосланцевой фации, является присутствие в них неравновесных минеральных парагенезисов (Коссовская, Шутов, 1963). В девонских породах Рудного Алтая с таким явлением приходится встречаться часто. Обычны такие сочетания минералов, как биотит и хлорит, адуляр и метасоматический альбит, пироксен и альбит (в некоторых габбро-диабазе). Все сказанное свидетельствует о том, что изменения в среднепалеозойских породах Рудного Алтая не достигли той начальной стадии регионального метаморфизма, которая известна под названием протометаморфизма (Страхов, 1960), очень сильного эпигенеза (Рухин, 1961), метакатагенеза (Копелиович и др., 1961; Коссовская, Шутов, 1963, Логвиненко, 1968). Присутствие альбитизированных вулканических пачек в толщах, лишенных признаков регионального метаморфизма, представляет собой распространенное явление, примером чего может служить зеленокаменная толща Урала (Малахова, 1967). Формирование аутигенного альбита в осадочных породах, не достигших зеленосланцевой стадии метаморфизма, указывается в литературе и для платформенных отложений (Копелиович, 1962; Логвиненко, 1968).

Катагенез (эпигенез) осадочно-вулканических толщ остается, таким образом, единственным типом изменений, с которым региональная альбитизация на Рудном Алтае может связываться по времени и условиям развития. Подчеркнем, что многие исследователи указывают в числе аутигенных минералов катагенеза альбит (Копелиович и др., 1961; Копелиович, 1965; Бейсеев, 1966; Бровков и др., 1967; Перозио, 1967; Логвиненко, 1968). Альбитизацию полевых шпатов можно рассматривать, следовательно, как одно из проявлений катагенеза осадочных и вулканических пород. Учитывая сказанное, у нас нет причин не распространять понятие катагенеза и на изменение вещества гранитоидов, находящихся в тех же условиях глубинности. Во всяком случае ясно, что альбитизация полевых шпатов здесь столь же характерна, как и при катагенезе других типов пород.

Известны попытки определить условия, при которых развивается катагенез осадочных пород. Так, катагенез среднепалеозойских отложений впадин восточка Алтае-Саянской области, сопровождавшийся альбитизацией (Бровков и др., 1967), развивался при давлении в 0,1 - 3,3 тыс. атм. и температуре до 180-200°. В платформенной обстановке катагенетические изменения, близкие по характеру и интенсивности к известным на Рудном Алтае, начинаются с глубины около 1500 м (Рухин, 1961; Копелиович, 1965). В нашем случае эта глубина была, вероятно, несколько меньше, поскольку областям тектонической и магматической активности присущ повышенный геотермический градиент.

Самая низкая температура, при которой удалось осуществить синтез альбита, составляет, по И.П. Иванову (1962), 250°. По данным В.В. Наседкина и Н.А. Козырина (1969), при гидротермальных изменениях обсидиана в условиях повышенной щелочности растворов адуляр-альбитовая ассоциация сменяется при температуре ниже 250-270° адуляр-анальцимой. В экспериментах Раазе, Керна синтез альбита гидротермальным методом из стекла того же состава происходил в интервале 250-700°C (Raase, Kern, 1969). Приводимую Стрингхэмом (Stringham, 1952) температуру устойчивости альбита в 430°C (в слабощелочной среде) следует рассматривать, очевидно, как отвечающую средней части интервала устойчивости минерала. С учетом приведенных данных можно предположить, что региональная альбитизация пород Рудного Алтая начиналась при погружении их на глубину 1000 - 1500 м и при температурах 200-250°C.

О механизме альбитового метасоматоза при региональной альбитизации

Эксперименты методом гидротермального синтеза (Фолк, 1950; Хитаров, 1958; Федотьев, 1962) показывают, что обратимая реакция замещения альбит - ортоклаз идет достаточно легко и приводит к замещению ортоклаза альбитом в случае избытка в растворе ионов натрия. Эксперименты Орвилла (Orville, 1959) показали, что эта ионообменная реакция с понижением температуры смещается в сторону образования ортоклаза. Эксперименты позволяют видеть также, что обмен ионами калия и натрия между щелочными полевыми шпатами и обогащенными щелочами растворами происходит с сохранением каркаса $AlSi_3O_8$.

Следует отметить, что несмотря на тенденцию альбита сохранять определенные кристаллографические плоскости замещенного калиевого полевого шпата, о полной преемственности кристаллографических форм говорить здесь не приходится, учитывая значительно более высокую анокластичность низкого альбита (представленного в нашем случае) по сравнению с максимальным микроклином (соответственно $4^{\circ}30'$ и $2^{\circ}20'$; Марфуни, 1962).

Сравнением геохимических свойств натрия и калия выявляется значительный интервал условий, при которых эти элементы ведут себя различно. Гидротермальное изменение пород в областях современного вулканизма позволяет видеть, что в приповерхностных зонах натрий в составе минералов замещается калием (адуляризация), в то время как на большей глубине происходит обратное явление с замещением ортоклаза альбитом (Fenner, 1934; Steiner, 1953; Набоко, 1961; Сильченко, 1961). Д.С. Коржинский (1961), анализируя уравнение реакции "альбитизация - адуляризация", отмечает, что направление ее зависит при данной температуре от отношения активностей калия и натрия в воздействующем растворе, которое в значительной степени зависит от анионного состава растворов и, в частности, от потери растворами углекислоты при движении их вверх.

Несмотря на то, что региональная альбитизация не является результатом поствулканического метаморфизма, к которому относятся приведенные соображения, они могут быть справедливы и для нашего случая. Можно полагать, что поднимавшиеся из глубин альбитизирующие углекислые растворы до потери ими значительной части углекислоты имели достаточно высокую кислотность для того, чтобы вызвать повышенную активность менее сильного основания - натрия по сравнению с более сильным - калием, в соответствии с закономерностями, установленным Д.С. Коржинским (1956).

Что же касается альбитизации плагиоклаза, имеющей характер гетеровалентного замещения, то она также, судя по имеющимся данным, требует углекислых растворов (Escola a.o. 1938; Коржинский, 1961). В условиях эксперимента в замещавшийся плагиоклаз привносились натрий и кремнезем и из него выносились кальций и алюминий (температура около $330^{\circ}C$, давление около 220 бар; Escola a.o., 1938). По Д.С. Коржинскому, плагиоклаз может замещаться альбитом, кальцитом и серицитом под действием углекислых растворов, содержащих некоторое количество калия.

Иной механизм альбитизации полевых шпатов показан в работах А.В. Копелиовича (1962, 1965). Здесь в качестве главного фактора выдвигается давление и причина процесса заключается в изовалентном, или гетеровалентном замещении в решетках сильно сжатых минералов катионов относительно крупных катионами с меньшим радиусом. В частности различие в ионных радиусах натрия ($0,98 \text{ \AA}$) и калия ($1,33 \text{ \AA}$) является, по-видимому, одной из причин и их различного, в зависимости от глубины, поведения при формировании метасоматических минералов. Так или иначе, при любой трактовке регионального альбитового метасоматоза, два его фактора остаются несомненными - это **повышенный химический потенциал натрия в альбитизирующих растворах** и достаточно высокое литостатическое давление в зоне преобразований.

Об источнике натрия, участвующего в региональной альбитизации

В работах, касающихся зеленокаменного перерождения эффузивов или регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, вопрос об источнике натрия при альбитизации обычно не ставится, так как эти изменения принято считать изохимическими, сопровождавшимися лишь миграцией компонентов внутри того или иного объема пород. Сторонники этого представления значительно расходятся, однако, в трактовке механизма и масштабов миграции натрия. Некоторые авторы говорят об альбитизации плагиоклаза базальтов под воздействием натрия, освобождающегося при девитрификации их базиса (Белуосов и др., 1965), но известно также и мнение, отводящее роль источника натрия целым толщам, из которых этот элемент мигрирует в другие части разреза (Waters, 1955; Попов, 1962; Батти, 1963а). На Рудном Алтае мы не знаем случаев альбитизации, к которым было бы применимо первое представление: в интерсертальном базисе альбитизированных основных эффузивов стекло, замешавшееся хлоритом, не могло быть тем мощным источником натрия, под влиянием которого лабрадор, составлявший не менее половины объема пород, превращался в альбит. Тем более невозможно объяснить таким способом альбитизацию полевых шпатов кислых вулканических пород и песчаников.

Что же касается миграции натрия из одной части литологического разреза в другую как источника альбитизации, то выяснить существование такого явления можно лишь проанализировав состав пород непрерывно в пределах всего разреза, доступного изучению. С такой целью был подсчитан баланс щелочей для палеозойского разреза Рудного Алтая на двух участках в смежных структурных зонах (фиг. 56). Диаграмма была составлена в процессе детального петрографического описания и петрохимического опробования опорных разрезов. Методика составления этой диаграммы и обоснование данных, из нее вытекающих, являются предметом специальной статьи¹, поэтому здесь можно ограничиться выводами, которые эта методика позволяет сделать. Один из них заключается в том, что все породы, слагающие разрез, подразделяются на испытавшие привнос натрия (резко преобладают) и не испытавшие его. Породы, из которых мог бы происходить вынос натрия, здесь отсутствуют. Подсчет показал, что привнос Na_2O при альбитизации кислых и основных вулканических пород составил в среднем около 50 кг на 1 м^3 , близкая к этому цифра получается и для аркозовых песчаников. Общий вес Na_2O , привнесенного в колонну пород с горизонтальным сечением в 1 м^2 , пропорционален заштрихованной площади диаграммы. Для всей мощности девонского разреза в районе р. Сакмарихи (около 5 000 м) он составил около 143 000 кг. Это, следовательно, то количество Na_2O , которое поступило из глубин через каждый квадратный метр подошвы девонской толши на протяжении процесса альбитизации последней. Значительное количество калия мигрировало при этом вверх, за пределы изученной части разреза. Общий баланс кальция остался невыясненным из-за присутствия в породах кальциевых минералов (эпидот, кальцит) самой различной, в том числе осадочной, природы. Из сказанного следует, что в среднепалеозойском разрезе Рудного Алтая нет пород, которые могли бы служить источником натрия при альбитизации. Более того, лишь резко подчиненные в этом разрезе бесполовошпатовые типы отложений не испытали обогащения натрием в процессе своих эпигенетических изменений.

Остается, однако, вопрос, в какой степени источником натрия при альбитизации среднепалеозойских свит могли быть породы подстилающей метаморфической толши, наиболее древней из известных в районе? Судя по геофизическим данным (Любецкий, 1967), мощность ее составляет от 5 до 7–8 км. Образовалась она по песчано-глинистым породам и, местами, по оснрвным эффузивам (Вишневецкая, 1962). Постоянными главными минералами ее пород являются эпидот, хлорит, кварц, серицит и альбит. Объемное содержание пос-

¹ Изв. вузов, геология и разведка, 1974, № 4.

как следствие раскristаллизации стекла и перегруппировки щелочей внутри эффузивных толщ.

Все сказанное позволяет утверждать, что единственным объяснением мощного привноса натрия в альбитизируемые толщи остается существование глубинного, не вскрытого его источника, проявляющегося в масштабе крупных регионов. Можно говорить о длительности, если не непрерывности этого процесса, поскольку интенсивность альбитизации зависит от возраста измененных пород, постепенно понижаясь от древних к молодым.

В литературе есть немало примеров, когда на обширных площадях и без признаков связи с магматическими источниками наблюдаются продукты альбитового метасоматоза, значительно более интенсивного, чем в нашем случае, и сопровождавшегося региональным привносом натрия. Здесь альбитизация развивалась в регионально-метаморфических породах с образованием альбитовых кристаллических сланцев. Примером может служить альбитовый порфиробластез пород чегемской свиты (докембрий-ранний палеозой) на Северном Кавказе (Кизевальтер, 1956; Заридзе, Казахашвили, 1962; Красивская, 1963), сходные явления описаны И.Ф. Трусовой (1960) в Центральном Казахстане. В.Г. Кушев и А.В. Силин (1966) указали на большое значение альбитизации в мощном региональном щелочном метасоматозе докембрийских пород Приазовья. Рейнольдс (Reinolds, 1942), исследуя природу альбитовых сланцев Шотландии, пришла к выводу о том, что натрий, участвующий в их формировании, поступал из глубинного источника.

Приведенные примеры (перечень которых можно было бы продолжить) даны здесь не как аналоги альбитизации палеозойских толщ Рудного Алтая. Сопоставление показывает существование единого глубинного источника натрия, которым в зависимости от условий может вызываться альбитовый метасоматоз различной и порой очень значительной интенсивности.

О характере этого источника пока можно высказывать лишь гипотезы. Это явление присутствует всюду, где толщи пород, пережившие в прошлом активный тектогенез, оказались затем достаточно глубоко вскрытыми денудацией. Оно одинаково полно проявлено и в областях, испытавших свой главный орогенез в палеозое (Урал, Казахстан, Горный и Рудный Алтай, Алтае-Саянская зона), и в регионах активного альпийского орогенеза (Кавказ).

Хотя и с меньшей интенсивностью, альбитизация полевошпатовых пород проявлена также в платформенных условиях. Можно полагать, что региональная альбитизация имеет планетарное развитие, контролируемое лишь тектоническими структурами низших порядков, и глубинный источник, которым служит непосредственно одна из оболочек Земли. Возможно, что натрий эмануруется в той или иной форме базальтовым слоем земной коры, однако более вероятно, что источник его лежит глубже, в пределах верхней мантии. В этой связи заслуживают внимания представления Е.П. Леоновой (1967) о существовании "гипогенного" типа метасоматоза, развивающегося под воздействием компонентов, которые мигрируют непосредственно из подкорковых зон (верхняя мантия). Миграция альбитизирующих компонентов не обязательно предполагает непрерывное поступление из глубин водных натриевых растворов. Вероятной формой движения вещества является его самодиффузия в поровых растворах, характеристика которой была дана А.В. Копелиовичем (1965).

Практические аспекты региональной альбитизации заключаются в том, что она ставит перед исследователями по крайней мере два вопроса: 1) о представительности вещественного состава альбитизированных магматических пород в отношении их исходного состава; 2) о классификационном значении альбита в магматических породах и о том, как учитывать альбитизацию при разработке их классификаций. Поскольку при петрогенетических обобщениях главный интерес представляет первичный минеральный и химический состав изверженных пород, вещественный состав их альбитизированных разностей нельзя считать представительным и требуется реконструкция исходного состава пород.

Вопрос о классификационной роли альбита в магматических породах решается разными авторами весьма различно. Анализируя его в специальной работе

(Чернов, 1969в), мы приходим к выводу о том, что альбит (плагиоклаз кислее № 10) из числа классификационных признаков пород нормального (не щелочно-го) ряда должен быть исключен. Значение может иметь здесь лишь первичный состав полевых шпатов, восстановленный по реликтовым признакам.

Вопрос о влиянии региональной альбитизации на изменение классификационных особенностей гранитоидов рассмотрен в специальной статье (Чернов, 1969б). В ней, в частности, сделан вывод о том, что альбитизированные гранитоиды нельзя рассматривать как плагиограниты и что последние на Рудном Алтае практически отсутствуют.

Проявления локального альбитового метасоматоза

На Рудном Алтае можно выделить два типа локальной альбитизации осадочно-вулканогенных пород девона — околорудную и сопровождающую внедрение некоторых кислых порфировых интрузий. Как видно из сводных работ, касающихся состава рудной и околорудной минерализации на Рудном Алтае (Пилипенко, 1915; Шерба, 1957б; Каюпов и др., 1957; Вейц, 1959; и др.), альбит лишь в редких случаях присутствует в числе сопровождающих оруденение минералов. Предпринятые нами поиски альбита среди минералов, сопутствующих оруденению на главных рудных полях (Зырянском, Лениногорском, Николаевском, Змеиногорском), показали, что околорудная альбитизация здесь почти не проявлена, хотя полевошпатовый метасоматоз в форме адуляризации достигает местами большой интенсивности (Тишинское месторождение). Кварцевые альбитофиры, оказавшиеся на площадях гидротермального изменения, обычно сохраняют свой кварц-альбитовый состав, т.е. альбит в этих условиях достаточно устойчив. Нередко при этом в них дополнительно развиваются гидротермальные минералы, в частности сульфиды, примером чего могут служить интенсивно пиритизированные субвулканические кварцевые альбитофиры Левобережного рудопроявления Сакмарихинской рудной зоны.

Альбитизация, сопровождающая кислые порфировые интрузии, имеет более широкие масштабы, оценить которые мы пока не можем, поскольку при геологическом картировании этот тип изменений до сего времени не фиксируется. Характер ее виден из описанных порфировых интрузий в долинах рек Большой и Малой Чесноковки и на правом берегу р. Убы (гора Гремучая). От региональной альбитизации это явление отличается достаточно резко не только своим локальным развитием и приуроченностью к порфировым интрузиям лениногорско-зырянского типа, но также и четко выраженной бластической формой развития альбита.

ОБЩИЙ ОЧЕРК ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Разработанные М.А. Усовым (1935) представления об эффузивах как метастабильных образованиях, достигающих при диагенезе равновесия с термодинамическими условиями приповерхностной зоны, сохраняют актуальность и в наши дни. Следуя этим представлениям, мы ограничиваем диагенез лав лишь теми явлениями, которые развиваются без внешних метаморфизующих воздействий и не требуют погружения пород на сколько-нибудь значительную глубину. К числу их относится изохимическая девитрификация базиса пород и переход минералов во вкрапленниках (кварц, полевые шпаты) из высокотемпературных модификаций в низкотемпературные. Однако к диагенетическому этапу относятся и другие превращения, которые имели место в породах до исчезновения в них вулканического стекла, и которые относятся к поствулканическому гидротермальному метаморфизму (адуляризация, опализация и т.п.). Говоря о катагенезе, следует отметить, что погружение эффузивов на глубины, достаточные для развития этого процесса, требует в общем случае длительного времени, и можно полагать, что катагенетическим изменениям (собирательная перекристал-

лизация, альбитизация) подвергаются породы, уже пережившие диагенез. Тем не менее в быстро погружавшихся зонах с интенсивным вулканизмом и осадконакоплением можно представить себе случай, когда девитрификация пород заканчивается уже в катагенетической обстановке.

Характеристику изменений кислых пород на диагенетическом этапе следует начать с превращения в вулканическом стекле. Уже давно было предложено различать первичную и вторичную девитрификацию (Volley, Parkinson, 1903). Как было показано В.В. Наседкиным (1963), первичной девитрификации, развивающейся в процессе охлаждения стекла, часто предшествует гидротермальная гидратация кислых стекол. При этом происходит их перлитизация с развитием характерной микросфероидной отдельности (Ross, Smith, 1955; Кашкай, Мамедов, 1961; Наседкин, 1963), что, по-видимому, и имело место в перлитовых вулканических породах Рудного Алтая. Можно полагать, что в алтайских эффузивных и субвулканических породах кислого состава первичная девитрификация выражалась в замещении стекла тонким фельзитовым агрегатом тридимита (или кристобалита) и адуляра. Возможно, были развиты и другие продукты приповерхностного поствулканического изменения кислых эффузивов (цеолиты, алунит), исчезнувшие при преобразованиях на более значительных глубинах. В приведенных выше описаниях вулканических пород можно найти примеры, показывающие, что разложение стекла в их кислых разностях происходило во многих случаях непосредственно после их затвердевания при активном участии поствулканических растворов. Замещение стекла кристаллическим агрегатом сопровождалось здесь значительным привнесом и выносом химических компонентов и такой процесс может быть назван, следовательно, "аддитивной" девитрификацией, в отличие от изохимического вторичного расстеклования (Чернов, 1969а). Таким путем развивались, в частности, адуляризация, окварцевание (тридимитизация), опализация и аргиллизация вулканических пород.

Руководствуясь данными по молодому вулканизму (Набоко, 1961, 1963; Набоко, Рябичкина, 1962; Лучицкий, 1971, т. I), можно сделать некоторые предположения в отношении условия развития перечисленных явлений. Адуляризация происходила, вероятно, при воздействии на породы fumarольных растворов слабощелочного натриево-хлоридного состава. В этой связи интересны экспериментальные данные В.В. Наседкина и Н.А. Козырина (1969), которые подвергали обсидиан изменениям гидротермального типа в условиях повышенной щелочности растворов. При температуре выше 270° началось замещение стекла калинатриевыми полевыми шпатами, а при температуре 400° обсидиан заместился агрегатами волокнистого и радиально-лучистого строения, в составе которых присутствовало две фазы - адуляр и альбит. Развитие их начиналось вдоль трещин, местами распределение их следовало флюидальной полосчатости стекла. Одновременно по стеклу образовались зернистые агрегаты кварца. Все это вполне сходно с тем, что мы наблюдаем в адуляризованных и окварцованных разностях кислых вулканических пород Рудного Алтая, где составной частью процесса местами было замещение стекла также анкеритом.

Окварцевание, вероятно, развивалось в областях разгрузки натриево-хлоридных гидротерм, богатых кремнием. Данные по кайнозойскому вулканизму свидетельствуют о близости состава и температуры растворов, вызывающих окварцевание и адуляризацию, почему оба эти явления часто развиваются совместно (Набоко, 1963). В описанных породах Рудного Алтая кварц и адуляр, замещающие стекло, находятся в тесной взаимной ассоциации. Главной формой кремнекислого замещения стекла была тридимитизация с последующим параморфным развитием кварца. Опализация, следовавшая после тридимитизации, осуществлялась скорее всего под воздействием кислых сульфатно-хлоридных и сульфатных fumarольных растворов. Как было отмечено С.И. Набоко, опализация - распространенный поствулканический процесс. При нем "на сольфатарных полях часто возникает студенистый гель кремнекислоты, который может перемещаться и заполнять в породе трещинки" (Набоко, 1963, стр. 36). Это явление представлено и в рудноалтайских эффузивах, будучи причиной развития яшмовидных прожилков в кислых эффузивах (например, снежиревская свита Бухтарминского района).

Аргиллизация (каолинизация) кислых вулканических пород являлась продуктом сольфатарного процесса и требовала для своего развития кислых сульфатных растворов (Набоко, Рябичкина, 1962). Замещение кислого вулканического стекла глинистой массой описывалось неоднократно. В.В. Наседкин (1963), характеризуя гидротермальные изменения липаритов и их туфов в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, отмечает замещение их каолин-гидрослюдистыми агрегатами, а местами — переход их в чисто глинистые образования. По аналогии с условиями каолинизации молодых эффузивов (Fenner, 1934; Steiner, 1953; Набоко, 1961) можно предполагать, что этот процесс в описанных породах проходил на глубине в первые десятки метров при температуре не выше 100°. Гидротермальная аргиллизация основных эффузивов с развитием по основному стеклу минералов группы монтмориллонита весьма вероятна, но ясных признаков ее наблюдать пока не удается, так как в хлоритизированной массе таких пород монтмориллонит почти не встречается. Более определенно можно говорить о гидрохимической аргиллизации базальтовых пеплов как стадии формирования упоминавшихся выше хлоритовых туффов.

Для процесса образования микрочешуйчатого биотита (в ассоциации с магнетитом, альбитом, апатитом, рутилом) мы не находим аналогов в областях современного вулканизма; на глубинах, которые доступны исследованиям в этих областях, данная ассоциация отсутствует. Связывать ее во времени с предельными позволяет нам частое совместное развитие биотита и адуляра.

Особенностью перечисленных гидротермальных изменений является неравномерное их проявление по площади. Можно выделить районы, где в девонских вулканитах чаще чем обычно встречаются аргиллизация (Лениногорское рудное поле), адуляризация и окварцевание (эффузивы снегиревской свиты в районе Верх-Убы и устья Бухтармы, порфиновые интрузии Тегерекской зоны), опализация (Николаевское рудное поле).

Специального упоминания заслуживают микротекстурные особенности кислых эффузивов, возникшие или подчеркнутые на этапе первичной девитрификации. Сюда относится развитие по флюидальным стеклам микрополосчатых текстур с чередованием полосок, различающихся по минеральному составу. Обычно здесь существенно кварцевые полоски чередуются с преимущественно калишпатовыми, причем последние имеют аксиолитовое строение. Они представляют собой лентовидные агрегаты калиевого полевого шпата поперечноволоконистого облика. Волокна растут от границ каждой полосы внутрь ее, навстречу друг другу, часто смыкаются вдоль ее осевой линии по зубчатой границе, иногда они бывают разделены полоской кварцевого состава. Такое явление, нередко объясняемое ликвацией магмы, представляет собой, очевидно, одну из форм сегрегации вещества при девитрификации. Это видно из того, что данный процесс требовал присутствия в породе трещин или каких-то иных поверхностей, от которых начиналась избирательная кристаллизация калиевого полевого шпата (адуляра). Как следствие такой избирательности вещество в промежутках между полосками калиевого полевого шпата обогащалось кремнеземом и раскристаллизовывалось в существенно кварцевый агрегат. В туфах и лавобрекчиях этот тип раскристаллизации местами подчеркивает обломочное сложение: выделения калиевого полевого шпата в виде бахромы замешают краевые части стекловатых обломков, внутри которых обособляется обогащенное кварцем фельзитовое вещество. Ту же природу, что и описанные аксиолиты, имеют мономинеральные калишпатовые сферокристаллы, отличающиеся от них лишь тем, что рост кристаллического вещества начинался здесь от точечных центров. Местами сферокристаллы калиевого полевого шпата содержатся в вулканических породах в повышенном количестве (порфирующие тела хайдунского типа). Их образование в таких случаях происходило, очевидно, с привносом калия поствулканическими растворами и представляет собой одну из форм адуляризации.

Все, что нам известно о ранних поствулканических изменениях кислых стекол, показывает, что они реагируют на гидротермальные воздействия отлично от кристаллических сред, оказываясь более восприимчивыми к реакциям замещения, проходящим с привносом вещества. По данным Батти (1963б), су-

шествует восприимчивость кислых стекол к обогащению калием. На способность кислых стекол менять свой химический состав в процессе остывания, адсорбируя воду и обогащаясь калием, указывает Вильямс (Вильямс и др., 1957). Как известно, способность стекол замещаться минеральными агрегатами во многом определяется степенью их гидратации (Петров, 1967; Bowen, Tuttle, 1950), гидрофильные же свойства стекол определяются существованием в них субмикроскопических каналов, способных выполняться водой даже при небольших давлениях (Наседкин, 1963).

Другая форма диагенетического расстеклования — образование фельзитового агрегата без признаков привноса вещества — представляет собой уже вторичную девитрификацию, происходившую после охлаждения стекловатых лав и захоронения их под вышележащими наслоениями. Поскольку фельзитовая структура иногда рассматривается как результат кристаллизации лав, необходимо подчеркнуть, что в базисе кислых эффузивов нашего региона мы вообще не встречаем структур, которые можно было бы считать результатом такой кристаллизации. Этим они не отличаются от кайнозойских липаритов, где полнокристаллический базис является редкостью даже внутри наиболее мощных потоков. Фельзитовая структура иногда сохраняет признаки развития по твердой стекловатой среде (следы перлитового строения и др.). Ее девитрификационная природа хорошо видна в витрокластических туфах, которые нередко бывают раскристаллизованы в сплошной фельзитовый агрегат со слабыми следами обломочного строения. Можно полагать, что настоящая фельзитовая структура, т.е. микрозернистая масса неправильных выделений кварца и полевого шпата, всегда образуется по вулканическому стеклу, и ее аналогом среди продуктов магматической кристаллизации является микрогранитовая структура, отличающаяся идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу.

Более сложным является образование структур сферолитового и микропойкилитового типа. В некоторых случаях элементы их возникают при кристаллизации расплава (сферолиты, огибаемые флюидальной полосчатостью, микропойкилитовые агрегаты с идиоморфными вростками полевого шпата). Тем не менее в кислых эффузивах Рудного Алтая указанные структуры оказываются, как правило, аповитрофиловыми, усложненными последующей собирательной перекристаллизацией (Чернов, 1955). Фельзитовая структура, не испытывавшая перекристаллизации, встречается редко. Это — криптокристаллический агрегат, равномерно просветленный в скрепленных николях, в котором минеральные индивиды почти не различимы. Сферолитовая структура, избежавшая перекристаллизации, сохраняется несколько чаще. В таких случаях форма сферолитов округлая, более правильная, чем у калишпатовых сферокристаллов, образовавшихся при адуляризации.

Изменения основных эффузивов в стадию диагенеза менее отчетливы: остается неясным, формировалась ли их современная тонкочешуйчатая магнетит-хлоритовая масса непосредственно по стеклу или же оно прошло стадию замещения монтмориллонитом. Ясно лишь, что все эти превращения (к которым не относится более поздняя альбитизация) происходили без существенного изменения химического состава пород. По этой причине мы не можем оценить участие поствулканических растворов в диагенетических изменениях таких эффузивов. То, что оно имело место, видно из присутствия гидротермальных минералов в мицдалинах (кальцит, хлорит, халседон). Соотношения минералов предполагают заполнение мицдалин хлоритом еще до полного затвердевания лав, что позволяет относить подобные процессы к самым ранним проявлениям диагенеза. На том же начальном этапе изменений в вулканических туфах и туффитах основного состава происходили преобразования и совсем иного рода — монтмориллонитизация витрокластического материала при его гидрохимической переработке на морском дне.

Из всех описанных структурных изменений диагенетического этапа собственно-диагенетическим процессом является лишь изохимическое расстеклование эффузивов, все остальные изменения (адуляризация, аргиллизация, окварцевание) следует рассматривать как поствулканический гидротермальный метаморфизм,

синхронный с диагенезом и нашедший в стекловатом веществе благоприятную среду для своего развития.

Дальнейшие изменения вулканических пород развивались в обстановке катагенеза и вследствие уже иных причин. Если диагенез эффузивов и диагенез осадочных пород различны и по формам проявления и по природе, будучи сходны по существу лишь названием, то катагенез тех и других развивался в едином комплексе, под воздействием одних и тех же факторов, хотя вулканическое вещество и здесь сохранило специфику в характере изменений. Этими факторами явились: литостатическое давление, несколько повышенная температура, участие поровых растворов в перекристаллизации (Рухин, 1961). К ним, на основе изложенного ранее, следует добавить действие альбитизирующих растворов, связанных с глубинным источником. Особенностью поведения кислых эффузивов и туфов в этих условиях явилась собирательная перекристаллизация их вещества, более интенсивная, чем в любой осадочной породе, общей тенденцией которой было разрастание минеральных выделений в тонком девитрифицированном агрегате. Роль этого явления в формировании структур древних эффузивов уже подчеркивалась ранее, в частности, для вулканогенных толщ Урала (Заварицкий, 1946) и Рудного Алтая (Чернов, 1955). Анализ происходящих при этом превращений дан Е.Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967). На примере Рудного Алтая в свое время было показано, что собирательная перекристаллизация повсеместно наложила отпечаток на строение эффузивов, благодаря чему ранние кристаллические структуры, возникшие при девитрификации, являются в них реликтовыми (Чернов, 1955).

При собирательной перекристаллизации пород с фельзитовой структурой происходит укрупнение выделений кварца и полевого шпата до 0,2 – 0,3 мм, они приобретают неправильные очертания, сростаются по извилистым границам и образуют кварц-альбитовый агрегат, строение которого можно назвать "микроранобластовым". Иногда он наследует флюидално-полосчатую микротекстуру лав и подчеркивает обломочное сложение лавобрекчий (см. фиг. 24). В некоторых случаях сохраняет следы перлитового строения (табл. XVI, фиг. 2), чаще же последнее на структуру новообразованного вещества не влияет и следы его различаются лишь без анализатора.

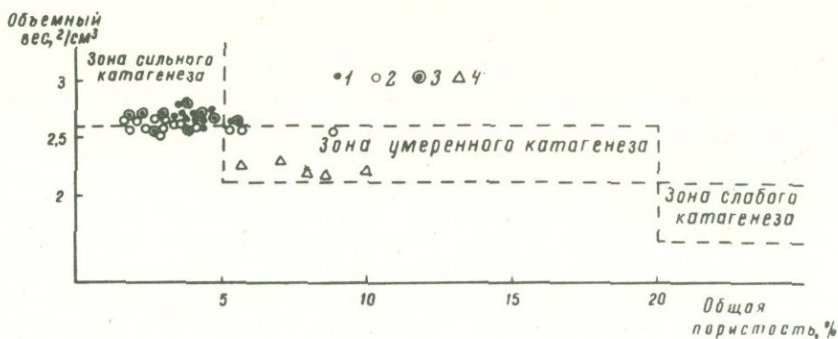
При собирательной перекристаллизации пород со сферолитовой структурой сферолиты утрачивают крестообразную фигуру угасания, затем приобретают блоковое строение и начинают гаснуть крупными секторами или пятнами благодаря обособлению в их составе кварца. В конце концов на месте сферолитов образуются округлые глобулы кварца, содержащие тонкие вроски альбита (см. фиг. 10, 12; табл. I, фиг. 1). Возникшая таким образом метасферолитовая структура вполне может быть названа "микропойкилитовой". Микропойкилитовая структура, по-видимому, имеет в большинстве случаев именно такую природу, хотя следы сферолитового строения часто полностью исчезают, поскольку выделения кварца приобретают лапчатые очертания. Е.Б. Яковлева показала, что образования последнего типа могут возникать и по фельзитовому агрегату, не содержащему сферолитов (Коптев-Дворников и др., 1967). Особенностью поведения кварца при собирательной перекристаллизации является тенденция к гомогенизации кристаллической решетки соприкасающихся друг с другом выделений. При этом его мелкие выделения в базисе прирастают к вкрапленникам кварца, надстраивая их кристаллическую решетку (см. фиг. 28).

Первичные текстурные особенности пород при собирательной перекристаллизации, как правило, затушевываются, что особенно резко проявлено там, где этот процесс сочетается с интенсивной альбитизацией, когда альбит не ограничивается псевдоморфным развитием и образует вместе с кварцем бластический агрегат. Это наблюдается в основном в вулканитах обломочного сложения (туфы, лавобрекчии, автобрекчированные порфиновые внедрения). В таких случаях обломочный первичный характер пород отражается в неравномернозернистом угловато-пятнистом сложении кварц-альбитовой массы. В кислых туфах витрокластический цемент и обломки эффузивов превращаются в сплошной фельзитовый агрегат кварц-альбитового состава, вполне подобный перекристал-

лизованному фельзитовому базису эффузивов. Это приводит к стиранию следов обломочного строения, которое местами улавливается лишь по цепочкам рудной пыли и хлорита, фиксирующим границы ранее существовавших обломков (табл. XVI, фиг. 3 и 4). Крайняя степень собирательной перекристаллизации дает минеральные агрегаты с такой крупной кристалличностью (0,5–0,7 мм), что структуру их правильнее называть не "фельзитовой", а "гранобластовой". Как видно из сказанного, собирательная перекристаллизация захватывает в основном кварц и полевой шпат. Другие минералы, присутствующие в измененных кислых эффузивах (хлорит, серицит, окислы железа, лейкоксен), остаются в тонкоагрегатном состоянии. При этом скопления хлорита и окислов железа собираются вдоль границ разрастающихся выделений кварца и альбита, а чешуйки серицита — преимущественно в альбите. Наблюдаемое местами развитие тонкой кварц-серицитовой массы по базису кислых эффузивов имеет, по-видимому, динамометаморфическую природу. Основные эффузивы почти не испытали собирательной перекристаллизации. Она выразилась лишь в некотором разрастании альбитизированных микролитов плагиоклаза, которые приобрели при этом несколько зазубренные очертания.

Описанное изменение структуры кислых вулканических пород иногда рассматривается как результат постмагматического метаморфизма (Maus, 1967). В нашем случае, однако, собирательная перекристаллизация наложилась на поствулканические изменения и не зависела от вулканизма, подчиняясь законам катагенеза. Известно, что ее движущим началом является стремление системы к сокращению удельной поверхности фаз, и следовательно, их поверхностной энергии. Процесс требует повышенного давления. Таким образом, собирательная перекристаллизация имеет одну природу как в вулканических, так и в осадочных породах, однако в вулканических образованиях кислого состава она проявляется гораздо интенсивнее, чем в осадочных. В последних она выразилась в основном в перекристаллизации халцедонового вещества кремнистых осадков в микрозернистый кварц, в некотором укрупнении кальцита в карбонатных отложениях и в довольно редких случаях регенерации кварца на границах псаммитовых кварцевых зерен. Избирательное развитие этого типа изменений в кислых вулканитах вызвано не только их благоприятным кварц-полевошпатовым составом и тонкоагрегатным состоянием минеральных выделений, но и тем, что эти выделения образуют сплошную ткань. Это видно из того, что в алевролитах частицы кварца и альбита, разобщенные глинистой массой, разрастания почти не обнаруживают. Рассмотрев структурные превращения вулканических пород в условиях катагенеза, подчеркнем, что одновременно с ними развивалась и альбитизация, благодаря чему полевой шпат представлен здесь почти исключительно альбитом.

Поскольку вулканические породы вовлекаются вместе с осадочными в катагенетический комплекс изменений, можно попытаться применить к нашему случаю современные представления о фациальном расчленении продуктов катагенеза. По данным Кумбса (Кумбс, 1963), в триасовых отложениях Новой Зеландии устанавливается значительный вертикальный интервал региональной альбитизации осадочных пород, не включающий приповерхностную зону, но простирающийся по крайней мере до глубин зеленосланцевой фации. А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов (1961, 1963) подразделили региональный катагенез на начальный и глубокий. Альбитизация полевошпатовых пород является особенностью глубокого катагенеза, причем интервал устойчивости альбита оказывается шире, чем у других аутигенных минералов, включая в себя и зону зеленосланцевого регионального метаморфизма. В породах среднепалеозойского вулканического комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области (Бровков и др., 1967) в пределах всего разреза широко развита альбитизация плагиоклазов. Здесь выделяют две зоны катагенеза — альбитовую (с цеолитами и хлоритом) и более глубокую — хлорит-альбитовую (спренитом и эпидотом). Из приведенных ссылок можно видеть, что альбитизация полевых шпатов — характерное изменение пород в условиях катагенеза, но она не может служить индикатором какой-либо его фации. В этом отношении более чувствительным



Фиг. 57. Диаграмма объемного веса и пористости некоторых пород Рудного Алтая

1 - алевролиты эйфеля; 2 - кислые лавы эйфеля; 3 - порфиры лениногорско-зырянского типа; 4 - стекловатые липариты кайнозоя из различных регионов. Оконтуренные поля - свойства песчано-глинистых пород в различных зонах катагенеза, по данным Л.Б. Рухина (1961)

показателем являются физические свойства пород и прежде всего их плотность и пористость (Рухин, 1961; Логвиненко, 1968). Сопоставляя результаты анализов плотности и пористости девонских глинистых пород Рудного Алтая с данными о свойствах аналогичных пород в различных зонах катагенеза при помощи диаграммы (фиг. 57), можно видеть, что изучаемые породы испытали изменения, отвечающие переходу между зонами умеренного и сильного катагенеза. Основываясь на критериях, приведенных в книге Н.В. Логвиненко (1968), региональные изменения девонских толщ Рудного Алтая можно отнести к стадии позднего катагенеза. Следует отметить, однако, что, если основываться на структурном ряде признаков (степень развития конформных соотношений зерен и их регенерационного разрастания), то катагенез в нашем случае следует считать весьма умеренным. Из той же диаграммы видно, что возрастание плотности в условиях катагенеза характерно не только для песчано-глинистых отложений, но и для кислых эффузивов.

Заканчивая обзор эпигенетических преобразований в палеозойских вулканических породах Рудного Алтая, отметим, что их состояние отвечает тому, которое принято называть зеленокаменным перерождением, почему необходимо коснуться и существа этого понятия. Распространено представление о зеленокаменном изменении как едином процессе, при котором ассоциация минералов формируется под воздействием общих для них факторов и агентов. В одних случаях это изменение рассматривается как форма проявления регионального метаморфизма (Tröger, 1938; Ракчеев, 1956, Иванкин, 1957), или "анхиметаморфизма" (Fritsch, 1966), в других - как результат региональной пропилитизации эффузивов (Влодавец и др., 1962; Василевский, 1966; Гармаш и др., 1967), иногда предполагается последовательное развитие обоих указанных процессов. Некоторые авторы, отводя большую роль в зеленокаменном изменении эффузивов аутометасоматозу, отмечают в то же время "полиметаморфическую" природу этого явления (Лебедев, Малхасян, 1965). В последнее время появились указания на то, что зеленокаменное изменение гетерогенно (Кривцов, 1968). В связи со сказанным важен вопрос о том, можно ли считать зеленокаменное изменение генетически единым явлением и всегда ли альбитизация развивается в комплексе с хлоритизацией, эпидотизацией, серицитизацией и другими признаками зеленокаменного состояния пород? В этом отношении очень показателен тот факт, что альбитизация полевых шпатов проявлена с одинаковой интенсивностью как в зеленокаменных, так и в краснокаменных вулканитах, несмотря на то, что в других отношениях между ними есть важные различия (существенно хлоритовая раскристаллизация базиса в одних случаях

и гематитовая – в других). Есть основания считать поэтому, что два наиболее характерных минерала зеленокаменной ассоциации – альбит и хлорит – лишь частично совпадают по интервалу условий образования. Данные по другим регионам также показывают, что зеленокаменные породы могут быть лишены одного из этих минералов (Ракчеев, 1956; Василевский, 1966). Это связано с тем, что зеленокаменный облик свойствен эффузивам на большом интервале глубин – от приповерхностных и до гиабиссальных включительно, почему некоторыми авторами и предложено довольно дробное фациальное расчленение зеленокаменных пород (Ракчеев, 1956; Бородаевская, Кривцов, 1967).

М.Б. Бородаевская и А.И. Кривцов рассматривают зеленокаменное изменение как изохимическое. Пример Рудного Алтая показывает, что вулканические породы приобрели свой зеленокаменный облик в ходе длительного процесса, состоящего из диагенетического и катагенетического этапов, на каждом из которых развивалось два ряда превращений – изохимический и связанный с привнесением вещества (аддитивный). На катагенетическом этапе второй тип изменений выразился в альбитизации полевых шпатов, в то время, как другие явления имели изохимический характер, сопровождаясь лишь некоторой перегруппировкой вещества внутри пород. Таковы собирательная перекристаллизация кислых вулканических пород, перекристаллизация кремнезема и кальцита в осадочных породах, замещение глинистого материала гидрослюдами, хлоритизация и серицитизация эффузивов, общее уплотнение пород. Сюда относится и деанортитизация плагиоклаза, связывающая кальций на месте в форме эпидота, которая представляет собой редкий случай по сравнению с альбитизацией описанного выше типа.

А.И. Кривцовым (1968) было справедливо отмечено, что зеленокаменное изменение вулканических пород представляет собой суммарный результат различных по природе и времени процессов. Следует подчеркнуть в связи с изложенным особую роль здесь тех изменений, которые происходят в зоне катагенеза. Комплексная природа зеленокаменного изменения требует, естественно, раздельного анализа его компонентов при решении генетических вопросов.

Особо следует остановиться на вопросе о возможной роли пропилитизации в формировании современного облика вулканических пород Рудного Алтая. Из обзора представлений о пропилитизации, приводимого М.М. Василевским (1966), можно видеть, что многими исследователями в течение ряда десятилетий подчеркивался региональный характер пропилитизации и независимость этого типа изменений от конкретных магматических или рудных тел. Начиная с Н.Н. Смирнова (1913), большинство авторов указывает в числе характерных продуктов пропилитизации альбит. М.М. Василевский делит пропилитизацию на типы, которыми охватываются все региональные зеленокаменные изменения вулканических пород. Такая тенденция к отождествлению пропилитизации эффузивов и их зеленокаменным изменением наметилась в литературе отчетливо. При этом подходе к явлениям вулканыты Рудного Алтая следовало бы считать повсеместно пропилитизированными.

По-прежнему распространена, однако, и трактовка пропилитизации как проявления постмагматической деятельности в регионах активного вулканизма (Коржинский, 1957; Василевский, 1961; Набоко, 1963). На Рудном Алтае известны породы, отвечающие характеристике пропилитов как продуктов поствулканического гидротермального метаморфизма. Они были описаны, в частности, П.В. Иншиным и В.М. Иншиной на Заводинском рудном поле. Тем не менее, алтайские альбитофиры и альбитофириты считать "регионально-пропилитизированными" нельзя. На это указывает, в частности, весьма незначительное количество среди них андезитов, с которыми обычно ассоциируется пропилитизация. Показательно отсутствие в них региональной пиритизации. Наконец, зеленокаменное изменение вулканических пород Рудного Алтая сопровождалось аналогичными превращениями в переслаивающихся с ними осадочных породах, причем последние несут изменения и в тех высоких частях разреза, где признаки вулканической деятельности уже отсутствуют.

Исходные породы		Стадии изменения				
		Стадия диагенеза (эффузивов)		Стадия катагенеза (эффузивных и осадочных пород)		Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации (на Рудном Алтае проявлен только в до-девонской толще)
		Изохимические изменения	Аддитивные изменения ^{х)}	Изохимические изменения	Аддитивные изменения	
Кислые вулканические породы	Характер изменений	Санидин → микроклин α-кварц → β-кварц Высокотемпер. плагноклаз → низкотемпер. плагноклаз Стекло — фельзитовый и сферолитовый агрегат	Стекло — { тридимит, кварц } Стекло — каолинит Стекло — адуляр Стекло — опал Стекло — { кварц, серицит }	Биотит → хлорит Опал Тридимит → кварц Плагноклаз — { альбит, эпидот, серицит } Собирательная перекристаллизация	Калишпаты } плагноклазы } → альбит	
	Продукты изменений	Липаритовые порфиры	Липаритовые порфиры (аргиллизированные, опаллизированные, адулярзированные)	Кварцевые альбитофиры		
Основные и средние вулканические породы	Характер изменений	Высокотемпер. плагноклаз → низкотемпер. плагноклаз Стекло — { хлорит, магнетит, лейкоксен }	Стекло — монтмориллонит	Плагноклазы → { альбит, эпидот } Лироксены — { хлорит, серпентин } Монтмориллонит → хлорит	Плагноклазы — альбит	Развитие сланцеватой текстуры Исчезновение первичных структур
	Продукты изменений	Базальтовые и андезитовые порфириты		Альбитофириты (альбитизированные базальтовые и андезитовые порфириты)		Порфиритовды, зеленые сланцы
Зеленокаменное изменение						
Глинистые осадочные породы	Характер изменений	—	—	Каолинит-гидрослюды		Гидрослюды — серицит Развитие сланцеватости
	Продукты изменений	—	—	Аргиллиты каолинитово-гидрослюдистые		Филлиты

^{х)} Поствулканический гидротермальный метаморфизм.

Фиг. 58. Стадии изменения вулканических пород Рудного Алтая

В заключение резюмируем основные положения, вытекающие из изложенного материала. Формирование современных петрографических особенностей палеотипных эффузивов – сложный процесс, в котором нашел выражение их двойственный характер: будучи породами магматическими, они являются в то же время членами слоистых вулканогенно-осадочных толщ, в полной мере участвуя как в их дислокациях, так и в катагенетических изменениях. Как следствие этого эффузивы претерпевают две стадии изменений – диагенетическую, специфичную для них, и катагенетическую, общую для вулканических и осадочных членов разреза (фиг. 58).

Изменения вулканитов на диагенетическом этапе во многом определяются свойствами вулканических стекол. Возможны два пути их раскристаллизации: изохимическое расстеклование (кислые – в криптофельзитовый агрегат, основные – в магнетит-хлоритовую массу); аддитивная девитрификация кислых стекол (адуляризация, аргиллизация, опализация). Стадия катагенеза также состоит из двух типов изменений: изохимического (собирательная перекристаллизация) и аддитивного (альбитизация), которые развиваются параллельно.

Альбитизация – автономный региональный процесс, не связанный с конкретными проявлениями магматизма, предполагает существование глубинного источника натрия. Она имеет характер планетарного процесса, проявленного умеренно в платформенных областях и весьма интенсивно – в зонах тектонической активности. Можно предположить, что натрий в той или иной форме непрерывно эмануруется глубинами Земли, результатом чего и является альбитизация, контролируемая условиями глубинности и проницаемости земной коры. Роль калия в процессе миграции вещества может быть тоже значительна, но в условиях альбитизации он минералов практически не образует. Развивая эту гипотезу, можно говорить о том, что альбитизация представляет собой один из результатов непрерывной дегазации мантийного вещества Земли, предполагаемой А.П. Виноградовым (1967). В число факторов катагенеза вулканических и осадочных пород следует включить, таким образом, альбитизирующие растворы глубинного происхождения.

Зеленокаменное изменение вулканических пород следует рассматривать как комплекс изменений, включающий по крайней мере два взаимно независимых, но совмещенных процесса – катагенез и региональную альбитизацию. Краснокаменное изменение – форма катагенеза эффузивов в континентальных или континентально-лагунных условиях. Краснокаменные породы, покружаясь в зону катагенеза, иногда сохраняют этот облик, так как в данных условиях в них может сохраниться от гидратации в лимонит часть гематитовой примеси.

Недостаточный учет сложной эволюции вещества палеовулканических пород в составе мощных геосинклинальных толщ может быть источником ошибок при их диагностике. Необходима реконструкция их первичных особенностей, при которой должны учитываться следующие распространенные случаи.

1. Повышенная кислотность пород вследствие раннего окварцевания (тридимитизация, опализация).
2. Повышенное содержание калиевого полевого шпата вследствие адуляризации.
3. Пониженное содержание кремнезема и повышенное – глинозема вследствие аргиллизации.
4. Повышенное содержание в породах натрия, резкое преобладание его над калием и пониженная роль кальция вследствие региональной альбитизации.
5. Искажение первичного химического состава основных и средних эффузивов, благодаря присутствию минерального заполнения в миндалинах. Химический состав миндалекаменных основных эффузивов не является представительным, если из него не исключено вещество, выполняющее миндалины.
6. Появление в кислых эффузивах довольно крупноагрегатных фельзитовых структур вследствие собирательной перекристаллизации, маскирующей их первичностекловатое состояние, чем создается впечатление их кристаллизации из расплава.

7. Появление вследствие того же процесса фельзитовой структуры в кислых витрокластических туфах, которые могут стать при этом почти неотличимыми от лав даже под микроскопом. Единственным отличием в таких случаях служат следы обломочного строения, "просвечивающие" в шлифе (табл. XVI, фиг. 3 и 4).

Расшифровка истории эпигенетической эволюции вещества эффузивов в условиях Рудного Алтая нередко еще более усложняется вмешательством динамического метаморфизма. Этот регион изобилует самыми различными по масштабам зонами динамометаморфизма и породы, существенно затронутые им, составляют здесь около 50% площади отложений среднего палеозоя. К этому следует добавить значительное развитие гидротермального метаморфизма, сопровождавшего сульфидную минерализацию. История развития всех этих явлений составляет особую проблему — "Метаморфизм вулканитов Рудного Алтая", которая выходит за рамки настоящего исследования.

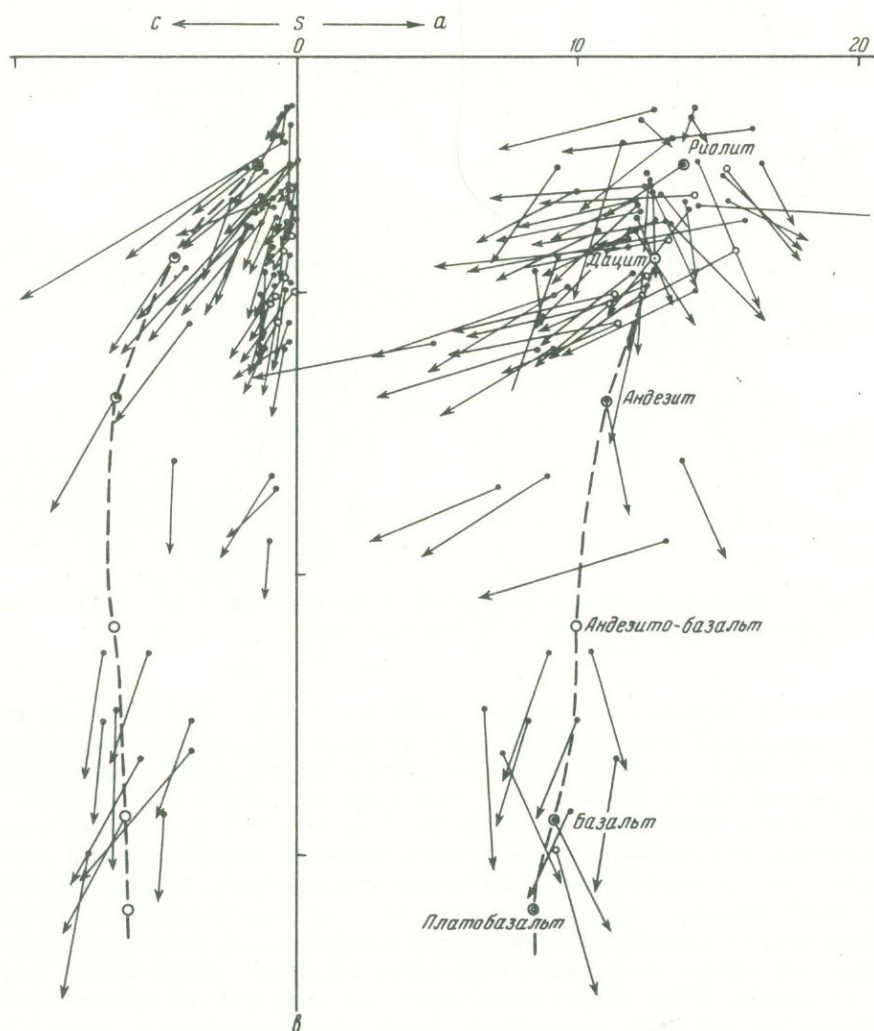
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ РУДНОГО АЛТАЯ ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ
И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Выше была подчеркнута ограниченная представительность химических анализов эффузивов Рудного Алтая в отношении первичного содержания в них щелочей и кремнезема. Как следствие этого здесь мало применим метод подразделения пород на петрохимические типы, предложенный А.Н. Заварицким для молодых вулканических серий (Заварицкий, 1950). К верхнепалеозойским эффузивам, менее интенсивно альбитизированным, это относится в несколько меньшей степени, чем к девонским. Тем не менее химико-аналитические данные позволяют выявлять некоторые особенности химизма вулканических комплексов. В основе дельнейших сопоставлений лежит несколько сотен химических анализов. Из них на диаграммы были нанесены те, которые отражают наиболее типичные составы пород и имеют точную географическую и геологическую привязку. Для сравнения использованы средние составы пород нормального ряда, по Дэли, и в некоторых случаях также, по Ноколдсу (Nockolds, 1954).

Общая петрохимическая характеристика вулканических пород Рудного Алтая, данная впервые Н.А. Елисеевым (1938), была позднее детализирована Д.И. Горжевским и Е.Б. Яковлевой (1956), П.Ф. Иванкиным и П.Г. Ведерниковым (1960) и Е.Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967). Этими авторами было показано, что исследуемые породы принадлежат к нормальному щелочно-известковому ряду. Вместе с тем были отмечены и такие их химические особенности, которые, как теперь ясно, явились результатом эпигенетических преобразований. Так, Н.А. Елисеев отметил значительное рассеяние фигуративных точек на петрохимических диаграммах, предполагая, что причины этого "кроются в не совсем ясных условиях геологического залегания пород" (Елисеев, 1938, стр. 172). С тех пор данный факт многократно подтверждался и причиной его оказалась неравномерная интенсивность изменений (альбитизация, окварцевание и т.д.) вулканических пород. Все исследователи отмечают преобладание Na_2O над K_2O в их составе, особенно заметное в кислых разностях. Н.А. Елисеев (1938) считал это "особенностью алтайской петрографической провинции". На петрохимических диаграммах это выражено в крутом наклоне векторов левого поля для подавляющего большинства проб (фиг. 59). Выше уже указывалось, что такое соотношение щелочей объясняется альбитизацией. Тем же вызвано и пониженное содержание CaO в рудноалтайских эффузивах, выражающееся в том, что фигуративные точки на левом поле диаграмм значительно приближены к оси $s-b$ (фиг. 59, 60). Обеднение пород CaO имеет и другое следствие — пересыщенность кислых пород Al_2O_3 , которая иногда также отмечается в числе особенностей химизма описываемых эффузивов. Следующая петрохимическая особенность вулканических пород Рудного Алтая — повышенное содержание SiO_2 в их кислых разностях — не находит выражения на диаграмме А.Н. Заварицкого, но хорошо заметно на тех диаграммах, где одной из координат является весовой процент SiO_2 (см. фиг. 53, 65). Среди описываемых эффузивов широко распространены разности, содержащие SiO_2 (75–77% и даже более), в то время как в наиболее кис-

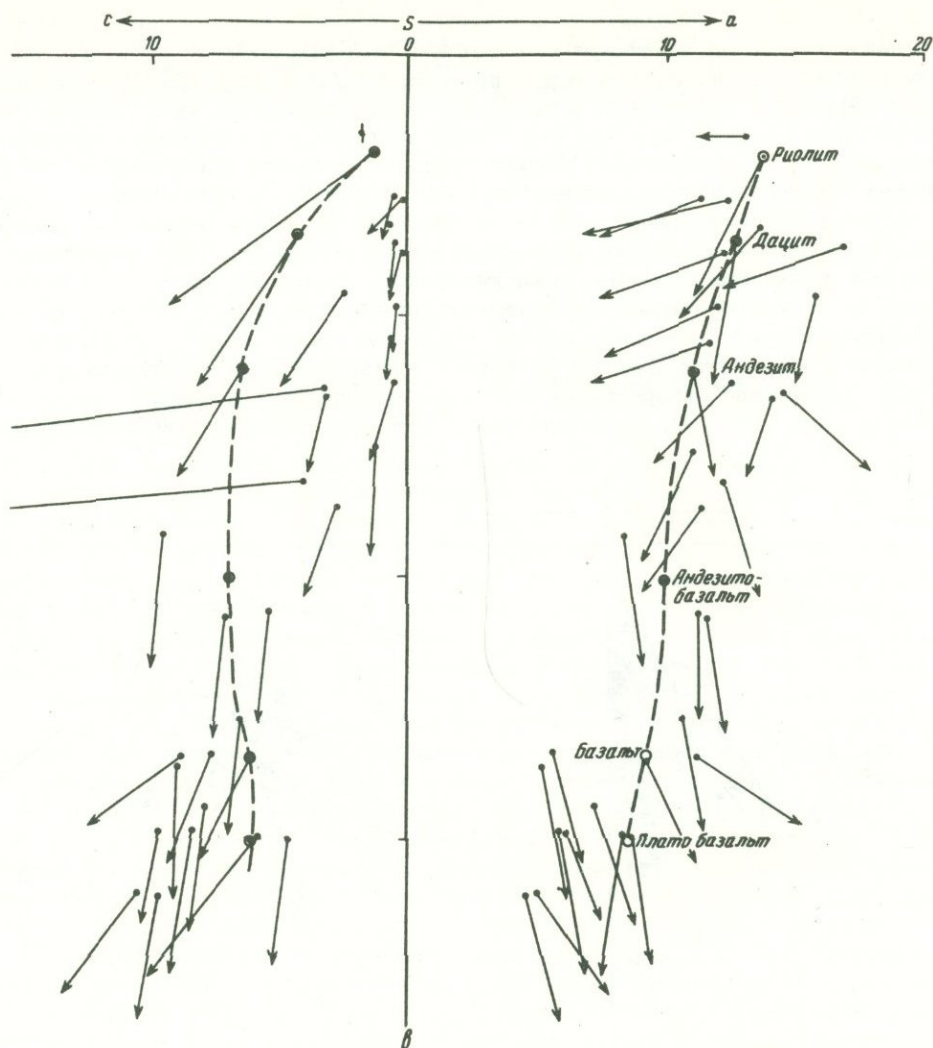
лых интрузивных породах его содержится 76,47% (средний аляскит, по Дэли), в наиболее кислых эффузивах – 74,57% (Nockolds, 1954). Из этого, однако, не следует, что на Рудном Алтае представлен какой-то особый ультракислый тип эффузивов. Повышенная кислотность пород связана с окварцеванием, наложившимся на них на различных этапах истории, в значительной степени с тем ранним окварцеванием (тридимитизацией), которое представляло собой форму поствулканической переработки еще стекловатых эффузивов.

Несколько пониженное содержание щелочей, столь же устойчивая химическая особенность девонских эффузивов Рудного Алтая, особенно характерна для кислых пород эйфельского – нижнеживетского комплекса (фиг. 59). Реконструируя их исходный состав петрографическим методом, можно видеть, что первоначально они не отличались в этом отношении от нормальных липаритов. Пониженное количество щелочей объясняется возрастанием содержания в них SiO_2 вследствие окварцевания. Тем же объясняется и пониженное количество Al_2O_3 (до 11–12%), часто наблюдаемое в составе наших кислых эффузивов,



Фиг. 59. Петрохимическая диаграмма для вулканических пород эйфеля – нижнего живета (по А.Н. Заварицкому)

Фигуративные точки лав – черные, субвулканических тел – светлые. Показаны также средние составы эффузивов, по Дэли

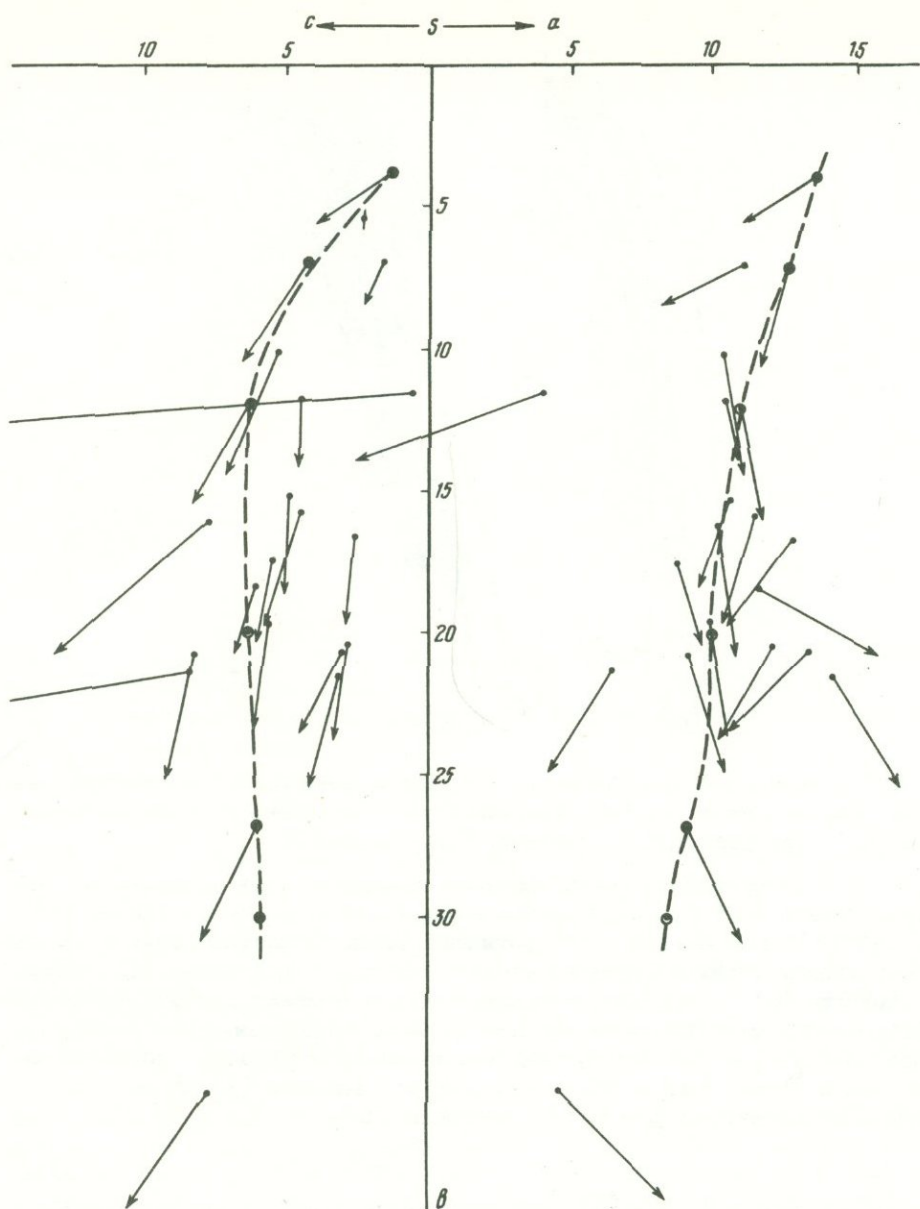


Фиг. 60. Петрохимическая диаграмма для вулканических пород верхнеживетского - франского возраста (по А.Н. Заварицкому)

что не мешает, впрочем, большинству таких пород быть пересыщенными глиноземом по указанной выше причине. С учетом всех этих обстоятельств охарактеризуем те черты первичной петрохимии вулканических комплексов Рудного Алтая, которые можно выявить по их современному химическому составу.

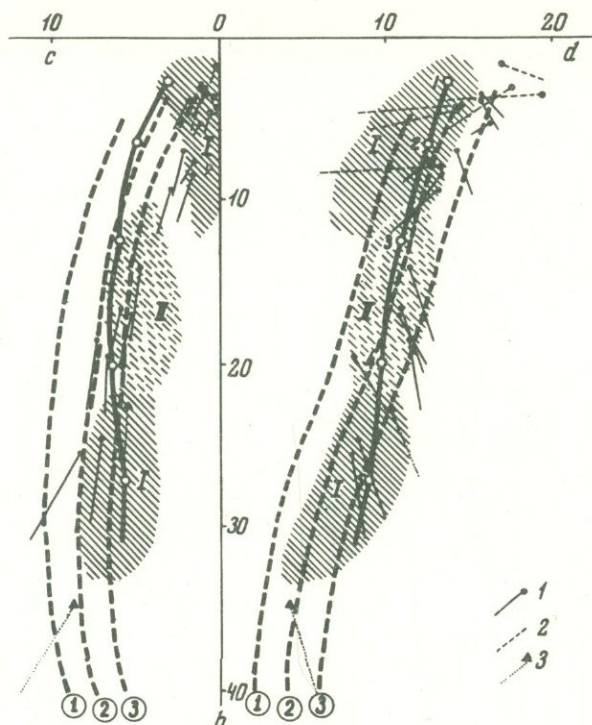
Эйфельский - нижнеживетский комплекс (см. фиг. 59) представлен эффузивами, которые в подавляющем большинстве имеют состав липаритов и базальтов нормального щелочно-известкового ряда классификации А.Н. Заварицкого. Те немногие разности, которые занимают на диаграмме положение андезитов, оказываются под микроскопом базальтовыми порфиритами, кислотность которых повышена вследствие окварцевания. Основные эффузивы принадлежат к классу слабонасыщенных SiO_2 . Петрохимические и петрографические данные позволяют думать, что среди них отсутствуют разности, не насыщенные SiO_2 и содержавшие оливин.

Верхнеживетский - франский комплекс (фиг. 60) сходен по общему петрохимическому характеру с предыдущим, но отличается тем, что кислые его члены в целом более богаты щелочами; по характеристике "а" они близки к средним риолитам, а в некоторых случаях превосходят их (трахилипаритовые



Фиг. 61. Петрохимическая диаграмма для вулканических пород фаменского возраста (по А.Н. Заварицкому)

разности). Следует отметить, что диаграмма А.Н. Заварицкому не позволяет различать сильно альбитизированные эффузивы, имевшие первоначально липаритовый и трахилипаритовый состав, так как разница в суммарном содержании щелочей между теми и другими невелика. Лишь реконструкция первичного минерального состава этих пород по реликтовым признакам позволяет видеть распространенность среди них трахилипаритовых разностей с резко повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Вторая особенность комплекса состоит в том, что среди его базальтоидов наряду с нормальными базальтовыми порфиритами распространены трахибазальтовые разности, несколько обогащенные щелочами. Для данного комплекса в той же степени, как и для предыдущего, характерен химически контрастный липаритовый и базальтовый состав вулканических пород при отсутствии вулканитов андезитового состава.



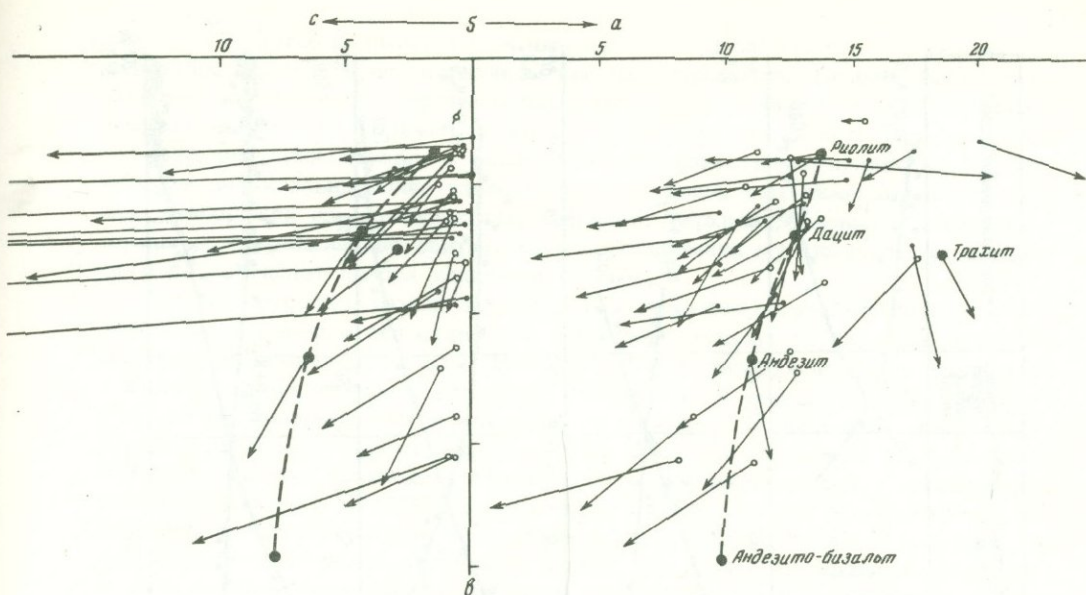
Фиг. 62. Петрохимическая диаграмма для последевонских вулканических комплексов Рудного Алтая (по А.Н. Заварицкому). Составлена с использованием данных Н.Г. Бузковой, Л.И. Звягинцева, Е.Б. Яковлевой

1, 2, 3 – фигуративные точки эффузивов последевонских комплексов: сержихинская свита C_3-P (1), малоульбинская свита $C_{1n}-C_2$ (2), ларихинская свита C_1V (3); I и II – поля фигуративных точек вулканитов девона: эйфельский – нижнеживетский и верхнеживетский – франский комплексы (I), фаменский комплекс (II). В кружках – номера сопоставительных кривых, показывающих петрохимические типы молодых лав, по А.Н. Заварицкому: тип Пеле (1), тип Лассен–Пик (2), тип Йеллоустонского парка (3). Сплошная линия соединяет составы средних типов эффузивов, по Дэли: риолиты (1), дациты (2), андезиты (3), андезито–базальты (4), базальты (5)

Фаменский комплекс (фиг. 61) представлен породами нормального ряда, среди которых резко преобладают андезиты. На правом поле диаграммы А.Н. Заварицкого они не отличаются от средних андезитов и андезито–базальтов, по Дэли, однако на левом ее поле можно видеть обедненность пород CaO , связанную с их альбитизацией.

Визейский комплекс (фиг. 62) представлен базальтовыми порфиритами, в целом отвечающими базальтам нормального ряда, по Дэли. По классификации А.Н. Заварицкого они относятся к нормальному ряду, к классу слабо насыщенных кремнекислотой, к группе умеренно богатых щелочами. Особенностью является широкий интервал колебаний содержания в них оснований и присутствие среди них базальтов с резко повышенной основностью (характеристика "b" достигает 35).

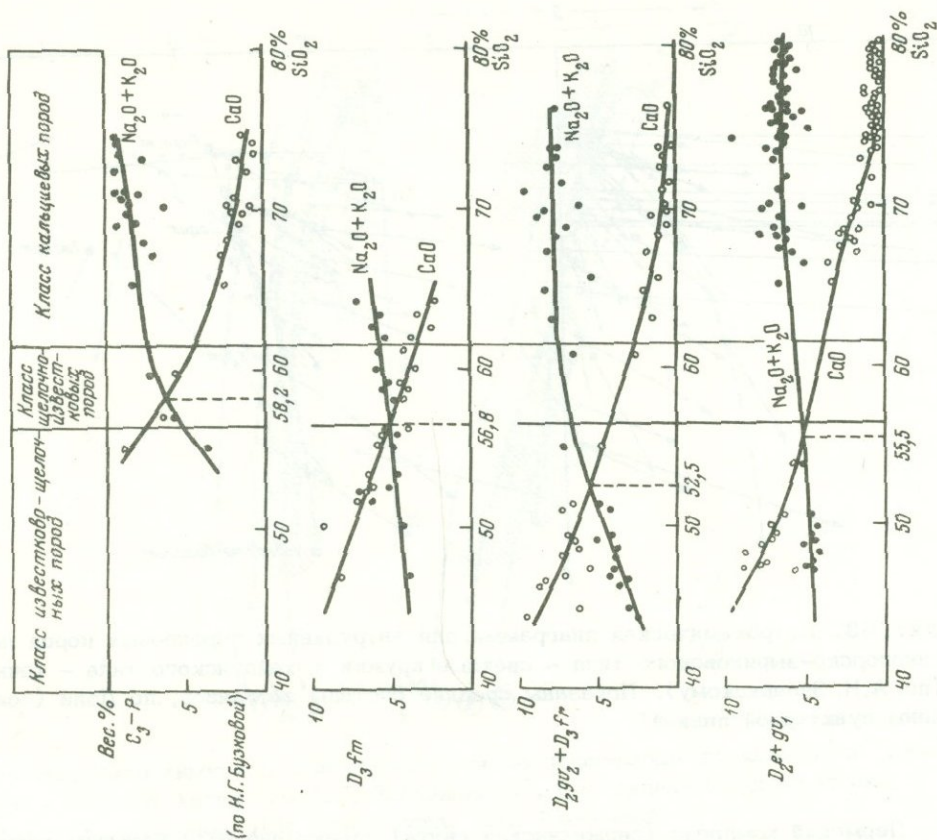
Среднекаменноугольный комплекс представлен кислыми породами, принадлежащими, по классификации А.Н. Заварицкого, к ряду, пересыщенному Al_2O_3 . Так же как кислые эффузивы девона, эти породы обеднены полевошпатовой известью, но в отличие от них обладают несколько повышенным содержанием щелочей (см. фиг. 62).



Фиг. 63. Петрохимическая диаграмма для интрузивных порфировых пород ленингорско-зырянновского типа – светлые кружки и хайдунского типа – точки (по А.Н. Заварицкому). Показаны средние составы эффузивов, по Дэли (соединены пунктирной линией)

Пермский комплекс (сержихинская свита) характеризуется большим диапазоном основности пород (см. фиг. 62). Вулканыты среднего и основного состава относятся к классу слабо пересыщенных SiO_2 и к группе бедных щелочами пород щелочно-известкового ряда. Кислые представители комплекса принадлежат к классу пород, умеренно богатых щелочами. На правом поле диаграммы А.Н. Заварицкого большинство фигуративных точек кислых пород этой свиты лежит правее щелочноземельной серии, по Дэли, но левее линии щелочных пород. На левом поле диаграммы мы наблюдаем, как и для других вулканических пород Рудного Алтая, смещение фигуративных точек вправо от вариационной линии щелочно-известковой серии пород. Нанесенные на ту же диаграмму вариационные линии типичных серий вулканицитов, по А.Н. Заварицкому, показывают, что верхнепалеозойские вулканические породы Рудного Алтая не могут быть сопоставлены ни с одним из этих рядов: если на правом поле диаграммы А.Н. Заварицкого они находятся между сериями Лассен-Пик и Йеллоустонского парка, то на левом поле их фигуративные точки, в большинстве своем смещенные вправо, не обнаруживают приуроченности к какой-либо из стандартных кривых. Таким образом, и верхнепалеозойские вулканыты испытали слишком значительные изменения химического состава, чтобы можно было их классифицировать по эталонам, разработанным на кайнотипных эффузивах.

Следует остановиться также на петрохимических свойствах кислых порфировых пород девонского возраста. На фиг. 59 субвулканические кварцевые альбитофиры эйфельского – нижнеживетского комплекса сопоставлены (под названием верхнеубинского типа) с лавами того же комплекса. Хорошо видно, что по главным петрохимическим параметрам те и другие породы одинаковы, однако обедненность щелочами, характерная для значительной части лав, выражена в субвулканических телах менее резко, возможно вследствие того, что поствулканическое окварцевание проявлено в лавах интенсивнее, чем в субвулканических телах. Петрохимические свойства порфировых пород ленингорско-зырянновского и хайдунского типов сведены на диаграмме (фиг. 63). Те и дру-



Фиг. 64. Диаграмма сопоставления вулканических комплексов Рудного Алтая по щелочно-известковому индексу Цикока

гие отвечают по основности липаритам и дацитам с некоторым уклоном в сторону трахилипаритов (разности с повышенной характеристикой "а"). В целом порфиры лениногорско-зырянского типа петрохимически весьма близки к кислым эффузивам верхнеживетского - франского комплекса. Особенность порфировых пород хайдунского типа - распространенность среди них разностей с резким преобладанием K_2O над Na_2O . Это - породы, испытавшие описанную выше адуляризацию. Характерно, что некоторые из таких пород, обладающих почти нулевой характеристикой "п", тем не менее обнаруживают дефицит щелочей и пониженную характеристику "а" по сравнению со средним составом липарита. Это - разности, испытавшие наряду с адуляризацией интенсивное окварцевание.

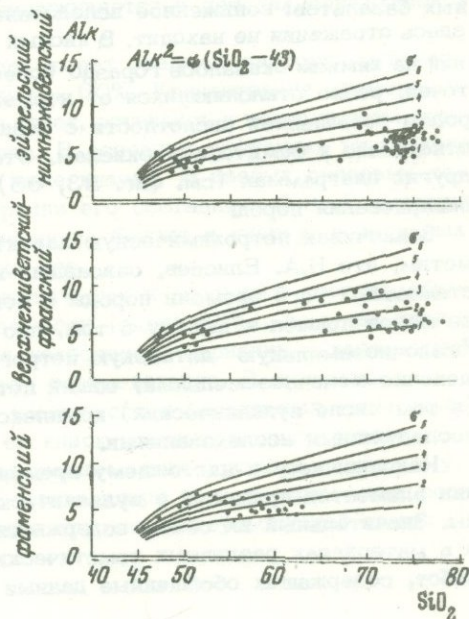
Обратимся теперь к некоторым другим способам интерпретации петрохимических данных. При характеристике региональной альбитизации вулканитов было показано, что она значительно понижает величину щелочно-известкового индекса Пикока (см. фиг. 53), чем значительно ограничивается применимость этого метода к палеотипным вулканическим породам. Тем не менее возможность использования его для сопоставления между собой альбитизированных комплексов, по-видимому, не исключается. Можно предполагать, что диаграмма Пикока (фиг. 64) отражает некоторые первичные различия сравниваемых комплексов. Здесь породы двух нижних комплексов характеризуются невысоким щелочно-известковым индексом, причем у верхнеживетского - франского комп-

лекса он заметно меньше, чем у нижележащего, благодаря повышенному содержанию щелочей в его первичном составе. Вулканиды фамена обладают наибольшим из девонских эффузивов значением щелочно-известкового индекса. Несомненно, что он понижен вследствие альбитизации, и первоначально эффузивы фамена принадлежали к классу щелочно-известковых пород, по Пикоку, обладая значительно более известковым составом, чем нижележащие комплексы. Наибольшей известковистостью обладает верхнекарбонный - пермский комплекс (сержихинская свита), хотя по современному химическому составу он и не достигает класса кальциевых пород.

Тот же петрохимический параметр (соотношение щелочей и кальция) отражен и на диаграмме сопоставления девонских комплексов по сериальному индексу А. Ритмана (фиг. 65). Вследствие альбитизации пород на диаграмме наблюдается значительное рассеяние фигуративных точек, благодаря чему ни один из рассматриваемых комплексов не может быть обозначен каким-либо определенным сериальным индексом. Тем не менее диаграмма показывает некоторые различия в химизме эйфельского - нижнеживетского и верхнеживетского - франского комплексов, заметные, правда, только для кислых представителей. Во втором случае фигуративные точки пород, богатых кремнеземом, довольно равномерно распределены между изолиниями сериальных индексов 1 и 4, в то время как кислые эффузивы эйфельского - нижнеживетского комплекса в большинстве своем отвечают сериальному индексу 1-2, т.е. обладают более низкой щелочностью. По-видимому, в этом нашло выражение присутствие трахилипаритовых разностей пород в составе верхнеживетского - франского комплекса.

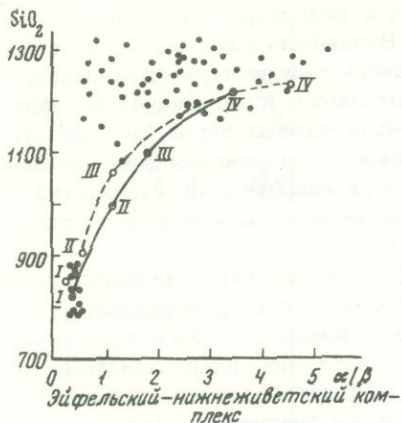
Применение к девонским эффузивам Алтая диаграммы Куно показывает, что вулканиды нашего региона не подчиняются закономерностям, лежащим в основе диаграммы (Куно, 1959), вследствие резко пониженного содержания CaO в породах с самым различным индексом затвердевания, что явилось одним из проявлений процесса альбитизации (Чернов, 1970 г).

Обратимся теперь к диаграмме Ю.М. Шейнманна (фиг. 66), которая делает особенно наглядным подразделение пород различных комплексов по кислотности и поведение щелочей в зависимости от содержания кремнезема. Здесь четко выразился контрастный лавитовый и базальтовый состав эйфельского - нижнеживетского и верхнеживетского - франского комплексов. Эта особенность среднедевонских вулканических пород нашего региона, на которую впервые обратил внимание Н.А. Елисеев (1938), в дальнейшем неоднократно подчерки-

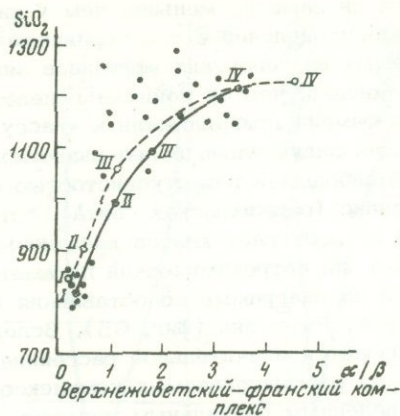


Фиг. 65. Сопоставление девонских вулканических комплексов по сериальному индексу Ритмана

1-6 - петрохимические классы пород

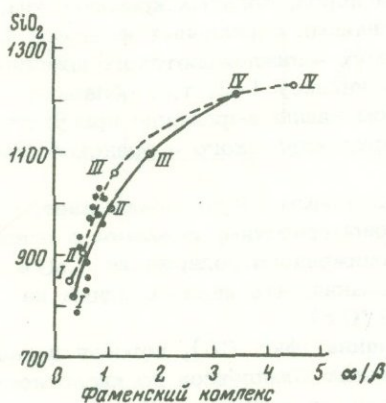


o-1



o-2

o-3



Фиг. 66. Диаграммы сопоставления вулканических комплексов Рудного Алтая на основе параметров SiO_2 и α/β (метод Ю.М. Шейнманна)

1 - фигуративные точки вулканических пород Рудного Алтая; 2 и 3 - средние составы эффузивов, по Нокколдсу (2) и Дэли (3); I-IV - средние типы эффузивов: I - базальты, II - андезиты, III - дациты, IV - липариты. $\frac{\alpha}{\beta} = \frac{Na_2O + K_2O}{\text{фемические окислы}}$

валась в литературе (Горжевский, Яковлева, 1956; Кузбный, Каймакова, 1963; Звягинцев, 1965). Базальтовые порфириты двух нижних комплексов де-вона практически не отличаются по принятым здесь параметрам от усреднен-ных базальтов; пониженное вследствие альбитизации содержание в них кальция здесь отражения не находит. В кислых породах влияние эпигенетических измене-ний на химизм оказалось гораздо более резким: на диаграммах мы видим поля точек, резко отклоняющихся от нормальных типов эффузивов и отвечающих по-родам повышенной кислотности с резко пониженным содержанием щелочей по отношению к фемическим окислам. Эта особенность, заметная и на некоторых других диаграммах (см. фиг. 53, 65), явилась следствием различных форм окварцевания пород.

Заканчивая петрохимическую характеристику вулканитов Рудного Алтая, от-метим, что Н.А. Елисеев, описавший их как спилиты и кератофиры (по пред-ставлениям того времени породы с повышенной натровой щелочностью), тем не менее пришел к выводу о том, что магматические породы региона образуют "щелочноземельную алтайскую петрографическую провинцию". Такой (точнее щелочно-щелочноземельный) общий петрохимический характер магматических (в том числе вулканических) комплексов нашего региона подтвердился всеми последующими исследованиями.

Накопившиеся к настоящему времени геохимические данные о содержа-нии элементов-примесей в вулканических породах Рудного Алтая весьма обшир-ны. Значительный их объем содержится в отчетах по геологическим съемкам и в материалах различных тематических исследований, известен также ряд работ, содержащих обобщенные данные о геохимических особенностях вулкано-

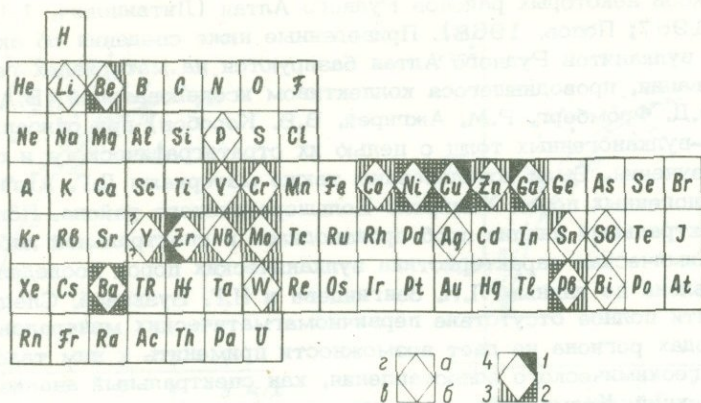
генных комплексов некоторых районов Рудного Алтая (Литвинович, 1966; Кузубный и др., 1967; Попов, 1968). Приведенные ниже сведения об акцессорных элементах вулканитов Рудного Алтая базируются на материалах геохимического опробования, проводившегося коллективом исследователей (В.А. Комар, В.И. Чернов, Э.Д. Фромберг, Р.М. Ажгирей, В.В. Коробов) при описании разрезов осадочно-вулканогенных толщ с целью их стратиграфического и петрографического изучения. Были использованы также материалы Д.Г. Ажгирея по геохимии вулканогенных пород Хамирско-Большереченского района. Полуколичественный спектральный анализ проб производился в спектральной лаборатории ВКГУ. Геохимическая характеристика вулканических пород последевоносного возраста составлена по данным Л.И. Звягинцева и Н.Г. Бузковой. Следует отметить, что почти полное отсутствие первичномагматических минералов в вулканических породах региона не дает возможности применить к ним такой детальный метод геохимического сопоставления, как спектральный анализ мономинеральных фракций. Кроме того, их первичные геохимические особенности, по-видимому, в значительной степени уничтожены описанными выше эпигенетическими процессами, на что указывает большая неравномерность распределения элементов-примесей в однотипных породах и, как правило, высокий коэффициент вариации их содержания в пробах одной и той же породы. Наиболее часто встречающимися элементами-примесями в вулканических породах региона являются (фиг. 67 и 68): Pb, Zn, Cu, Zr, Co, Ni, Mo, Cr, V, Mn, Ga, Nb, Sn, As, Ag.

Свинец встречается в девонских вулканических породах (в среднем его содержат 50% проб), однако концентрация его во всех частях среднепалеозойского разреза редко достигает кларка, будучи как в кислых, так и в основных эффузивах в 1 1/2 - 2 раза ниже его. В кислых вулканитах концентрация его составляет обычно 0,0005-0,001%, в основных измеряется десятитысячными долями процента. Однако часто встречаются как нормальный, так и логнормальный законы распределения, при, как правило, высоком коэффициенте вариации. Кислые эффузивы эйфеля, их субвулканические аналоги, а также порфиоровые породы лениногорско-зырянского и хайдунского типов по этому признаку не различаются. В основных эффузивах визейского комплекса (ларихинская свита) содержание свинца составляет в среднем 0,00035% (Звягинцев, 1965). В кварцевых альбитофирах малоульбинской свиты частота встречаемости Pb несколько возрастает по сравнению с их среднедевонскими аналогами и содержание его достигает кларка.

Серебро в вулканических породах девонского возраста анализами практически не улавливается и крайне редко обнаруживается в породах сержихинской свиты.

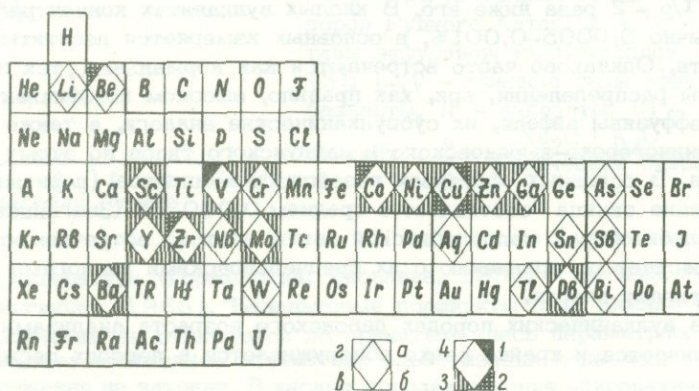
Цинк в девонских вулканических породах имеет среднюю частоту встречаемости в кислых разностях 25%, в основных - 60%. Концентрация элемента в кислых и основных вулканитах резко варьирует, оставаясь в подавляющем большинстве случаев в 1,5-2 раза ниже кларка. В основных эффузивах визейского комплекса содержание цинка в 2-3 раза ниже кларка. В кислых силловых телах малоульбинской свиты кларк концентрации его составляет 0,8. В основных эффузивах сержихинской свиты содержание цинка близко к кларку, а в кислых вулканитах той же свиты в 1,5 раза ниже его.

Медь в девонских вулканитах, как кислого, так и основного состава, обнаруживает более высокую частоту встречаемости (около 80%), чем два предыдущих элемента, более низкий, чем у них коэффициент вариации и характеризуется преимущественно нормальным законом распределения. В вулканических породах кислого состава всех девонских комплексов и фашиальных типов медь содержится в повышенном количестве и ее кларк концентрации составляет 2-2,5. В основных и средних эффузивах содержание меди близко к кларковому. В базальтовых порфиритах визейского возраста кларк концентрации меди составляет около 0,8; в кислых вулканических породах малоульбинской свиты около 0,7.



Фиг. 67. Геохимическая таблица элементов, характерных для кислых эффузивов палеозойских вулканических комплексов Рудного Алтая

Вулканические комплексы: а - эйфельский - нижнеживетский, б - верхнеживетский - франский, в - намюр - среднекарбонный, г - верхнекарбонный - пермский. Содержания элементов: 1 - выше кларка, 2 - равно кларку, 3 - ниже кларка, 4 - ниже чувствительности метода



Фиг. 68. Геохимическая таблица элементов, характерных для основных эффузивов палеозойских вулканических комплексов Рудного Алтая.

Обозначения те же, что на фиг. 67

Олово выявляется в девонских эффузивах крайне редко, встречаясь иногда в их кислых частях в количестве, значительно уступающем кларку.

Цирконий в девонских кислых эффузивах и субвулканических телах встречается в 25-30% проб, а его концентрация очень редко достигает кларка, составляя в среднем половину его. В основных эффузивах девона он содержится в количествах в 8-10 раз ниже кларка. Базальтовые порфиры визейского возраста содержат этот элемент в кларковом количестве. В кварцевых альбитофирах малоульбинской свиты концентрация его в среднем слегка превышает кларк и в кислых породах сержихинской свиты достигает максимального значения в 0,05-0,06%, более, чем вдвое превышающего кларк.

Молибден в девонских породах кислого и основного состава встречается в среднем в 15% проб, в количествах, меньших кларка в 1,5-2 раза. Прибли-

зительно ту же концентрацию (0,0001–0,0015%) он обнаруживает и в последовонских вулканических породах.

Ниобий встречен в 10% проб кислых лав и порфировых интрузий девона, в породах верхней половины разреза (франский и фаменский ярусы) не обнаружен. Концентрация его составляет 0,5–0,8 кларка. В вулканитах верхнего палеозоя он встречен в кварцевых альбитофирах малоульбинской свиты (около 0,5 кларка).

Вольфрам изредка (около 5% проб) встречается в кислых эффузивах девонской толщи. В других породах не обнаружен.

Хром в девонских кислых вулканитах имеет среднюю концентрацию 0,001% (частота встречаемости около 20%). В базальтовых порфиритах C_1 содержание хрома составляет в среднем 0,008% (около 0,25 кларка).

Ванадий имеет частоту встречаемости в кислых породах среднего палеозоя – около 25%, в основных – 60%. В первом случае его средний кларк концентрации составляет 0,7 (содержание 0,003%), во втором 0,8 (содержание 0,007%). В основных эффузивах виле его среднее содержание достигает 0,04%, т.е. несколько превышает кларк, в верхнепалеозойских породах оно всюду в 1,5–2 раза ниже кларка.

Никель содержится в кислых породах девонской толщи в среднем в 15% проб и имеет концентрацию 0,0007–0,001%, близкую к кларку. Концентрация этого элемента в основных эффузивах фамена несколько выше (около 0,002%), но значительно (в 8 раз) ниже кларка для базальтов. Кварцевые альбитофиры малоульбинской свиты не отличаются по содержанию никеля от девонских эффузивов того же состава. Основные эффузивы виле содержат никеля около 0,008%, т.е. в 2 раза ниже кларка. Отвечает кларку концентрация никеля и в породах сержихинской свиты.

Кобальт в кислых эффузивах и порфировых интрузиях девона встречается спорадически (10–18% проб) в количестве несколько ниже кларкового. В основных эффузивах фамена его встречаемость выше (около 60%), так же как и содержание (0,001–0,002%), которые, однако, ниже кларка. В визейских базальтовых порфиритах кобальта в среднем 0,003–0,004%, что приближается к кларку. В верхнепалеозойских вулканических породах кларк концентрации этого элемента 0,2–0,4.

Итрий обнаруживает в девонских породах значительное колебание концентраций, которые в большинстве случаев ниже кларковых.

Следует отметить, что распределение аксессуарных элементов по простиранию одной и той же вулканической толщи довольно изменчиво. Так, в кислых вулканитах успенской свиты из различных районов большинство элементов-примесей имеет содержание значительно ниже кларкового и лишь медь содержится в кларковом или несколько более высоком количестве. В некоторых местах (район Белой Убы) отмечается повышение содержания элементов-примесей, одинаково резкое для элементов различных геохимических групп (свинец, цинк, никель, хром, ванадий). Причина такой неравномерности, вероятно, заключается в том, что геохимические особенности этих пород претерпели с момента их образования существенные изменения. Сказанное можно дополнить данными табл. 22. В кислых вулканических породах хайдунской свиты (Белобубинская зона) также отмечается пониженное по сравнению с кларком содержание большинства элементов (Zn, Ga, V, Ti и др.), несколько повышенное содержание Cu, а также резкое повышение концентрации аксессуарных элементов на отдельных участках (р. Медведка и др.).

В основных вулканических породах по сравнению с кислыми эффузивами повышены содержания Ca, Zn и V, однако содержанием, превышающим кларк, обладает лишь Cu.

Содержание аксессуарных элементов в кислых порфировых породах можно показать на примере порфиров хайдунского типа (бассейн рек Тегерек и Хамир). Здесь, как и в кислых эффузивах, Pb и Zn имеют концентрацию значительно ниже кларка, то же следует отметить в отношении Co, Ga, Cr, V, Ni и Sn. Несколько повышенный кларк концентрации имеет лишь Mo. Для выяснения су-

Таблица 22

Кларки концентраций элементов в кислых вулканических породах

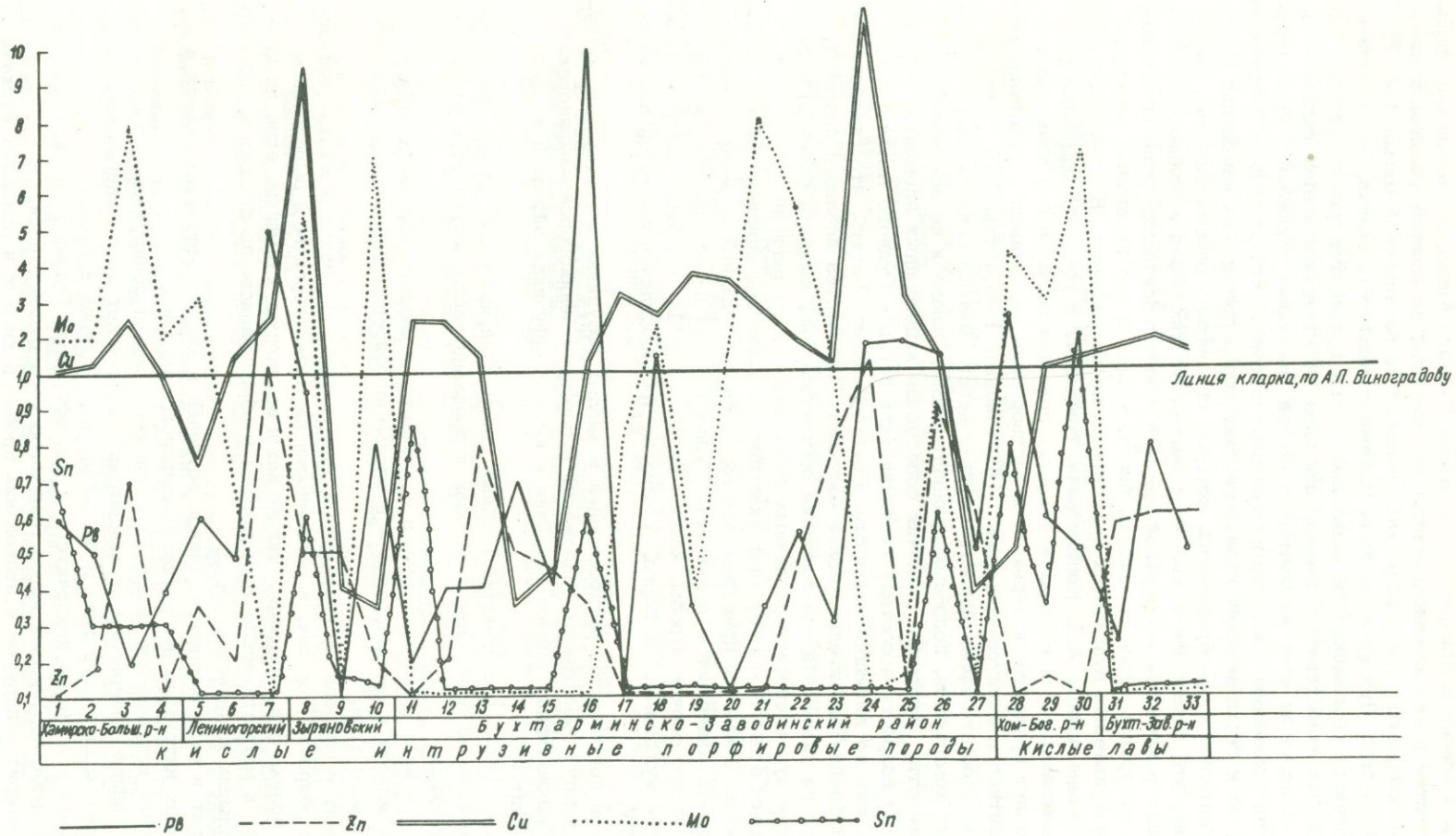
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pb	0,60	5,00	0,50	0,60	0,50	0,20	0,40	0,60	0,40	2,50
Cu	0,75	2,60	1,85	1,00	1,25	2,50	1,00	1,00	1,10	0,50
Zn	0,35	1,10	0,21	-	0,18	0,72	0,07	0,14	-	0,10
Ni	1,20	1,50	0,70	-	-	0,50	0,50	0,68	0,06	0,01
Co	0,80	0,52	0,80	0,60	-	-	0,60	2,40	0,30	0,60
Ga	0,65	0,50	0,60	0,30	-	-	0,75	0,50	0,50	1,00
V	0,68	0,26	1,23	0,29	0,44	0,17	0,27	4,00	0,20	0,02
Mo	3,00	-	0,74	2,00	2,00	8,00	2,00	3,00	7,00	4,40
Cr	1,20	0,50	-	0,40	-	-	0,60	1,20	0,08	0,04
Zr	0,35	0,03	0,32	0,50	-	-	0,10	3,20	0,18	0,11
Yb	-	-	0,87	0,75	-	-	1,50	0,90	2,70	1,80
Y	-	-	0,47	0,29	-	-	0,86	0,90	0,60	-
Sn	-	-	-	0,70	0,33	0,33	0,30	0,36	2,00	0,80
As	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-
Ba	0,20	-	0,45	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1, 2, 3 - порфиновые интрузии Лениногорского района: 1 и 2 - Черная Уба, 3 - р. Сакма-риха; 4, 5, 6, 7 - порфиновые интрузии Хамирско-Большереченского района; 8, 9, 10 - кислые эффузивы того же района: 8 и 9 - хайдунская свита, 10 - успенская свита.

существования корреляционных связей между концентрацией наиболее распространенных элементов-примесей в кислых эффузивных и субвулканических породах района построен график (фиг. 69), который показывает отсутствие четкой зависимости между содержаниями элементов. Очевидны значительные масштабы колебаний кларка концентрации всех приведенных здесь металлов. Можно отметить лишь слабо выраженную прямую корреляционную связь между Pb, Zn и Cu и отсутствие связи Mo и Sn как между собой, так и с другими металлами.

Анализировались также соотношения кларков концентраций элементов в геохимических парах. Отношение Pb/Zn в порфирах хайдунского типа во всех случаях больше единицы, но сильно колеблется (от 1,71 до 4,54). В порфирах лениногорско-зырянского типа это отношение имеет столь же большие колебания и иногда оказывается меньше 1. В кислых эффузивах оно значительно больше 1. Отношение Co/Ni в кислых эффузивах оказывается в целом более высоким, чем в порфирических породах хайдунского типа, а в последних оно выше, чем в лениногорско-зырянских порфирах. В других геохимических парах отношение концентраций не обнаруживает различий между сопоставляемыми группами пород.

Сумма данных о геохимических особенностях вулканических пород Рудного Алтая позволяет нам согласиться с выводом, сделанным А.Н. Литвиновичем на материалах по Лениногорскому району, о том, что содержания Pb, Zn и Cu в вулканитах невелики и в среднем не достигают кларковых, будучи в ряде случаев ниже, чем в метаморфических сланцах додевонского фундамента (Литвинович, 1966). Следует отметить, что В.С. Кузубный, В.Д. Каймакова и



Фиг. 69. Диаграмма кларков концентраций важнейших элементов-примесей в кислых эффузивах и порфировых интрузиях различных районов Рудного Алтая (данные В.В. Коробова)

Г.Г. Свечников (1967), рассматривая геохимические особенности вулканогенных пород девона в Прииртышском районе Рудного Алтая, подчеркивают широкое развитие в них элементов-примесей, которые, по мнению указанных авторов, характеризуют эти породы как производные базальтовой магмы (Pb, Zn, Cr, Ni, Co и др.). Приведенные выше данные показывают, однако, что говорить об устойчивой обогащенности каких-либо групп вулканитов нашего региона определенными акцессорными элементами едва ли возможно: крайне сильные вариации содержания всех элементов-примесей при общей пониженной концентрации их по сравнению с кларками позволяют считать, что не только петрохимическая, но и геохимическая характеристика пород претерпели изменения в процессе длительных преобразований, которые специально рассматривались выше. Известно, что акцессорные элементы магматических пород в большинстве своем входят в качестве изоморфной примеси в кристаллические решетки определенных минералов (полевые шпаты, биотит и др.) и что первичные минералы в рассматриваемых вулканитах практически не сохранились. В этой связи очень показательны данные А.В. Копелиовича, говорящие о том, что обменные реакции, развивающиеся в породах в условиях повышенных давлений зоны катагенеза "могут приводить к переходу в раствор ряда рассеянных в кристаллических решетках элементов-примесей" (Копелиович, 1965, стр. 277). Это не может не снижать эффективность геохимического метода сопоставления вулканогенных комплексов, подобных рудноалтайским, однако и не исключает его применимости. Некоторые различия содержания акцессорных элементов в различных по возрасту и составу вулканических породах Рудного Алтая можно уловить уже по имеющимся данным. Есть основания считать, что статистическое обобщение значительно более массового количества анализов позволит, несмотря на указанные осложняющие обстоятельства, выявить более отчетливо геохимическую специфику различных групп вулканитов региона.

Акцессорные минералы указывались выше при описании вулканических комплексов. Здесь мы приведем некоторые сводные данные о распределении акцессорных минералов в вулканитах Рудного Алтая на основе анализа 102 промытых протолок. Пробы, каждая весом около 15 кг, были взяты из главных типов вулканических пород. Анализ их производился в шлиховой лаборатории ВКГУ.

Циркон повсеместно распространен в кислых эффузивах и порфириновых интрузиях, достигая наибольших содержаний в порфирах лениногорско-зырянновского типа. Радиоактивный циркон встречен в кислых эффузивах эйфеля и в девонских гранитоидах.

Апатит, редко достигающий весовых содержаний, является, однако, постоянной примесью во всех кислых породах и довольно часто встречается в основных эффузивах.

Рутил в виде единичных знаков встречается в кислых эффузивах эйфеля - нижнего живета и весьма редко - в кислых порфириновых породах лениногорско-зырянновского типа.

Галенит и сфалерит встречаются в виде единичных знаков в кислых эффузивах и порфириновых породах, в особенности на Лениногорском и Зырянновском рудных полях. Эти минералы, так же как и все другие сульфиды, едва ли принадлежат к магматическим акцессориям и образовались, по-видимому, при гидротермальных изменениях пород.

Шеелит в виде единичных знаков встречен в кислых эффузивах эйфеля и в порфириновых интрузиях лениногорско-зырянновского типа.

Флюорит встречается редко. Его единичные знаки обнаружены в кислых эффузивах, однако значительных концентраций достигает этот минерал местами в порфирах хайдунского типа в бассейнах рек Тегерек и Хамир.

Монацит - минерал, нехарактерный для эффузивов Рудного Алтая, встречен в одной пробе порфириновых пород Лениногорского рудного поля.

Касситерит обнаружен в нескольких пробах в кислых и основных вулканических породах франа, в виде единичных знаков. Так же как и флюорит, он достигает местами значительного содержания в порфирах хайдунского типа.

Анализ встречен лишь в одной пробе из порфиров ленингорско-зырянско-го типа.

Турмалин встречен в породах всех типов в количестве не более единичных знаков.

Титанит — распространенный аксессуар во всех типах пород, достигающий местами содержания 100–500 г/т.

Гранат встречен приблизительно в 30% проб кислых эффузивов и в 40–50% проб интрузивных порфировых пород в виде единичных знаков.

Гематит наиболее характерен для порфировых пород ленингорско-зырянского и хайдунского типов, где он распространен неравномерно, но местами достигает содержания более 500 г/т.

Магнетит — один из наиболее распространенных аксессуаров во всех типах пород, местами превышающий содержанием 500 г/т.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ВУЛКАНИЗМА РУДНОГО АЛТАЯ

Данные об абсолютном возрасте вулканических пород приведены в табл. 20. Применение калий-аргонового метода определения возраста пород требует в нашем случае ряда серьезных оговорок. То, что данный метод дает заниженный возраст палеозойских пород вследствие искажения отношения Ar/K при их изменениях, уже отмечалось в литературе (Афанасьев и др., 1968). Одной из причин этого является потеря аргона при нагревании пород (Damon, 1968). Установлено также, что "омоложение" эффузивов при использовании этого метода связано с диффузией аргона, происшедшей еще в вулканическом стекле (Funkhouser a. o., 1965)

Указанные обстоятельства нашли отражение и в цифрах прилагаемой таблицы. Здесь образцы 721, 381-8 и 204 представляют единую группу пород, однако они затронуты серицитизацией в различной степени, чем и объясняются значительные колебания в определениях их возраста.

Так в пробах 721 и 381-8 содержание калия различается незначительно (составляя соответственно 5,25 и 4,83%), однако в первом случае порода сохраняет почти весь свой первичный калиевый полевой шпат, а во втором оказывается сильно альбитизированной и содержит заметное количество серицита. Таким образом, анализы, выполненные калий-аргоновым методом, дают в нашем случае по существу лишь верхнюю возрастную границу. Кислая лава в образце 953-Т взята из нижней части снежиревской свиты, т. е. из слоев, которые датируются В.А. Комар как верхнеживетские. Ее возраст (382 млн лет) отвечает скорее эйфелю (по шкале 1968 г.). Субвулканическая порода таловской свиты (обр. 399-6) и по стратиграфическим данным и по абсолютному возрасту (377 млн лет) принадлежит к эйфелю — нижнему живету, порода из хайдунской группы порфировых интрузий (обр. 721) имеет возраст не моложе границы девона и карбона (353 млн лет). Кислые порфировые породы Сокольного карьера, по данным анализа (330 млн лет), должны быть не моложе раннего карбона.

Сказанное позволяет видеть, что определение возраста палеозойских вулканических радиологическими методами должно проводиться с применением других методических приемов. По-видимому, наиболее эффективным, хотя и крайне трудоемким, будет анализ мономинеральных фракций аксессуаров.

Приведем также данные, которые мы имеем благодаря любезности Е.А. Кузнецова, исследовавшего несколько шлифов алтайских пород по методу дисперсии двойного лучепреломления. Определения, произведенные по кристаллам циркона в порфирах Сокольного карьера, показали 380 млн лет (шлиф 938-1) и 320 млн лет (шлиф 517). Такие же измерения в шлифе 385/13 из порфирового тела на горе Чекмарь (хайдунский тип) показали 350 млн лет.

Главные этапы развития вулканизма Рудного Алтая и связь его с тектонической историей региона

В настоящее время благодаря работам ряда исследователей (Д.И. Горжевский, Н.А. Елисеев, П.Ф. Иванкин, А.К. Каюпов, В.А. Комар, В.С. Кузубный, В.П. Нехорошев, В.В. Попов, М.Г. Хисамутдинов, Г.Н. Щерба, Г.Ф. Яковлев, Е.Б. Яковлева и др.) мы располагаем значительным материалом по истории вулканизма данного региона. Этапы развития девонского вулканизма освещены Е.Б. Яковлевой (1957). Краткий очерк палеозойских вулканических проявлений в юго-восточной части Рудного Алтая дан Л.И. Звягинцевым (1965). Вопросы истории вулканизма региона в связи с его тектоническим развитием рассмотрены Д.И. Горжевским и М.В. Муратовым (1961), В.С. Кузубным (1963), а также для всей Зайсанской системы М.Г. Хисамутдиновым и Т.Я. Демидовой (1967). Попытка обобщения накопленных данных по этому вопросу и результатов собственных совместных исследований была предпринята В.А. Комар и автором настоящей работы в специальной статье (Комар, Чернов, 1970).

Мы очень мало знаем о вулканизме, проявившемся на Рудном Алтае в до-среднедевонское время. Можно лишь отметить, что при формировании существенно терригенных толщ кембро-ордовикского (или более древнего?) возраста, слагающих додевонский фундамент, происходили извержения основного вулканического материала, масштабы которых остаются неясными (Вишневская, 1962). На протяжении силура и нижнего девона Рудный Алтай представлял собой геоантиклинальное поднятие, сформированное в результате календонского орогенеза. Вулканические проявления этого этапа неизвестны. Областью активного вулканизма Рудный Алтай стал в эйфельском веке, когда здесь произошла резкая смена тектонического режима, связанная с вовлечением региона в общее прогибание Зайсанской геосинклинальной системы. С этого момента и до конца среднего палеозоя Рудный Алтай был областью морского осадконакопления и интенсивного вулканизма.

На протяжении эйфельского и в начале живецкого века на всей территории Рудного Алтая отлагались известково-терригенные и кремнисто-терригенные осадки. На этом фоне происходили частые вспышки вулканизма. Чередовавшиеся во времени продукты вулканизма имели контрастный состав базальтов и липаритов (местами дацитов). Преобладали вулканические извержения липаритового состава, однако в некоторых районах вулканические продукты были преимущественно основными. Такие районы были приурочены к бортовым частям Холзунско-Сарымсактинского шовного прогиба и связаны, по-видимому, с ограничивавшими его глубинными разломами. Довольно существенными были различия в мощности вулканогенно-осадочных толщ, что позволяет нам уже для этого времени наметить главные структурно-фациальные зоны, испытывавшие различное по интенсивности прогибание. Другим признаком намечающейся тектонической неоднородности региона явилась миграция областей наиболее активного кислого вулканизма с юго-востока на северо-запад (Комар, Чернов, 1970). Тем не менее, в рассматриваемое время регион представлял собой еще единую погруженную под уровень моря геоантиклинальную область, ограниченную шовными прогибами как с северо-востока (Холзунско-Сарымсактинский и Белорещкий прогибы), так и с юга-запада (Иртышский прогиб), что подтверждается сходным характером вулканизма на всей рассматриваемой территории. В целом, наибольшая активность извержений приходится на позднейфельское и раннеживецкое время, когда были сформированы такие вулканические свиты, как таловская и успенская.

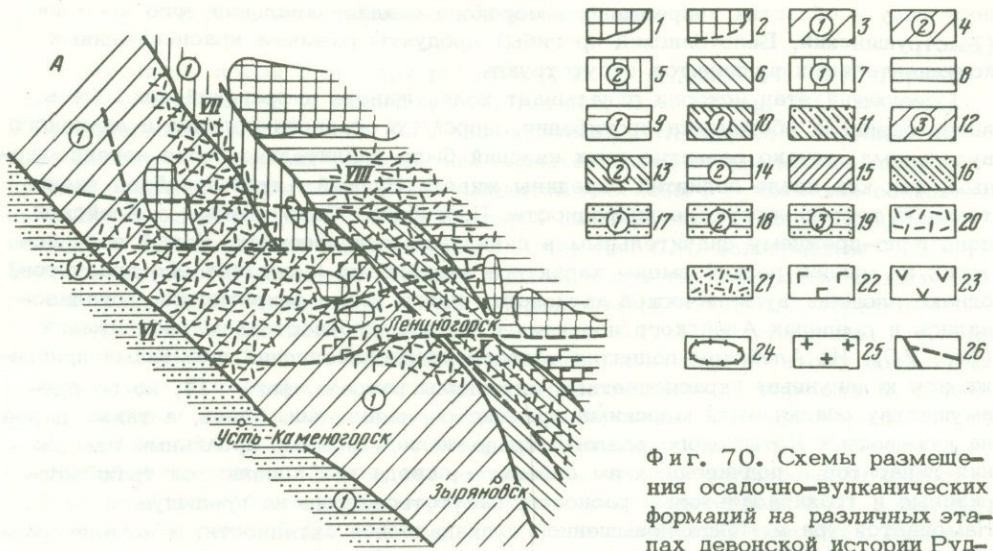
Середина живецкого века ознаменовалась интенсивными восходящими движениями, которые привели к осужению части Рудного Алтая (Алейская зона) и в областях поднятий сопровождалась внедрением гранитоидов (Чернов, Гаврилова, 1957). Алейское поднятие испытало размыв на глубину не менее 1,5-2 км, судя по тому, что среди продуктов размыва присутствуют обломки гранитов гипабиссального облика. Следы вулканизма, который можно было бы связать с этим периодом поднятия, неизвестны и он, по-видимому, не проявлялся,

поскольку в областях непрерывного морского осадконакопления того времени (Быструшинский, Белоубинский прогибы) продукты размыва краснокаменных континентальных вулканитов отсутствуют.

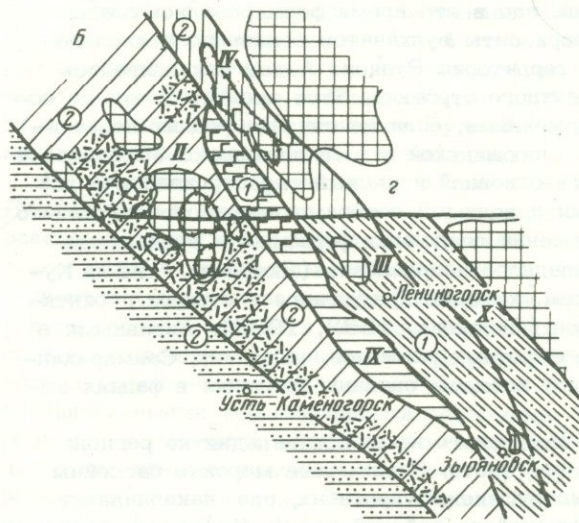
Следующий этап истории охватывает конец живета и франский век. Здесь вновь возникла обстановка прогибания, морского осадконакопления и активного вулканизма, однако развитие этих явлений было значительно более неравномерным, так как после поднятий середины живета Рудный Алтай приобрел значительную тектоническую неоднородность. Прогибание было слабым в Алейской зоне и по-прежнему значительным в синклинальных прогибах. Новый этап истории не принес резкой смены характера вулканизма и состава его продуктов, однако площадь вулканической активности здесь резко сократилась, локализовалась в пределах Алейского поднятия и на его юго-восточном продолжении (фиг. 70). На Алейском поднятии условия осадконакопления временами приближались к лагунным (красноцветные интервалы разреза, фиг. 71), но по преимуществу осадки были морскими кремнисто-глинистыми. Здесь, а также далее на юго-восток Иртышского разлома продолжались мощные ареальные извержения липаритов и подчиненных им базальтов; среди них появляются трахилипаритовые и трахибазальтовые разности, отсутствовавшие на предыдущем этапе. Намечается три момента повышенной вулканической активности: в начале франского века (базальты и липариты нижнекаменевской подсвиты), в середине франка (липариты верхнекаменевской подсвиты) и в конце его (липариты и трахилипариты снежиревской свиты). Проявился вулканизм и в северо-западной части Быструшинского синклиория, где в это время формировались осадки шипуновской свиты, содержащей горизонты вулканитов основного и кислого состава (фиг. 72). На остальной территории Рудного Алтая накапливались терригенные толщи, местами ритмичного строения. Этот процесс почти не сопровождался вулканическими извержениями, если не считать редких незначительных базальтовых излияний. В Синюшинской и в Лениногорско-Зырянской геоантиклинальных зонах отлагался основной и кислый телепирокластический материал, принесенный воздушными и водными потоками из районов активного вулканизма. Главная роль в размещении осадочных формаций и вулканизма принадлежала разломам северо-западного направления (Яковлева, 1957; Кузевный, 1963), в особенности тем, которые приурочены к стыкам геоантиклинальных и геосинклинальных зон (Яковлева, 1962, 1963). Активными в этот период были и некоторые из широтных разломов, например, Сакмарихинско-Снегирихинский (см. фиг. 70), с которым связаны различия в фациях шипуновской свиты.

В конце франского и в начале фаменского веков общее поднятие региона привело к осушению значительной его части. Остаточные морские бассейны сохранялись в Белоубинском и Быструшинском прогибах, где накапливался грубый флиш (нижние части маймырской и алейской свит). На данном этапе внедрялись, а затем, в ходе продолжавшегося поднятия, местами были вскрыты массивы гиабиссальных гранитоидов, прорывающие каменевскую свиту кислых эффузивов. Можно считать, что этими интрузиями завершились массовые проявления девонского кислого магматизма на территории Алтая (Чернов, 1965). Для фаменского вулканизма кислые продукты были уже не характерны.

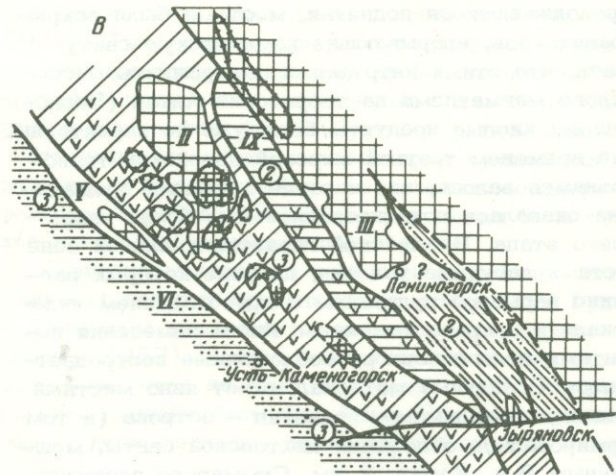
Поздний фамен был на Алтае временем третьей широкой девонской трансгрессии. Погружение региона ознаменовалось, как и ранее, вспышкой вулканической деятельности, однако она оказалась локализованной еще более узко, чем вулканизм предшествовавшего этапа. В Алейской геоантиклинальной зоне существовали мелководные, местами лагунные условия, на фоне которых развивался мощный, преимущественно взрывной вулканизм с преобладанием андезитового и базальтового материала и с краснокаменным типом изменения пород. В переслаивании с вулканитами отлагались грубообломочные пестроцветные аркозово-граувакковые осадки. Осадочный материал имеет явно местный характер и его источником служили, по-видимому, поднятия — острова (в том числе вулканические). Так сформировались отложения пихтовской свиты, мощность которой достигает, по данным В.А. Комар, 2 км. Суммарное погруже-



Фиг. 70. Схемы размещения осадочно-вулканических формаций на различных этапах девонской истории Рудного Алтая (по В.А. Комар и В.И. Чернову, 1970)



А - эйфель - ранний живет; Б - конец живетского и франский век; В - конец франского - фаменский век

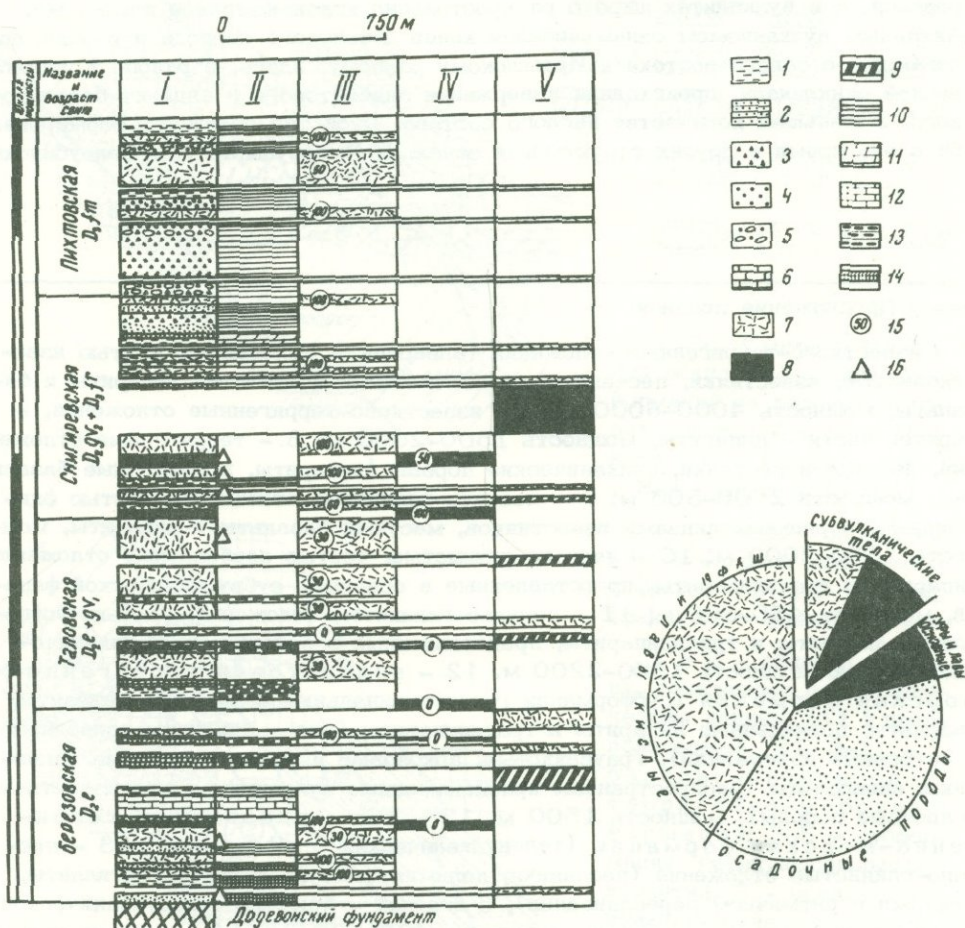


1 и 2 - области размыва, показанные по геологическим данным (1) и предполагаемые (2). 3-11 - базальт-липаритовая терригенно-морская формация: 3-5 - субформация геоантиклинальных поднятий: 3 - осадочно-вулканическая толща с преобладанием вулканических пород (липариты, базальты) над осадочными (алевролиты, аргиллиты, рифовые известняки, песчаники), мощность 1000-2000 м; 4 - вулканические породы (липариты, трахилипариты, базальты) в переслаивании с аргиллитами, кремнистыми аргиллитами и песчаниками, мощность 1000-1500 м; 5 - известково-терригенные отложения (песчаники кварцевые и аркозовые, известняки, алевролиты), в нижней части - базальты, местами с признаками континентальных условий образования, мощность 600-700 м; 6-11 - субформация геосинклинальных прогибов;

ние рассматриваемой территории в фамене было, таким образом, значительным, однако в ходе процесса оно почти полностью компенсировалось накоплением грубого вулканомиктового, аркозового и вулканического материала. Образовавшаяся при этом толща несет признаки весьма мелководных условий формирования, а в вулканитах широко распространено краснокаменное изменение. Активным вулканизмом ознаменовался конец девонского периода и в зоне, прилегающей с северо-востока к Иртышскому разлому. Здесь, в районе Кондратьевской синклинали, происходили извержения андезитового и андезит-базальтового, в меньшем количестве кислого состава. Иной тип отложений формировался в это время в других структурных зонах. В Быструшинской и Белоубинской

← Продолжение подписи

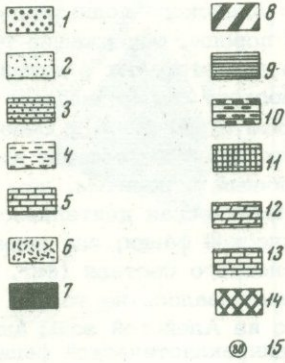
6 - известково-терригенные отложения (алевролиты, аргиллиты, частью известковистые, известняки, песчаники), в подчиненном количестве липариты и базальты, мощность 4000-6000 м; 7 - известково-терригенные отложения, в верхней части - липариты, мощность 1500-2000 м; 8 - терригенные отложения, изредка известняки, вулканические породы (липариты, подчиненные базальты), мощность 2500-500 м; 9 - песчано-глинистые отложения, частью флишвидные, с редкими линзами известняков, местами базальты и липариты, мощность 1500-2000 м; 10 - песчано-глинистые, частью карбонатные отложения, липариты и трахилипариты, представленные в основном субвулканической фацией, мощность 450-600 м; 11 - песчано-глинистые отложения, частью флишвидные, липариты и трахилипариты, представленные в основном сулвулканической фацией, мощность 1500-2200 м. 12 - андезитовая терригенно-морская формация (субформация геосинклинальных поднятий): андезиты, базальты, подчиненные липариты и трахилипариты (все - продукты подводных и островных извержений), граувакковые, аркозовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты (распространены краснокаменные вулканиды и красноцветные осадочные породы), мощность 1500 м. 13 - 16 - андезитовая терригенно-морская формация (телевулканическая субформация): 13 - песчано-глинистые отложения (песчаники, полимиктовые алевролиты, аргиллиты, местами в ритмичном переслаивании), в осадках - примесь телевулканического основного и среднего материала, мощность 400-500 м; 14 - песчано-глинистые отложения (аргиллиты, алевролиты, песчаники аркозовые и вулканомиктовые), часто с примесью телевулканического материала основного и среднего состава, в верхней части - местами эффузивные андезиты и базальты, мощность 1500-3000 м; 15 - вулканогенно-осадочная флишвидная толща (песчаники, алевролиты, аргиллиты, часто в ритмичном переслаивании), эффузивные андезиты и базальты и их туфы, мощность 1500-2000 м; 16 - песчано-глинистые отложения, часто содержащие основной телевулканический материал: песчаники вулканомиктовые, алевролиты, аргиллиты, линзы гравелитов и конгломератов (грубый терригенный и туфогенный флиш), мощность 2000-2500 м. 17-19 - осадочные толщи Иртышского шовного прогиба: 17 - известково-терригенные отложения, мощность 2500-3000 м; 18 - песчано-глинистые отложения, частью известковистые и углистые, мощность 2000-2500 м; 19 - песчанистые отложения, часто углистые, в ритмичном переслаивании, мощность 1500-2000 м. 20-23 - районы активного вулканизма (показан преобладающий состав продуктов): 20 - липаритового, 21 - липаритового и трахилипаритового, 22 - базальтового, 23 - андезитового и базальтового состава; 24 - положение гранитовых интрузий девонского возраста (современные эрозионные контуры); 25 - площади сноса аркозового материала; 26 - разломы. Главнейшие структурные зоны: I-V - геосинклинальные поднятия: I - Рудноалтайское, II - Алейское, III - Синошинское, IV - Белорецкое, V - Иртышское; VI-X - прогибы: VI - Иртышский, VII - Белорецкий, VIII - Коргонский, IX - Быструшинский, X - Белоубинский



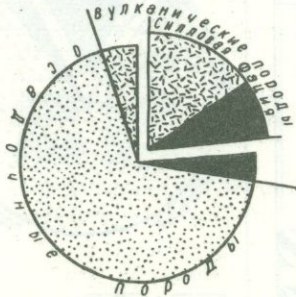
Фиг. 71. Строение девонской толщи в области юго-восточного замыкания Алейского антиклинария

I - общий разрез осадочных и вулканических образований (главные типы пород); II - особенности состава цемента осадочных пород; III и IV - положение в разрезе и мощности эффузивно-пирокластических пород кислых (III) и основных (IV); V - положение в разрезе и мощности пластовых магматических внедрений; 1-6 - типы осадочных пород: 1 - алевролиты и аргиллиты, 2 - песчаники кварц-альбитовые (аркозовые и вулканомиктовые) и алевролиты, 3 - туффиты грубообломочные смешанные, 4 - песчаники аркозово-граувакковые (в зернистой фракции порфириды и кварцевые альбитофиры), 5 - то же, с обломками гранитоидов, 6 - известняки; 7-9 - состав вулканических пород: 7 - кварцевые альбитофиры (по липаритам и трахилипаритам), 8 - базальтовые порфириды альбитизированные (альбитофириты), 9 - габбро-диабазы; 10-14 - характер цемента осадочных пород: 10 - глинистый, 11 - известково-глинистый, 12 - кальцитовый, 13 - кремнисто-глинистый, 14 - хлоритово-глинистый; 15 - коэффициент эксплозивности; 16 - участки появления в разрезе красноцветных (краснокаменных) пород. Круговая диаграмма - количественные соотношения пород в составе разреза

0 500 1000 м

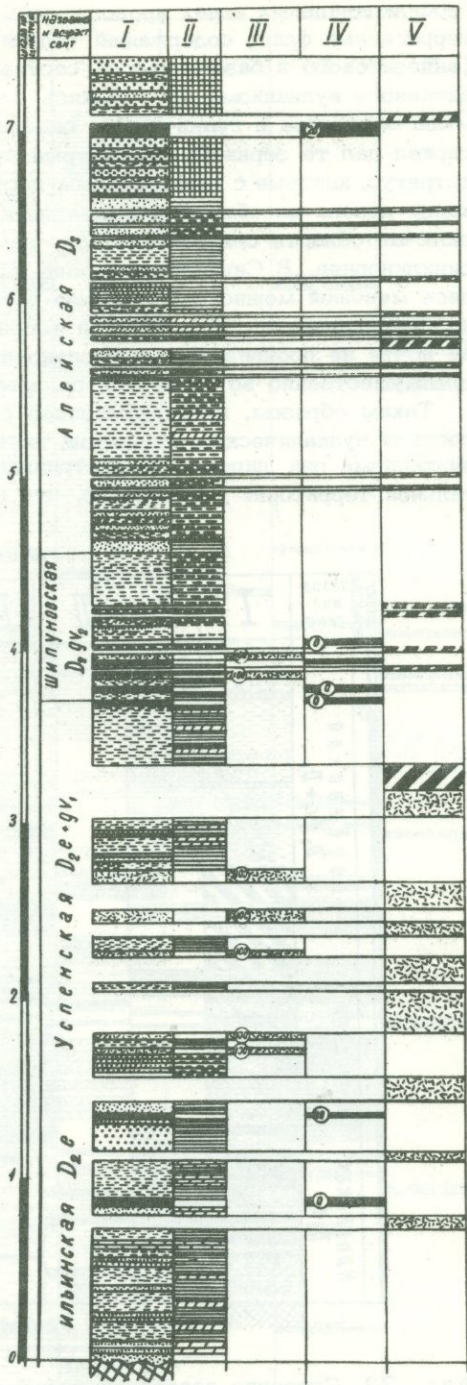


Относительное количество пород в разрезе



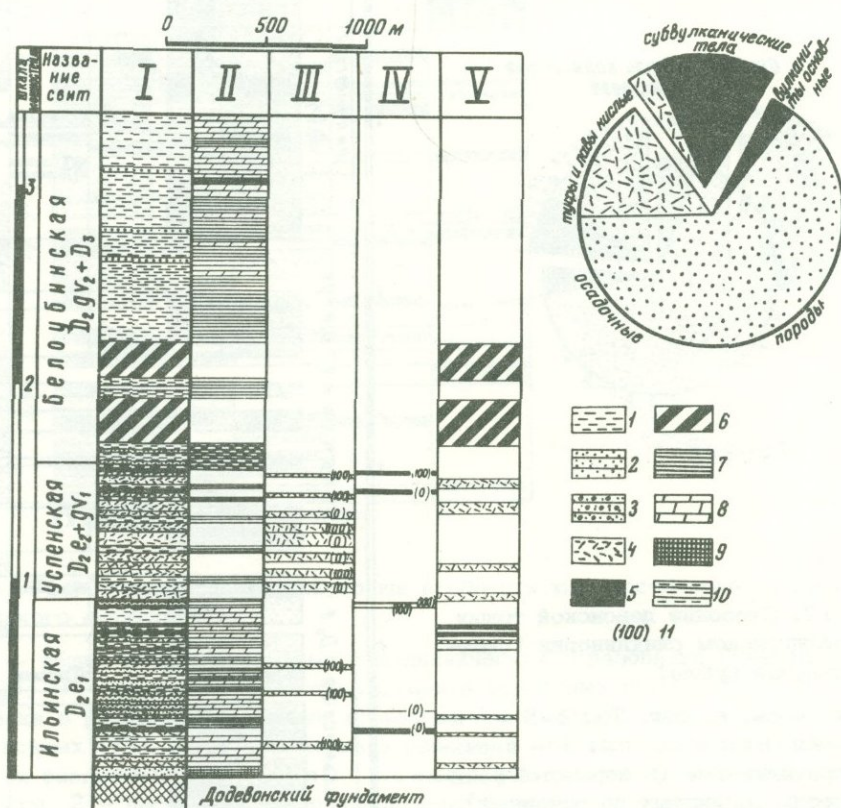
Фиг. 72. Строение девонской толщи в Быструшинском синклиналии (северо-восточное крыло)

I-V - см. на фиг. 71. 1-5 - типы осадочных пород: 1 - песчаники граувакковые (в зернистой фракции породы от кислых до основных), 2 и 3 - песчаники кварц-альбитовые (аркозовые и вулканомиктовые) среднезернистые (2) и мелкозернистые (3), 4 - алевролиты и аргиллиты, 5 - известняки; 6-8 - состав вулканических пород: 6 - кварцевые альбитофиры эпидиопаритовые, 7 - базальтовые порфириты альбитизированные (альбитофиры), 8 - габбро-диабазы альбитизированные; 9-13 - характер цемента осадочных пород: 9 - глинистый, 10 - кремнисто-глинистый, 11 - хлорит-глинистый, 12 - известково-глинистый, 13 - кальцитовый; 14 - додевонские сланцы эпидот-серицит-хлоритовые; 15 - взрывной коэффициент вулканических пачек



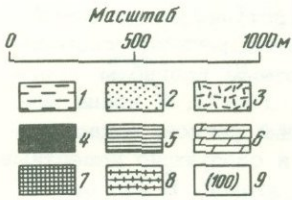
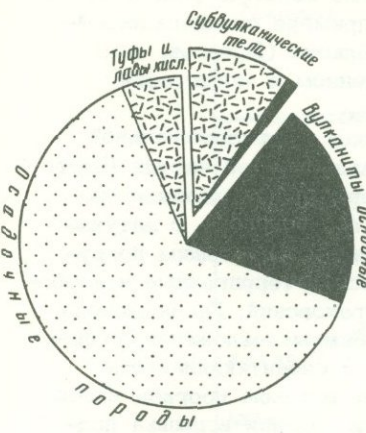
геосинклинальных зонах продолжалось значительное прогибание и накапливался терригенный флиш, содержащий телепирокластический материал смешанного (андезитового и базальтового) состава, который поступал из Алейской зоны активного вулканизма. Смешиваясь с продуктами взрывного разрушения и размыва эффузивов и гранитоидов, сносившимися с Алейского поднятия, этот материал дал те зернистые и пестрые по составу породы, содержащие гранитовый детритус, которые с удивительным постоянством присутствуют в отложениях конца девона на обширных площадях к северо-востоку от Иртышского разлома, включая области северо-западного замыкания Быструшинского и Белоубинского синклиналиев. В Синюшинской зоне осадки имели такой же состав, но отличались меньшей мощностью и менее четким ритмичным строением, чем в смежных синклиналиях. На всей этой территории вулканическая деятельность фаме на почти не проявилась в эффузивно-пирокластической фации; она выразилась преимущественно во внедрении силловых тел основного состава (фиг. 73, 74).

Таким образом, позднедевонское время ознаменовалось не только сменой состава вулканических продуктов, но и тем, что из Алейской зоны активного вулканизма они широко распространялись в телепирокластической фации по остальной территории региона. То, что в определенные моменты геологической



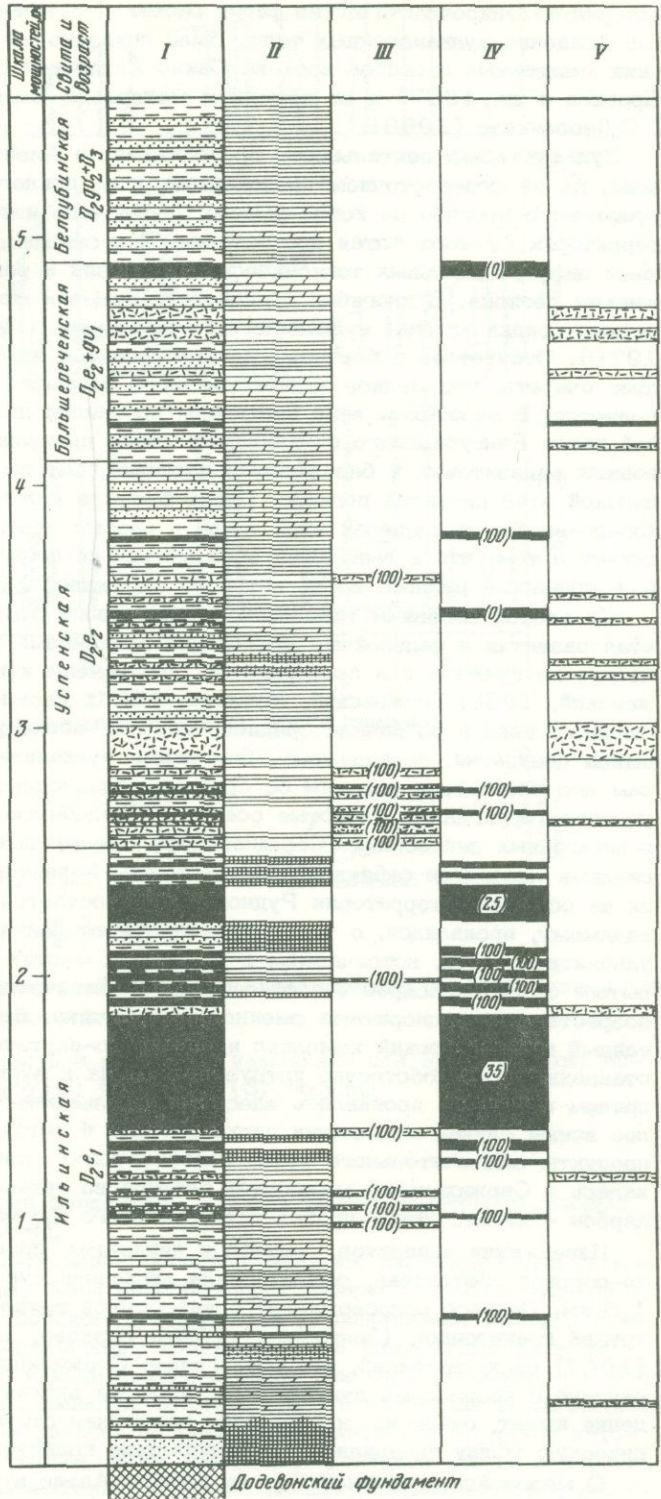
Фиг. 73. Строение девонской толщи в Синюшинском антиклинарии (северо-восточное крыло)

I-V—см. на фиг. 71; 1-3 - типы осадочных пород: 1 - алевролиты и аргиллиты, 2 и 3 - туффиты кислые и песчаники кварц-альбитовые вулканомиктовые, мелко- и среднезернистые (2) и средне- и крупнозернистые (3); 4-6 - состав вулканических пород: 4 - кварцевые альбитофиры (по липаритам и трахилипаритам), 5 - базальтовые порфириды альбитизированные (альбитофириды), 6 - габбро-диабазы; 7-10 - характер цемента осадочных пород: 7 - глинистый, 8 - известково-глинистый, 9 - хлорит-глинистый, 10 - кремнисто-глинистый; 11 - коэффициент эксплозивности



Фиг. 74. Стрoение девонской толщи в Белоубинском синклинории (юго-западное крыло)

I-V - см. на фиг. 71; 1,2 - типы осадочных пород: 1 - алевролиты и аргиллиты, 2 - песчаники кварц-альбитовые аркозовые и вулканомиктовые; 3,4 - состав вулканических пород: 3 - кварцевые альбитофиры по липаритам, 4 - базальтовые порфириты (альбитизированные); 5-8 - характер цемента осадочных пород: 5 - глинистый, 6 - известково-глинистый, 7 - хлорит-глинистый, 8 - углисто-глинистый; 9 - коэффициент эксплозивности



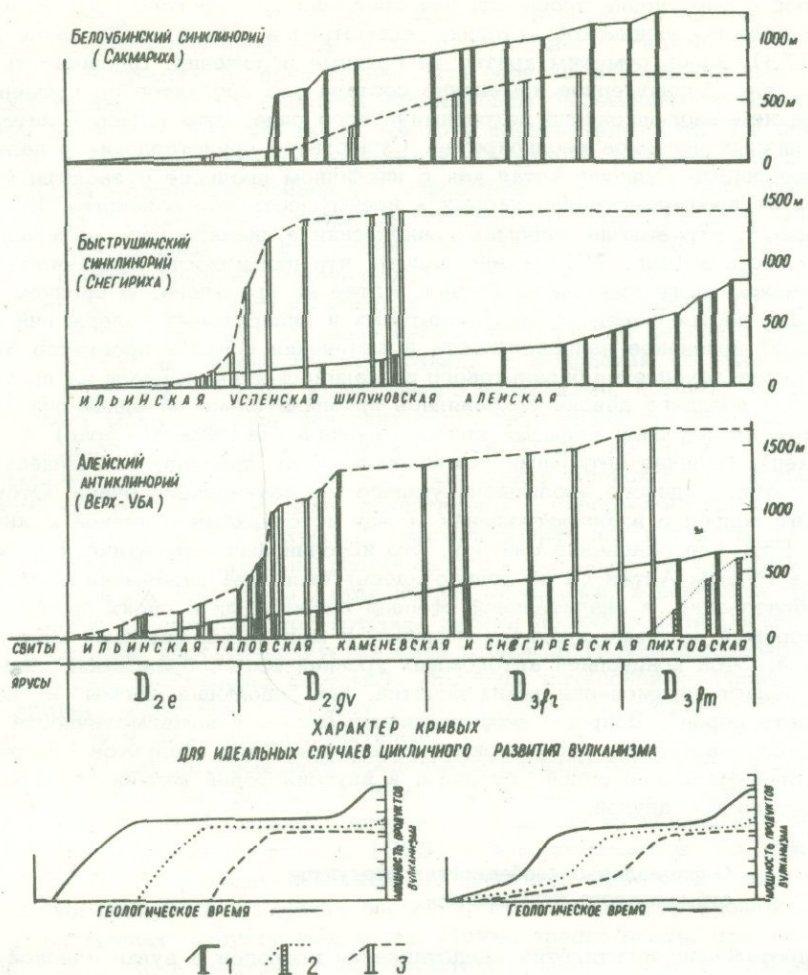
истории телепирокластическая фашия может играть очень большую роль в строении осадочно-вулканогенных толщ, было показано на примере среднепалеозойских межгорных прогибов востока Саяно-Алтайской области (Бровков, 1963; Бровков и др., 1967) и на обширном материале, сведенном в монографии Г.С.Дзоценидзе (1969).

Вулканическая деятельность продолжалась в Алейской геоантиклинальной зоне, на ее юго-восточном продолжении, и в прилегавших к ней частях Быструшинского прогиба до конца фанена, после чего интенсивный вулканизм на территории Рудного Алтая прекратился. Это связано, по-видимому, с затуханием дифференциальных тектонических движений и равномерным общим погружением региона. В прогибах турнейского времени морские терригенные и карбонатные осадки лишены вулканического материала (Мураховский, Гречишникова, 1970). Отсутствие в бортовых частях прогибов прибрежных отложений позволяет считать, что мелкое турнейское море покрывало и геоантиклинальные поднятия. В визейском веке вулканизм проявился лишь в узком прогибе в осевой части Белоубинского синклиория; здесь произошла мощная вспышка подводных андезитовых и базальтовых излияний, которыми и завершился раннегерцинский этап развития региона. Очень большое количество основной магмы, извергавшейся в пределах этой узкой и весьма протяженной зоны, свидетельствует о том, что в выведении этой магмы на поверхность большую роль сыграл глубинный разлом, вдоль которого заложился Белоубинский прогиб.

Со второй половины визейского века Рудный Алтай вступил в орогенный этап развития и дальнейшие проявления вулканизма в этом регионе, спорадические во времени и в пространстве, приурочены к местным прогибам (Горжевский, 1958; Горжевский, Муратов, 1961; Яковлев, 1967). С конца визейского века и до начала среднего карбона исследуемый регион, подвергавшийся денудации, по-видимому, был лишен вулканизма и следующие известные нам его проявления связаны со среднекаменноугольной эпохой. В это время углисто-терригенные слоистые осадки малоубинской свиты, накапливавшиеся в межгорных депрессиях (Сержихинская, Прииртышская), были интродуцированы силами липаритов субвулканической фашии. Характер вулканизма этого времени на остальной территории Рудного Алтая остается неясным, однако он, по-видимому, проявлялся, о чем свидетельствуют дайки порфировых пород малоубинского типа, встречаемые в различных местах в девонских толщах. Открытым остается вопрос о соотношениях вулканических пород рассматриваемого возраста с гранодиоритами змеиногорского типа. Возможно, мы имеем здесь единый магматический комплекс или вулканоплутоническую ассоциацию, представленную как собственно интрузивными, так и вулканическими образованиями, причем последние проявились здесь в субвулканической (силловой) фашии. Более ясный случай ассоциации вулканических и интрузивных пород представляют продукты заключительного этапа палеозойского вулканизма, которые сформировались в Сержихинской межгорной впадине во временном интервале поздний карбон — пермь. Это — проявления локального, но мощного вулканизма.

Извержения андезитов, дацитов и липаритов, происходившие в континентально-озерной обстановке, сформировали вулканическую толщу мощностью свыше 1,5 км. Процесс сопровождался и завершился внедрением гипабиссальных интрузий гранитоидов (Звягинцев, 1965; Бузкова, 1969). М.В. Муратовым (1967) было отмечено, что образование Сержихинской и подобных ей впадин связано с процессами вулканизма. Такое же вулканотектоническое происхождение имеет, очевидно, и кольцевая трещинная структура, по которой в вулканическую толщу внедрились позднепермские гранитоиды Чашинской интрузии.

О мезозойском магматизме на Рудном Алтае можно сказать пока лишь то, что связанные с ним силлы и дайки базальтовых порфиритов, встреченные в девонских толщах во всех структурных зонах, представляют собой, по-видимому, одно из проявлений вулканизма траппового типа (Аджирей и др., 1967).



Фиг. 75. Динамика роста суммарной мощности вулканических пород на разных этапах девонской истории Рудного Алтая

1-3 - суммарная мощность и кривая ее изменения для вулканических пород основного (1), среднего (2) и кислого (3) состава

Заканчивая обзор истории вулканизма Рудного Алтая, отметим некоторые общие тенденции его развития.

1. Происходившая на протяжении среднего палеозоя дифференциация региона на линейные структурные зоны сопровождалась возраставшей спецификой этих зон в отношении как осадконакопления, так и вулканизма. Условия вулканизма на Алейском и Синушинском поднятиях были различными на всем протяжении девона, однако в конце этого периода они стали особенно резкими.

2. В среднем и позднем палеозое вулканический и интрузивный магматизм проявлялись в исследуемом регионе во взаимной ассоциации, характер которой, однако, во времени менялся. Если внедрение среднедевонского и верхнедевонского комплексов гранитоидов следовало за длительными эпохами кислого вулканизма, то в пермское время сформировалась гораздо более тесная, близко-одновременная сержихинская эффузивно-интрузивная ассоциация (Звягинцев, 1965; Бузкова, 1969).

Вопрос о том, проявлялась или нет эволюция химического состава вулканизов в ходе геологической истории, рассмотрен в специальной статье (Чернов, 1973). Здесь отметим кратко ее главные положения. Цикличность вулканизма, т.е. закономерное изменение состава его продуктов во времени с образованием эволюционного петрохимического ряда, отмечалась в литературе для различных регионов неоднократно. Существует представление о палеозойском вулканизме Рудного Алтая как о цикличном процессе с эволюцией состава магм от преимущественно кислых к преимущественно основным. Применяя диаграммы¹, отражающие динамику накопления вулканического материала различного состава (фиг. 75), можно видеть, что цикличность вулканизма в сформулированном выше смысле на Рудном Алтае не проявлена. В среднем девоне и фране частое чередование базальтовых и липаритовых извержений не обнаруживает признаков направленности в изменении состава продуктов вулканизма. Скорость накопления базальтового вулканического материала на протяжении среднего и позднего девона сохранялась приблизительно на одном уровне. На этом фоне происходили вспышки кислого вулканизма (эйфель — фран) и среднего (фамен). Наличие петрохимической цикличности предполагает существование на глубине единого эволюционирующего магматического очага. Отсутствие ее ставит вопрос о взаимоотношении между источниками основной и кислой магмы. Есть все основания считать, что источниками магматического материала на Рудном Алтае (и не только здесь) были два разобщенных уровня магмообразования, в значительной степени автономных в своих проявлениях — внутрикоревой источник гранитовой магмы и мантийный источник магмы базальтовой. Этой концепцией автономных уровней магмообразования сильно сужается область применения таких понятий, как "эволюция магмы" и "комагматичность пород". Вопросы дифференциации магмы и комагматичности пород должны, следовательно, рассматриваться отдельно для продуктов мантийной базальтовой магмы, с одной стороны, и внутрикоревой калийной магмы кислого состава — с другой.

О фациальных особенностях продуктов субмаринного вулканизма

На протяжении десятилетий представления геологов о вулканической деятельности формировались почти исключительно на основе наблюдений над ее субаэральными проявлениями. Как следствие этого при трактовке геологопетрографических особенностей морских осадочно-вулканогенных толщ нередко применяются критерии, полученные на примере континентального вулканизма. Между тем, опыт показывает, что при подобных исследованиях эти критерии следует применять с большой осторожностью. Об этом говорит, в частности, история поисков на Рудном Алтае тех аппаратов, из которых в девоне извергалось огромное количество вулканического материала, неоднократно перекрывавшего в виде мощных толщ всю территорию региона. Исходя из представлений о центральном типе извержений и учитывая дислоцированность девонских толщ, можно ожидать встретить здесь глубоко вскрытые сооружения типа конических стратовулканов, содержащих неки в своей осевой части. Именно такие образования обычно стремятся найти здесь геологи в процессе съемок.

Е.Б. Яковлева объяснила ареальное распространение продуктов вулканизма присутствием здесь многочисленных центров извержений, не отмеченных крупными постройками. В дальнейшем некоторые авторы также высказали мнение о центральном характере девонских извержений Рудного Алтая (Кузубный, 1963; Румянцева, 1963; Попов, 1968; Польшванский, 1968). С другой стороны Н.Л. Бубличенко (1962) пришел к выводу о том, что девонские извержения носили на Рудном Алтае трещинный характер, а Г.Н. Шерба предположил, что здесь существовали в это время "цепи вулканов центрального типа и трещинные излияния".

¹ Метод построения диаграмм см. в специальной статье (Чернов, 1973).

Следует подчеркнуть, что масштабы девонского вулканизма; объем и площади распространения его продуктов, а также детальность геологической изученности исследуемого региона таковы, что если бы извержения имели центральный характер, то их аппараты должны были бы выделяться здесь гораздо более отчетливо, чем это имеет место в действительности. При этом мы не имеем в виду тех случаев (вероятных и в данном регионе), когда трещинная форма вулканизма приводит к образованию многих мелких конических построек вдоль трещинных аппаратов (например, вулканы Гекла и Лаки в Исландии). Центральный тип извержений предполагает наличие значительно разобщенных центров мощной вулканической деятельности с образованием соответствующих по мощности вулканических сооружений (Лучицкий, 1971, т. I).

На Рудном Алтае изучение разрезов вулканических толщ девона и прослеживание их по простиранию приводят, как правило, к выявлению не вулканических центров, а районов наиболее интенсивного вулканизма, которые отмечаются возрастанием мощности вулканических толщ, интенсивно проникнутых пластовыми и трещинными субвулканическими телами. Одним из таких узлов вулканизма является область юго-восточного замыкания Алейского антиклинория. Той же особенностью обладает зона, прилегающая с северо-востока к Иртышскому разлому в низовьях р. Бухтармы. Сказанное приводит нас к предположению, что причиной относительно равномерного ареального распространения продуктов вулканизма на Рудном Алтае явился ареальный, в основном трещинный, характер извержений, при котором путями проникновения магмы на поверхность служила достаточно густая сеть разломов (преимущественно их доминирующая северо-западная система). Это были интенсивные, главным образом взрывные извержения в толщу воды, об условиях, глубинности которых можно говорить лишь предположительно.

Многие исследователи оценивают предельную глубину бассейна, на которой возможен взрывной вулканизм, в 1-1,5 км (Влодавец, 1962б; Зеленев, 1963; McBirney, 1963). Н.М. Страхов считает возможными вулканические эксплозии на глубинах 5-6 км (Страхов, 1965), с чем соглашается Г.С. Дзюцелидзе (1969). По Н.Л. Бубличенко (1962), девонский морской бассейн Рудного Алтая был неглубоким. Глубина бассейна, несомненно, варьировала и во времени в различных структурных зонах. Можно предполагать, что она не превышала 1-1,5 км, а местами была значительно меньше (на что указывает присутствие косослоистых девонских осадков в некоторых районах Алейского антиклинория).

Перерывы в вулканической деятельности ознаменовались в среднем девоне и фране отложением преимущественно тонкого алевроит-пелитового материала (в частности и на Алейском поднятии), что свидетельствует об отсутствии вулканических сооружений, возвышавшихся над уровнем моря.

Сейчас имеется много данных о том, что ложе океана изобилует вулканическими сооружениями, часто коническими (Лучицкий, 1971, т. I), однако едва ли здесь возможны аналогии с субмаринным девонским вулканизмом Рудного Алтая. В первом случае мы имеем глубоководные, преимущественно базальтовые излияния, связанные с вулканическими центрами и их линиями на океаническом дне, во втором — ареальный, преимущественно кислый и в основном взрывной вулканизм в условиях хотя и обширного, но неглубокого моря. Существенно обломочный характер материала извержений в исследуемом регионе уже должен был предопределить иной характер вулканических сооружений, чем в случае базальтовых излияний, однако к этому добавлялось воздействие такого мощного фактора, как морская абразия. То, что море постоянно стремится разрушить выступающие над его поверхностью вулканические постройки, хорошо известно. В океанических областях абразия надводных вулканических построек приводит к их срезанию на 1000-1500 м ниже уровня океана (Зеленев, 1963). Следовательно, в районе наших исследований разрушающее действие движущихся водных масс проявлялось на всю глубину бассейна, и можно представить себе, что девонские вулканы Рудного Алтая легко разрушались еще в процессе своего формирования. При-

нимая к тому же во внимание малый угол естественного откоса сыпучих масс в водной среде, следует предполагать, что вулканические сооружения и первоначально не были здесь высокими, почему и существовали лишь короткое время.

Обстановка открытого морского бассейна в период девонского вулканизма на Рудном Алтае, очевидно, сыграла свою роль и в распределении фаций вулканогенно-обломочных пород. Действительно, дифференциация их материала по размеру частиц имеет обычно характер слоистости, в то время как изменение размерности обломочного материала по простиранию вулканических пачек выявляется значительно реже. Нарушение горизонтальной дифференциации, по-видимому, явилось результатом осаждения обломочного вулканического материала через водную толщу и, следовательно, более длительного пребывания его во взвешенном состоянии в движущейся водной среде. Следствием подводных условий отложения вулканического (по преимуществу вулканокластического) материала явилось, таким образом, распределение его по большой площади, чем и было обусловлено слабое развитие в девонских вулканических толщах сооружений типа конических стратовулканов. Вероятным, однако, остается возникновение пологих насыпных вулканокупольных структур, подобных описанным Г.Н. Щербой (1954), а также мелких пологих конических построек, формировавшихся вдоль трещинных аппаратов.

Существуют и другие различия продуктов субмаринного и континентального вулканизма. Очевидна невозможность образования спекшихся туфов в морских вулканических толщах. Здесь едва ли возможны также образования лахарового типа и вообще вулканокластические породы, формирование которых связано с течением грязевых масс по склонам вулканических построек. С другой стороны, извержения лавы в водную среду имели результатом образование фашиальных разновидностей пород, присущих исключительно продуктам субмаринного вулканизма. Таковы описанные выше агломератовые псевдотуффиты и лавокластические образования кислого состава. При их формировании липаритовая лава, извергавшаяся в водную среду, твердела в условиях мгновенного охлаждения и рассыпалась на остроугольные частицы стекла, которые оседали в виде пластов, значительно более выдержанных по простиранию, чем любой кислый лавовый поток на суше. Что же касается тех кислых флюидальных лав, которые распространялись, очевидно, путем течения, то и для них характерно комковатое, агломератовое, сложение с широким развитием лавокластических разновидностей.

Всем сказанным подтверждается то, что "подводные извержения значительно отличаются по своему механизму и по природе продуктов от наземных извержений" (Влодавец, 1962а, стр. 381), почему в систематиках вулканических фаций необходимо подразделение продуктов вулканизма на две соответствующие группы. В заключение подчеркнем, что обстановка, при которой мощные кислые вулканические извержения развивались в обширных морских бассейнах, возникала во многих регионах в геологическом прошлом, но в период новейшего вулканизма не повторялась. Этим значительно ограничивается применение актуалистического метода при трактовке генезиса и фашиального характера продуктов вулканизма, подобного рудноалтайскому.

РОЛЬ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИЙ В ИСТОРИИ МАГМАТИЗМА РЕГИОНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Переходя к вопросу о месте порфировых интрузий в системе явлений "вулканизм - плутонизм", следует, очевидно, сказать прежде всего о взаимоотношениях этих двух главных форм магматизма. Ряд исследователей считает, что интрузивная и эффузивная деятельность - две независимые друг от друга формы магматизма, разобщенные как во времени, так и по тектонической обстановке формирования (Жолтев-Дворников и др., 1963; Palivcova, Stovickova, 1966; Panto, 1967). С другой стороны, многие авторы говорят о случаях генетического единства этих явлений и даже рисуют картину прямой связи интрузивных масс с вулканическими извержениями на поверхности (Нехорошев,

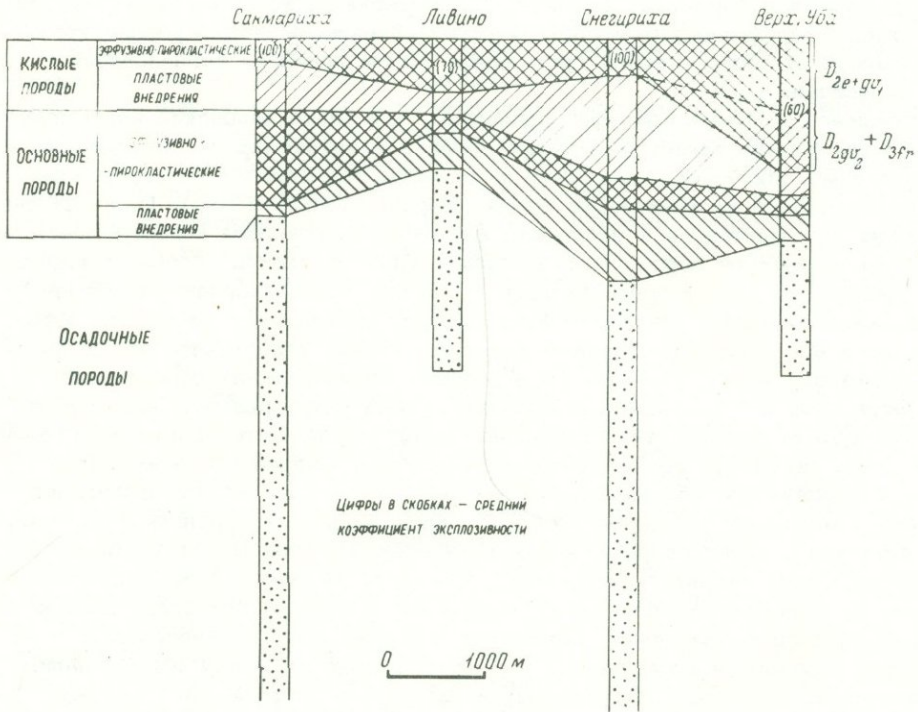
1955; Rudich, 1965; Лучинин, 1966; Hopson, 1966; Сперанская, 1967; Устиев, 1967; Hamylton, Myers, 1967). Наконец, некоторые исследователи считают, что интрузивные и эффузивные комплексы, хотя и связаны парагенетически, формируются последовательно (Bloosteman, 1966; Руб, 1967; Абдулин и др., 1969; Рудич, 1970). Такой тип соотношений, наряду с предыдущим, нашел отражение в постановлении второй сессии симпозиума "Вулкано-плутонические формации" (1967 г.), из материалов которого видно, что тип соотношений вулканических и плутонических проявлений может различаться в зависимости от тектонической обстановки. То же показали исследования С.И. Баласаяна (1967).

Обращаясь к Рудному Алтаю, подчеркнем, что здесь девонские вулканические породы формировались не одновременно, а в закономерном чередовании с гранитоидами: последние внедрялись в моменты поднятий в сформированные перед тем кислые вулканические толщи (Чернов, 1956, 1965). Геологические переходы от гранитоидов к эффузивам или субвулканическим породам здесь неизвестны. Структура пород, этот чувствительный индикатор условий становления, показывает четкое подразделение их на два типа — породы интрузивного и эффузивного облика, причем ко второму типу принадлежат не только эффузивы, но и все кислые порфиновые интрузии. Можно утверждать, что в среднепалеозойское время здесь не было создано магматических образований, промежуточных по условиям формирования между интрузивами и эффузивами. Следует думать поэтому, что интрузивная и эффузивная деятельность были разделены здесь какими-то геологическими событиями. Скорее всего это была смена тектонической обстановки при переходе от этапов общего прогибания региона к моментам поднятия, которое сопровождалось внедрением гранитоидных плутонов в антиклинорных зонах. Особенностью этих моментов было, по-видимому, общее поднятие геоизотерм, благодаря которому даже тела гранитоидов, не превышавшие по объему порфиновые интрузии, приобрели полную раскристаллизацию (например, Каменская интрузия близ Змеиногорска).

Таким образом, в исследуемом регионе в девонское время формировались те "комагматичные пары интрузивных и эффузивных комплексов", которые характерны, по мнению многих геологов, для среднепалеозойской истории Казахстана (Абдулин и др., 1969). Более тесная вулкано-плутоническая ассоциация формировалась на Рудном Алтае в верхнем палеозое в Сержихинской мульде (Звягинцев, 1965; Бузкова, 1969). По условиям образования порфиновые интрузии региона весьма близки к вулканическим породам, поэтому мы и рассматриваем их как проявление вулканической деятельности.

Такая трактовка не вызывает разногласий пока речь идет о субвулканических телах, для которых возможно сравнение с их эффузивными аналогами (Чернов, 1954; Яковлева, 1956, 1957в), однако по вопросу о природе порфиров, не имеющих явной связи с эффузивами, мнения исследователей расходятся. Это относится, в частности, к порфировым телам ленингорско-зырянского типа. В некоторых работах они трактуются как девонские субвулканические интрузии (Ким, 1957б; Каюпов и др., 1957; Верещагин, Жеребцов, 1968; и др.), однако многие исследователи рассматривают их как самостоятельные магматические образования, или даже "самостоятельную плутоническую формацию" (Иванкин и др., 1969). Серьезным доводом в пользу самостоятельности порфиров данного типа являются частые случаи присутствия их в толщах осадочных отложений значительно выше кислых эффузивов эйфеля, т.е. вне очевидной связи с эффузивами. Указывают и на признаки формирования таких интрузий в обстановке тектонических движений, что, по мнению некоторых авторов, придает им "синорогенный характер" (Иншин и др., 1964). В работах Е.Б. Яковлевой интрузии рассматриваемого типа трактуются как особый тип магматических проявлений, названный "автомагматическими брекчиями" (Яковлева, 1963, 1965, 1969). Таким образом, идея самостоятельности кислых порфировых интрузий Алтая, высказанная еще М.А. Усовым (1936), имеет немало сторонников.

В систематике Ф.К. Шипулина рассматриваемые породы ближе всего отвечают типу самостоятельных малых интрузий "формации альбитофиров - диабазов ранних этапов развития подвижных зон", к которым данный автор их и относит (Шипулин, 1965, стр.188). Следует отметить, однако, что натриевый характер этих кварцевых альбитофиров, который, по Ф.К. Шипулину, является

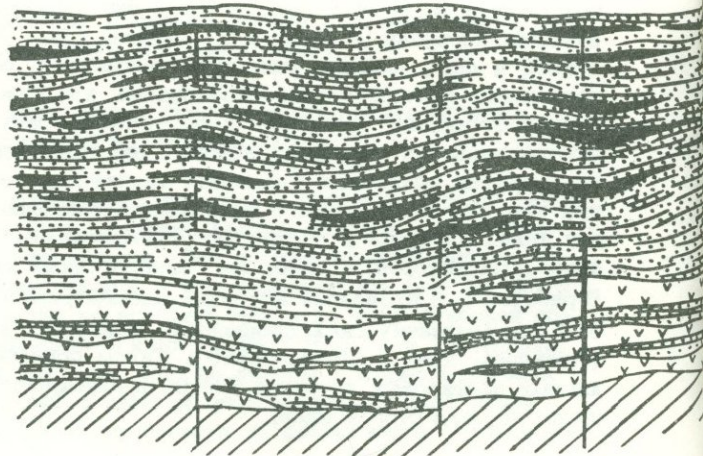


Фиг. 76. Диаграмма суммарных мощностей девонских эффузивно-пирокластических, субвулканических и осадочных пород в различных структурных зонах Рудного Алтая

Уровень моря

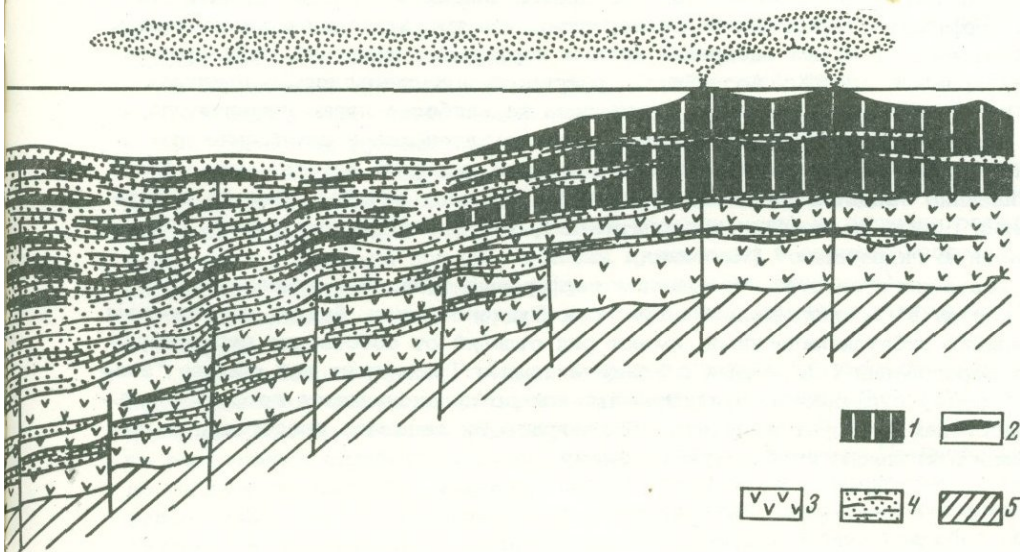
Фиг. 77. Схема взаимоотношений фаций вулканических пород в зонах поднятий и прогибов Рудного Алтая в конце девона

1 и 2 - вулканические породы верхнего девона: эффузивно-пирокластические (1) и субвулканические (2); 3 - эффузивно-пирокластическая толща среднего девона; 4 - песчано-глинистые осадки, 5 - метаморфические сланцы до-среднедевонского фундамента



особенностью типа, приобретен ими в результате альбитизации, а магматизм того времени в целом совсем не отвечал тому, который принято считать характерным для ранних этапов развития подвижных зон (о чем подробнее сказано ниже). Правильнее будет поэтому отнести рассматриваемые порфириновые породы к "субэффузивным интрузивам" классификации Ф.К.Шипулина. Правда, в нашем случае дело не дошло до вулканических извержений, однако есть все основания распространять понятие субвулканической фации и на те приповерхностные тела пород эффузивного облика, при образовании которых вулканических извержений не происходило (Чернов, 1970а,в).

Необходимо коснуться вопроса о взаимоотношениях между порфирами лениногорско-зырянского и хайдунского типов. Они различаются особенностями петрографии и химизма, однако, как было показано в главах VI и VII, эти различия вызваны в основном адуляризацией порфиров хайдунского типа. В то же время те и другие обладают очень характерными общими особенностями. Мы не имеем оснований для того, чтобы разобщать их по возрасту, тем более что положение тех и других в стратиграфическом разрезе одинаково. Исходя из этого, кислые порфириновые породы сравниваемых типов следует рассматривать как проявления одного этапа вулканизма, несколько различающиеся по условиям становления. Сказанное позволяет видеть, что в исследуемом регионе в верхнедевонских синклинальных прогибах, заполненных осадками большой мощности, кислый вулканизм проявился в послыйном, часто многоярусном иньекционном проникновении в эти толщи подвижного магматического расплава с образованием преимущественно пластообразных залежей порфировых стекловатых пород. Анализ вышележащего разреза показывает, что вулканических извержений при этом не было. В это же время на Алейском поднятии происходили извержения вулканического материала кислого, среднего и основного состава, в связи с чем напрашивается параллель между двумя этими формами вулканизма. Несомненно большое петрографическое и химическое сходство между кислыми лавами франа в зоне Алейского поднятия и порфиривыми породами хайдунского типа. Тем и другим свойственны явления адуляризации и существенно калийный (трахилипаритовый) первичный состав, развитие сфероллоидных структур, признаки активного участия летучих компонентов в их формировании. Практически франские лавы отличаются от порфировых пород данного типа лишь лавокластическим сложением, краснокаменным изменением и меньшей интенсивностью адуляризации, т.е. признаками, которые связаны всецело с особенностями становления.



Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что в верхнедевонское время, когда Рудный Алтай был уже резко дифференцирован на антиклинальные и синклинальные структурные зоны, здесь развивались одновременно две формы вулканизма: в области Алейского антиклинория извергались липариты и трахилипариты каменевской и снегиревской свит, а в синклинальных прогибах осадочные толщи были инъецированы такой же магмой с образованием порфировых пород ленингорско-зырянского и хайдунского типов (фиг. 76 и 77). Это справедливо, по-видимому, и в отношении продуктов основного вулканизма. Так можно трактовать габбро-диабазы, образующие в синклинальных прогибах протяженные зоны силовых тел (в частности региональный Маракул-Белорецкий пояс). Вывод об их синхронности с фаменскими базальтовыми эффузивами Алейской зоны следует из работ многих авторов (Ажгирей и др., 1965; Ажгирей и др., 1967; Ивакин и др., 1969; Вершигора и др., 1970). В большинстве случаев эти интрузии рассматриваются как самостоятельные, между тем нет таких геологических, петрографических или петрохимических данных, которые не позволяли бы трактовать их природу проще, т.е. считать их фаціальным эквивалентом основных вулкаников пихтовской свиты. Таким образом, верхнедевонский вулканизм проявился в синклинальных прогибах Рудного Алтая исключительно в субвулканической фации. Это, очевидно, связано с особыми условиями, существовавшими в этих зонах: мощные слоистые толщи, еще не литифицированные, пластичные и лишенные сквозных разломов, препятствовали прорыву магмы на поверхность. То, что в подобных условиях магма предпочитает распределяться внутри толщ вдоль поверхностей отслаивания, показано в работах ряда авторов (Усов, 1935; McVimey, 1963; Дзоенидзе, 1969). Можно считать справедливым поэтому мнение Е.Б. Яковлевой, что в некоторых случаях "...вулканическая деятельность может проявляться только внедрением субвулканических тел" (Коптев-Дворников и др., 1967, стр. 139).

Обратимся теперь к вопросу о том, в какой степени петрографические особенности порфировых пород ленингорско-зырянского и хайдунского типов связаны со спецификой условий их становления? Несомненная обогащенность их магмы водой, по-видимому, связана с тем, что толща глинистых осадков, воспрепятствовавшая прорыву магмы на поверхность, была достаточно непроницаемой и для того, чтобы не допускать удаления из нее летучих компонентов. Это, в свою очередь, обусловило высокую подвижность расплава и способность его к инъекционному проникновению в породы. Есть, однако, явления, которые невозможно приписать действию летучих компонентов, содержащихся в самих порфировых интрузиях. Это — мощное гидротермальное изменение стекловатой массы порфировых пород. Наиболее вероятно, что поствулканические растворы, поднимавшиеся по путям внедрения кислых порфировых интрузий, экранировались их кровлей, поэтому воздействие растворов локализовалось в пределах таких тел. Оно было направлено в основном на наиболее легко изменяемую часть пород — их стекловатый базис и вызвало интенсивное замещение его гидротермальными минералами (серицит, хлорит, анкерит, адуляр), что может быть названо "аддитивной девитрификацией" (Чернов, 1969а). Еще до девитрификации стекло подвергалось перлитизации, что можно рассматривать как "термальную гидратацию" (Наседкин, 1963).

Из сказанного следует, что кислые порфировые тела, формировавшиеся в конце девона в геосинклинальных прогибах Рудного Алтая, будучи по условиям становления субвулканическими, имеют ряд отличий от собственно субвулканических образований (связанных с извержениями). Трактую их как особую "закрытую" форму вулканизма, присущую интенсивно прогибавшимся геосинклинальным бассейнам, следует отметить, что вопросы их генезиса представляют собой самостоятельную интересную проблему.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ РУДНОГО АЛТАЯ

Некоторые общие принципы формационного анализа осадочно-вулканогенных толщ

Представления о геологических формациях, получившие значительное развитие в нашей стране в трудах Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, М.В. Муратова, Б.М. Келлера, Н.С. Штрейса, В.И. Попова и других авторов, были конкретизированы применительно к магматическим образованиям в работах Ю.А. Кузнецова, (1964) и др. С учетом формулировок, предложенных указанными авторами, магматическая формация может быть определена как такая ассоциация магматических пород, которая закономерно повторяется в различных регионах и всюду формируется в одинаковой тектонической обстановке, независимо от своего возраста. Повторяемость является главным признаком, по которому закономерную ассоциацию мы отличаем от случайной. Существование парагенетической связи между породами, объединяемыми в геологическую формацию, отмечается всеми авторами (для изверженных пород она обычно понимается как комагматичность). Тем не менее мы не вводим этот признак в понятие магматической формации, поскольку он является не наблюдаемым, а дедуктивным, а критерии комагматичности пород пока еще не совершенны. Парагенетическое родство пород, объединяемых в формацию, безусловно, должно подразумеваться, так как вытекает из единства времени и условий их формирования. Еще сложнее генетические взаимоотношения между вулканическими породами и находящимися в переслаивании с ними осадочными отложениями. Возможность объединения тех и других в одну формацию едва ли требует обсуждения: существование их закономерных ассоциаций настолько очевидно (Кузнецов, 1964; Муратов, 1967; Муратов, Цейслер, 1968; Лучицкий, 1971; и др.), что рассматриваемые далее вулканические формации правильнее называть "осадочно-вулканическими". Тем не менее приходится учитывать, что вулканизм и осадконакопление связаны между собой весьма отдаленной парагенетической связью. Здесь не имеют в виду случаи прямого влияния вулканизма на состав морских осадков (Дзоценидзе, 1965, 1969), речь идет о том, что главные особенности осадочных образований зависят не от вулканизма, а от тектонического режима. Поэтому можно ожидать, что сочетания вулканических и осадочных пород будут более многообразны, чем те, которые предусмотрены существующими систематиками вулканогенных формаций. Критерии отнесения вулканического комплекса к тому или иному формационному типу должны включать в себя следующие три группы признаков:

1. Ассоциация вулканических пород: а) первичный химический состав пород; б) фашиальный состав вулканитов (туфы, лавы, субвулканические тела); в) тип изменения вулканитов (краснокаменный и зеленокаменный).
2. Особенности осадочных отложений: а) мощность осадков; б) относительное количество осадочных и вулканических пород в разрезе; в) особенности строения и петрографии осадочных толщ, указывающие на условия осадконакопления; г) признаки прямого участия вулканизма в осадконакоплении (кремнистый или железистый цемент, примесь пеплового вещества).
3. Положение осадочно-вулканогенных толщ в крупных тектонических структурах.

Специального внимания требует вопрос о представительности современного вещественного состава палеотипных вулканитов для целей формационного анализа. Достаточно сказать, что существенные различия в схемах формационного расчленения алтайских вулканитов различными авторами (Чернов, 1970г) во многом обусловлены разными представлениями их о первичном составе пород. Далее мы будем оперировать исключительно первичным составом эффузивов, восстановленным по реликтовым признакам. Более подробно вопрос о представительности современного вещественного состава вулканитов для целей формационного анализа рассмотрен в специальной статье (Чернов, 1970г).

Таблица 23

Состав девонских вулканических комплексов в различных структурных зонах Рудного Алтая

(Составлено на основе послонных описаний опорных разрезов с использованием материалов В.А.Комар, А.И.Рычкова и Э.Д.Фромберга)

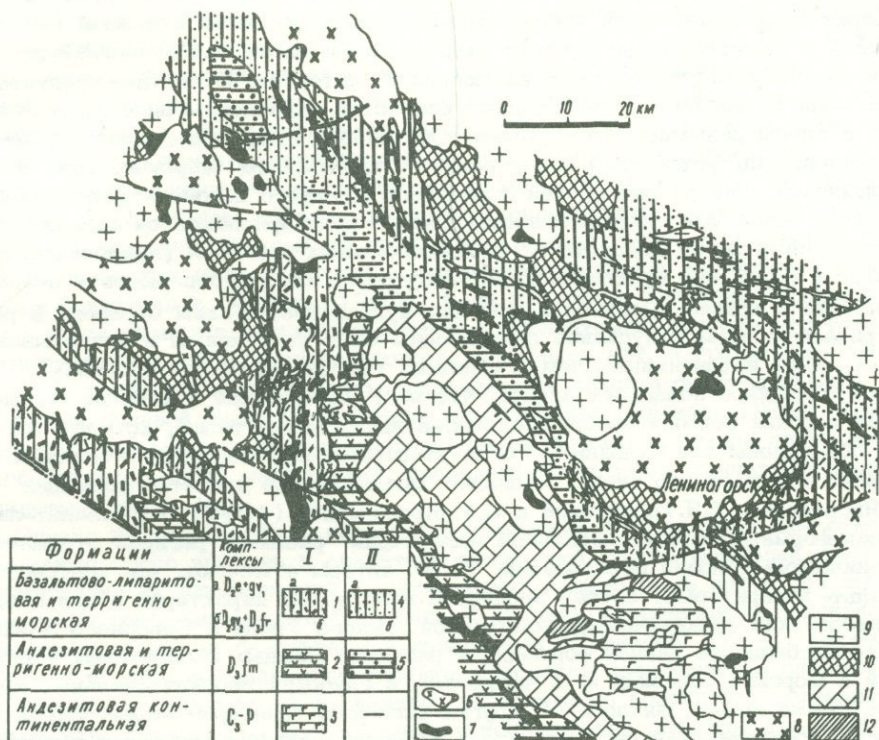
Комплексы	Компоненты разреза		Структурные зоны				
			Алейская (район Верх-Убы)	Быструшинская (р.Уба)	Синюшинская (Ливино)	Белюбинская (р.Сакмариха)	
D _{3fm}	Общая мощность, м		500-1000 м	1000 м	?	2000 м	
	% от общей мощности	Осадочные породы	40	80	80	80	
		Вулканиты	средние	30	Прослой смешанного базальт-андезитового телевулканического и вулканомиктового материала в составе терригенной толщи		
			основные	30			
D _{2gv₂} +D _{3fr}	Общая мощность, м		1000	3000 м	2000 м	3000 м	
	% от общей мощности	Осадочные породы	50	80	70	80	
		Вулканиты	кислые	30 (10:10:10)	Кислый телевулканический материал в составе терригенных толщ		
			основные	20	20	30	20
Dze + gv ₁	Общая мощность, м		1500-2000	3000-4000	3000	5000	
	% от общей мощности	Осадочные породы	35	70	65	65	
		Вулканиты	кислые	50 (20:15:15)	25 (0:5:20)	20 (5:5:10)	15 (5:5:5)
			основные	15 (10:5:0)	5	15	20

Цифры в скобках указывают количественное отношение - лавы: туфы: субвулканические силлы.

Формационные типы осадочно-вулканогенных свит Рудного Алтая

Основываясь на анализе характера девонских разрезов в различных структурных зонах, рассмотрим данные, позволяющие судить о формационных типах вулканических комплексов Рудного Алтая (табл. 23, фиг.78).

Эйфельский – нижеживетский и верхнеживетский – франский комплексы, несмотря на разделяющие их живетские тектонические движения на Алейском поднятии и некоторую разницу в составе пород, не имеют таких различий, которые требовали бы отнесения их на данном этапе изучения к разным формационным типам. На Алейском поднятии состав вулканических пород: липаритовые и трахилипаритовые порфиры, подчиненные базальтовые порфиры. Характерен контрастный химизм вулканитов, т.е. отсутствие среди них разностей



Фиг. 78. Схема размещения вулканических комплексов в центральной части Рудного Алтая. На таблице-врезке показан преобладающий состав (первичный) и фациальный характер продуктов вулканизма. I – вулканический материал преобладает над осадочным, имеющим умеренную или малую мощность. 1 – туфы и лавы: а – липаритов, дацитов, базальтов, б – липаритов, трахилипаритов, базальтов и трахибазальтов; 2 – туфы и лавы андезитов и базальтов; 3 – туфы и лавы андезитов и дацитов. II – вулканический материал подчинен мощным терригенным отложениям. 4 – вулканогенно-осадочные толщи: а – туфы, туффиты, реже лавы липаритов, дацитов, базальтов, б – телепирокластический материал липаритовый и базальтовый, основные эффузивы; 5 – грубозернистые телевулканические и вулканомиктовые породы смешанного состава (базальтовый, андезитовый, липаритовый). 6 – зоны развития кислых порфировых интрузий; 7 – интрузии основного состава различного возраста; 8 и 9 – гранитоиды среднепалеозойские (8) и верхнепалеозойские (9); 10 – серицит-хлоритовые сланцы додевонского фундамента; 11 – карбонатно-терригенные отложения C₁; 12 – углисто-глинистые отложения C_{1п}-C₂ с силлами липаритов

среднего состава. Преобладает зеленокаменное изменение пород, которое на отдельных участках разреза сменяется краснокаменным. Суммарная мощность вулканических пород в разрезе почти вдвое превышает количество осадочных. Осадочные отложения: песчано-глинистые, существенно кремнистые, иногда с радиоляриями, суммарной мощностью 500-700 м. Заметно присутствие в их составе хомогенного вещества вулканической природы (кремнистого, реже железистого).

Условия развития вулканизма — морской бассейн, умеренное, но устойчивое опускание района, сменявшееся кратковременным поднятием и осушением в живетское и верхнефранское время. В Быструшинском и Белоубинском геосинклинальных прогибах состав продуктов вулканизма тот же, что и в предыдущей зоне, однако мощность толщ увеличивается более, чем в 2 раза и осадочные породы (преимущественно глинистые, нередко кремнистые) значительно превышают своей суммарной мощностью вулканические, хотя общая мощность вулканических пород мало отличается от таковой в Алейской зоне.

Характерна локализация продуктов местного вулканизма в нижней (эйфельской — нижнеживетской) части разреза, в то время как в верхней его части широко представлен телевулканический материал. В составе продуктов вулканизма возрастает роль основных разностей. Краснокаменное изменение пород и следы размывов отсутствуют. Обстановка вулканизма морская, характеризовалась устойчивым и интенсивным прогибанием морского дна. В Синюшинской зоне разрез сходен с разрезом среднего девона — франа Алейской зоны своей умеренной мощностью, но по ряду признаков он сближается с отложениями этого возраста в геосинклинальных прогибах (преобладание осадочных пород над вулканическими, отсутствие следов перерывов в осадконакоплении и краснокаменного изменения вулканистов). Таким образом, в рассматриваемое время опускание данной зоны было устойчивым и непрерывным, хотя и менее интенсивным, чем в смежных геосинклинальных прогибах.

Все сказанное позволяет видеть, что на Рудном Алтае в течение среднего девона и франа формировались осадочно-вулканогенные толщи, которые могут быть объединены под названием "базальт-липаритовой терригенно-морской формации контрастного типа". Название, предложенное для этой формации Г.Ф. Яковлевым, Т.Я. Гончаровой и С.М. Кропачевым (1970), — "базальт-липаритовая формация геосинклинальной мегастадии" развития региона отражает тектонические условия образования. Те же авторы отмечают, что контрастный (базальт-липаритовый) состав продуктов вулканизма характерен и для среднепалеозойских вулканических комплексов Южного Урала и Северного Кавказа. Вторая особенность данной формации — развитие мощных липаритовых извержений в морских условиях и, в частности, в глубоких геосинклинальных прогибах, также имеет аналогию в других регионах. Примером может служить Чингиз-Тарбагатайская система, где в девонских геосинклинальных прогибах формировались кислые эффузивы (Успенский, 1970). Можно предполагать, таким образом, что данный формационный тип распространен достаточно широко.

Нельзя, однако, не учесть тех существенных различий, которые обнаруживаются в строении осадочно-вулканогенных толщ на Алейском поднятии и в геосинклинальных прогибах. В позднем живете и фране эти различия стали очень резкими благодаря локализации извержений в пределах Алейского поднятия. Учитывая это, П.Ф. Иванкин, В.С. Кузбный и их соавторы (1969) привели в своей формационной схеме параллельные ряды формаций для Алейской и Белоубинской структурных зон. Выделения в подобных схемах, безусловно, заслуживает и Быструшинский геосинклинальный прогиб, формационные особенности которого в главных чертах те же, что и у Белоубинского. Этим вызывается необходимость подразделения названной выше формации на две субформации, одной из которых будет базальт-липаритовая терригенно-морская субформация геосинклинальных поднятий, отличающаяся преобладанием вулканических пород над осадочными (Алейская зона), а другой — аналогичная субформация геосинклинальных прогибов, которая характеризуется резким

преобладанием осадочных пород над вулканическими и широким развитием в ее составе телевулканических продуктов. На Синюшинском антиклинории девонские осадочно-вулканогенные толщи сближаются со второй из упомянутых субформаций.

Обратимся к вопросу о том, каково место рассмотренной формации в существующих схемах формационного расчленения эффузивов (Кузнецов, 1964)? Исходя из тектонических условий формирования и существенно натриевого современного состава слагающих ее пород многие авторы отнесли ее к диабаз-спилит-кератофировой формации (Елисеев, 1938) или к кварц-кератофировой формации (Иванкин и др., 1961; Иванкин, 1962; Румянцева, 1963; Хисамутдинов, 1964; Кузнецов, 1964; Ажгирей и др., 1965, 1967; Вершигора и др., 1970). Другие исследователи подчеркивают, что липаритовый первичный состав рассматриваемых вулканитов сближает их с порфировой группой формаций (Яковлев, 1962; Яковлева, 1962; Кузубный, Каймакова, 1963; Чернов, 1970г). Несомненно, что в период формирования рассматриваемых толщ на Рудном Алтае существовали условия, присущие главному геосинклинальному этапу развития подвижной зоны (Муратов, 1967), т.е. те, которые считаются характерными для образования спилит-кератофировой группы формаций (Кузнецов, 1964). Однако магматическая деятельность на Рудном Алтае в рассматриваемое время отличалась от типичных проявлений раннего магматизма подвижных зон. С первых моментов прогибания здесь стало формироваться такое количество кислой магмы, которое, по М.В. Муратову (1967), обычно образуется лишь с конца главного этапа геосинклинального развития. Каждый из двух этапов формирования существенно липаритовых девонских толщ завершился внедрением массивов нормальных калишпатовых гранитоидов (Чернов, 1965). В то же время, интрузии геосинклинального этапа развития подвижных систем в исследуемом регионе отсутствуют: представителей габбро-перидотитового ряда здесь нет, а гранитоиды, описываемые иногда как плагιοграниты, оказываются гранитами, утратившими свой калиевый полевой шпат в результате альбитизации (Чернов, 1969). Таким образом, магматическая деятельность девона совсем не имела здесь черт того "инициального" магматизма, проявлением которого обычно считают спилиты и кератофиры.

Однако не только общий характер магматизма не позволяет нам отнести вулканиды этого времени к спилит-кератофировой группе формаций. Само существование их как формаций магматических должно быть взято под сомнение после того, как многие "эталонные" спилиты и кератофиры оказались альбитизированными базальтами и липаритами (Кузнецов, 1964). Поскольку существует региональная альбитизация, способная превращать в спилиты и кератофиры (альбитофиры) вулканиды, различные по возрасту и условиям формирования, следует (по крайней мере в исследуемом регионе) трактовать породы такого состава не как магматическую формацию, а как определенный тип или фацию эпигенетических преобразований. Из выделяемых в настоящее время формационных типов среднедевонские и франские вулканиды Рудного Алтая ближе всего отвечают по составу формациям порфировой группы, которая, однако, по существующим представлениям, знаменует орогенный этап развития подвижных зон и сопровождается иным, чем на Рудном Алтае, молассовым осадконакоплением (Кузнецов, 1964; Муратов, 1967). Сказанное позволяет видеть, что базальт-липаритовая терригенно-морская формация среднего девона - франа на Рудном Алтае не отвечает полностью ни одной из двух главных формационных групп, которые принято выделять в истории вулканизма подвижных зон (спилит-кератофировая и порфировая), и должна занять в систематиках самостоятельное положение.

Фаменский вулканический комплекс представлен в Алейской зоне пихтовской свитой базальт-андезитового состава, а на остальной территории - вулканогенно-осадочными отложениями в составе верхов алейской и нижней части маймырской свит. На Алейском поднятии он отделен от нижележащих свит размывом. Фаменские вулканиды отличаются от предыдущих комплексов сос-

тавом и обстановкой формирования. С верхнеживетским — франским комплексом их сближает лишь общий ареал вулканизма. В пределах Алейского геосинклинального поднятия этот комплекс представлен базальтовыми и андезитовыми порфиритами, формировавшимися в морских, но весьма мелководных условиях, с чем связана распространенность краснокаменных вулканических пород и красноцветных (фиолетовых) осадочных отложений. Вулканические породы преобладают в разрезах над осадочными (см. табл.23). Распространено грубое переслаивание крупнозернистых смешанных туффов с аркозово-вулканомиктовыми песчаниками и маломощными прослоями косослоистых алеволитов.

За пределами Алейской зоны вулканизма (продолжавшейся в современный Бухтарминский район) ритмично-слоистые терригенные толщи, одновозрастные с пихтовской свитой, почти не содержат местных вулканических продуктов, но в них присутствуют прослои смешанных туффов и вулканомиктовых песчаников со значительным содержанием андезитового и базальтового материала, из чего видно, что область фаменского вулканизма служила источником телевулканического материала практически для всей территории Рудного Алтая. В литературе фаменский вулканический комплекс фигурирует как представитель порфиритовой (Кузубный, Каймакова, 1963), андезитовой (Кузнецов, 1964), андезит-дацитово-прибрежно-терригенной (Хисамутдинов, 1964б), андезит-базальтовой (Яковлев и др., 1970) и андезит-дацитово-Ажгирей и др., 1965, 1967; Вершигора и др., 1970) формаций. Следуя Ю.А. Кузнецову, мы относим этот комплекс к андезитовой формации. По составу вулкаников он вполне ей отвечает, однако, в отличие от типичных примеров данной формации (Кузнецов, 1964), вулканизм развивался здесь задолго до вступления региона в орогенный этап развития, в условиях морского режима, сохранявшегося даже на Алейском поднятии. Отражая это обстоятельство в наименовании формации, мы называем ее "терригенно-морской андезитовой" формацией. Следует подчеркнуть, что это название применимо лишь к фаменским вулканикам Алейской геосинклинальной зоны. Для остальной территории Рудного Алтая следует говорить, очевидно, об андезитовой терригенно-морской телевулканической формации, свойственной геосинклинальным прогибам.

Вопрос о формационной принадлежности визейских базальтов (ларихинская свита) и среднекаменноугольных липаритовых силлов (малоульбинская свита) следует оставить открытым до разработки более детальной систематики магматических формаций. На данном этапе за вулканиками ларихинской и кедровской свит можно сохранять применяемое к ним группой геологов ВГУ (А.И. Ротараш, М.А. Мураховский, Э.Г. Конников) название "андезит-базальтовой" формации.

Что же касается формационной принадлежности верхнепалеозойской сержинской свиты, то она довольно четко определяется такими ее особенностями, как существенно андезитовый состав вулканических пород в ассоциации с континентальными осадками и формирование в вулканотектонической межгорной впадине на орогенном этапе развития региона (Муратов, 1967). В систематике Ю.А. Кузнецова (1964) этот комплекс признаков отвечает типичной андезитовой формации. В рассматриваемом случае следует употребить название "андезитовая континентальная молассовая формация", для того чтобы отличить ее от фаменской андезитовой формации терригенно-морского характера.

Заканчивая обзор вулканических формаций региона, следует поставить вопрос о том, почему Рудный Алтай, принадлежащий к Зайсанской геосинклинальной системе (Нехорошев, 1958, 1966), оказался в период ее интенсивного прогибания областью столь активного "сиалического" магматизма, проявившегося даже в геосинклинальных прогибах, и чем объяснить совместное формирование здесь кислых, существенно калийных магматических пород и мощных

кремнисто-глинистых осадков. Возможной причиной этого явилось то, что территория Рудного Алтая представляла собой в раннем палеозое срединное поднятие Зайсанской геосинклинальной системы (Горжевский, 1955), т.е. "герцинские структуры Рудного Алтая развивались будучи наложенными на более древнее каледонское геосинклинальное поднятие" (Горжевский, Муратов, 1961, стр.72). В пределах этого поднятия еще в досреднедевонское время происходили внедрения гранитоидов. Таким образом, хотя Рудный Алтай в среднем палеозое и погружался вместе со всей Зайсанской геосинклинальной системой, он унаследовал от предыдущего этапа такие особенности строения коры, которые обусловили липаритовый состав продуктов вулканизма.

В заключение подчеркнем, что девонский вулканизм не был вполне синхронным во всех структурных зонах Рудного Алтая и при уточнении возраста свит становится очевидной его миграция (Иванкин и др., 1969; Комар, Чернов, 1970). Дальнейшее ее изучение, вероятно, приведет к тому, что мы станем с большей осторожностью использовать вулканические толщи для целей стратиграфической корреляции.

О СООТНОШЕНИЯХ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Металлогения Рудного Алтая давно уже составляет самостоятельную, интенсивно разрабатываемую проблему и мы ее коснемся лишь в той мере, которую позволяет тема исследования.

В литературе неоднократно подчеркивается тот факт, что почти все полиметаллические месторождения Рудного Алтая приурочены к ограниченному интервалу палеозойского разреза, а именно к толще эйфельского - франского возраста (Бубличенко, 1945, 1956, 1961; Горжевский, Яковлев, 1957; Иванкин и др., 1961; и др.). Этот интервал разреза интенсивно насыщен вулканическими породами и многие исследователи подчеркивают на этом основании существование литолого-петрографического контроля локализации оруденения (Курек, 1948; Иванкин, Халтурина, 1955; Горжевский, 1956; Щерба, 1957, 1968; Кузубный, Попов, 1966; и др.).

Анализ размещения полиметаллического оруденения в осадочно-вулканогенном разрезе показывает, что осадочные толщи, лишенные вулканогенных прослоев, практически не содержат рудных концентраций, так же как и вулканические толщи основного и среднего состава. Части разреза, целиком сложенные кислыми вулканическими породами, также бедны сульфидной минерализацией. Преобладающее количество рудных тел приурочено к слоистым пачкам, в составе которых чередуются алеврит-пелитовые осадки, кислые вулканические породы и пластовые порфиоровые интрузии. Кислые вулканические породы, мало отличающиеся сейчас от алеврит-пелитовых отложений по фильтрационным свойствам (см. фиг.57), в прошлом, до их перекристаллизации, обладали, по-видимому, высокой пористостью, и на их контакте с глинистыми породами имелся тот перепад скорости миграции рудных компонентов, который рассматривается Д.И. Горжевским и Г.Ф. Яковлевым (1957) как благоприятное условие рудоотложения.

Особо следует остановиться на вопросе о взаимоотношениях между кислыми порфиоровыми интрузиями Рудного Алтая и полиметаллическим оруденением. На возможность существования связи между ними указывали многие исследователи (Григорьев, 1934; Елисеев, 1938; Тимофеевский, 1938; Иванкин и др., 1961; Ажгирей и др., 1968; Иванкин, 1970; Вершигора и др., 1970; и др.). Таким образом, приуроченность полиметаллических концентраций к порфиоровым интрузиям отмечена многими авторами, однако между их мнениями остаются различия в отношении возраста порфиоровых тел и масштабов связанного с ними оруденения. Ассоциация кислых порфиоровых пород и полиметаллических руд выступает в исследуемом регионе отчетливо. Ее можно видеть, сопоставляя распределение тех и других на площади и в разрезе (Чернов,

1970в). Суммарная мощность кислых порфировых силлов и площадь их на поверхности составляет около 10% от общей мощности (и площади) осадочно-вулканогенных толщ девона. Суммарная площадь участков полиметаллической минерализации (включаящая ореолы окolorудных изменений) не превышает 1% указанной общей площади. Вероятность случайного совмещения тех и других, таким образом, невелика и тем не менее около 70% пунктов минерализации, в том числе почти все промышленные месторождения, локализованы в зонах развития порфировых тел, в непосредственной близости от них, или на их контактах¹ (см. фиг.1). Судя по всему, здесь действовала определенная форма контроля размещения оруденения. В литературе по различным регионам можно найти много примеров совмещения сульфидного оруденения с телами интрузивных вулканоидов (Аристов, 1964; Константинов, 1965; Саркисян, 1966; Мурадян, 1967; Белецкий, 1967; Яковлев, Гончарова, 1967; Дзоцендзе, Твалчрелидзе, 1967) П.Ф.Иванкин говорит уже о столь тесных связях сульфидных руд и порфировых интрузий в ряде регионов (Алтай, Салаир, Урал), что объединяет те и другие в понятие "рудно-магматическая система" (Иванкин, 1970). Из зарубежных данных сошлемся на исследования Стрингхэма (Stringham, 1960), который ввел понятие "продуктивные порфировые интрузии".

Причиной ассоциации колчеданно-полиметаллических руд и порфировых интрузий в исследуемом регионе едва ли можно считать прямую генетическую связь. Наблюдается лишь самая общая пространственная ассоциация тех и других, при этом приуроченность рудных залежей к контактам порфировых тел, которую следовало бы ожидать, если бы такая связь существовала, встречается довольно редко. Таким образом, наиболее вероятным объяснением описанных соотношений остается структурная связь, при которой порфировые интрузии играли роль структур, благоприятных для выведения восходящих рудоносных растворов на уровень рудообразования. Это можно легко представить себе, если учесть, что порфировые магматические внедрения, независимо от их формы, сообщаются своими корнями с тем уровнем в недрах Земли, на котором происходило магмообразование и который являлся, по-видимому, и уровнем формирования рудоносных растворов. Даже с учетом того, что порфировые интрузии типа силлов сменяются на глубине маломощными подводными дайками, часто пережатыми еще при внедрении, повышенная проницаемость этой подводной системы для поднимающихся растворов и их связь в момент формирования с магматическим очагом несомненны. Таким образом, если рассматривать порфировые интрузии (вместе с их корневой системой) как элемент структуры земной коры, то по глубине проникновения в недра Земли и по эффективности с точки зрения выведения гидротермальных растворов они могут быть сопоставлены с глубинными разломами. Как рудоконтролирующие структуры они, вероятно, имеют преимущество перед теми разломами додевонского фундамента, которые затухают в отложениях среднепалеозойской толщи и, тем более, перед разрывами, локализованными в пределах этой толщи.

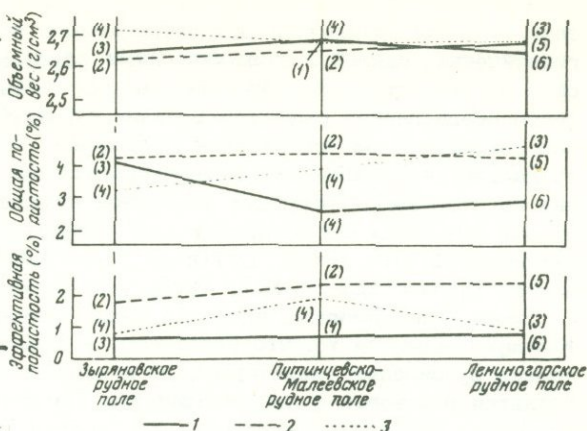
Есть все основания считать, что проницаемость систем порфировых интрузий для восходящих растворов связана не только с продвижением последних вдоль контактовых поверхностей, но и с особыми фильтрационными свойствами вещества самих тел. На фиг.79 видно, что слабо измененные кварцевые альбитофиры интрузий имеют даже более низкую эффективную пористость, чем алевролиты, однако в серицитизированных порфирах она резко возрастает. Поскольку рудная минерализация обычно ассоциируется с сильно серицитизированными порфировыми породами, можно предположить, что дорудное замещение последних серицитом и явилось тем фактором, который определил повышенную проницаемость порфировых тел для гидротермальных растворов.

Возникает, однако, вопрос, в чем причина избирательной серицитизации порфировых тел и до какой глубины она может распространяться. Едва ли можно

¹ Ориентировочный подсчет проведен для Лениногорско-Зырянской и Синошинской структурных зон.

Фиг. 79. Сопоставление по плотности и пористости порфировых пород ленингорско-зырянского типа с вмещающими алевролитами

1 - кварцевые альбитофиры, относительно слабо серицитизированные; 2 - кварцевые альбитофиры, интенсивно серицитизированные; 3 - алевролиты вмещающей толщи. Цифры в скобках - число анализов



считать это явление метасоматозом, поскольку наиболее интенсивное развитие серицита происходило здесь по вулканическому стеклу, и именно стекловатым состоянием пород следует объяснять избирательный характер их гидротермальных изменений. Известен ряд особых свойств вулканического стекла, и, в частности, его повышенная субмикроскопическая пористость, которой обусловлена высокая способность стекол к водонасыщению (Наседкин, 1963) и, вероятно, к ускоренной диффузионной миграции воды через стекловатые среды. Кроме того, есть основания предполагать, что избирательная серицитизация протекала до полного остывания стекловатых порфировых пород, и здесь оказывал свое влияние перепад температур между ними и вмещающей средой. По данным Д.В. Рундквист (1966), гидротермальные растворы избирательно проникают по наиболее нагретым породам (дайки и т.п.), которые могут служить коллекторами таких растворов. Садецки-Кардош и Пести нашли, что скорость миграции летучих в нагретых твердых породах значительно возрастает (Szadecsky-Kardoss, Pesty, 1965). Все это приводит нас к предположению, что порфировые тела после своего затвердевания в существенно стекловатые массы и, возможно, еще до полного остывания испытывали местами глубокую переработку поствулканическими гидротермальными растворами с замещением стекла серицитом, чем и были созданы их повышенные фильтрационные свойства по отношению к последующим рудным растворам. Глубинный интервал таких преобразований мог быть значительным. Во всяком случае он охватывал весь среднепалеозойский разрез, поскольку начиная с самого основания последнего порфировые внедрения везде обнаруживают признаки первично-стекловатого состояния.

Следует отметить, что порфировые интрузии, встреченные в пространственной ассоциации с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами, принадлежат, как правило, к ленингорско-зырянскому типу, однако многочисленные тела того же типа вне рудных полей лишены как сильных гидротермальных изменений, так и сопутствующего им оруденения. Следует думать, что рудоконтролирующие свойства порфировых интрузий проявились лишь на тех участках, которые оказались рудоносными в силу факторов более общего структурного контроля. Таким образом, приведенные данные представляют собой лишь деталь обширной проблемы: "Структурный контроль оруденения Рудного Алтая".

Касаясь вопроса и о том, в каких генетических отношениях может находиться оруденение с вулканическими комплексами, необходимо подчеркнуть, что за три десятилетия, в течение которых дискутируется вопрос о генетических связях полиметаллической минерализации Рудного Алтая с магматизмом, значительное развитие получила общая теория рудоносности вулканогенных формаций (исследования Г.С. Дзюенидзе, В.Н. Котляра, Н.И. Наконника, В.И. Смирнова, П.М. Татарина, М.А. Фаворской, Г.Н. Щербы и др.) и было пока-

зано, что для оруденения рассматриваемого типа не следует искать прямых генетических связей с вулканическими образованиями, но необходимо считаться с вероятностью его парагенетических соотношений с вулканизмом. Такая связь предполагает решающее влияние структурных особенностей вулканических комплексов на локализацию оруденения. В достаточно глубоко вскрытых вулканических комплексах обнаруживаются явные признаки контроля оруденения со стороны структурных элементов вулканического происхождения, к которым относятся как вулканические аппараты, так и субвулканические тела (Котляр, 1960, 1964, 1970; Williams 1966; Baragar u.a., 1966; Дзюцендзе, Гвалчрелидзе, 1967; Татаринов, Строна, 1967; и др.).

Важным положением, наиболее полно аргументированным в работах В.Н. Котляра, является то, что вулканизм, в отличие от плутонизма, формирует не только рудоносные гидротермы, но и сквозные структуры, благоприятные для поднятия растворов и локализации руд. Наличие таких структур обуславливает резкие градиенты давлений и температур, в обстановке которых восходящие растворы легче отлагают свой минеральный груз (Татаринов, Строна, 1967; Котляр, 1970).

О возможной рудоконтролирующей роли вулканотектонических структур на Рудном Алтае писали Б.И. Вейд (1959) и Е.Б. Яковлева. Анализ новых данных по условиям локализации сульфидных руд позволил Г.Н. Щербе (1968) выступить с обоснованием вулканогенной гипотезы образования главных колчеданно-полиметаллических месторождений этого региона, значительно более глубоким, чем то, которое были в состоянии привести сторонники аналогичной гипотезы в начале 50-х годов. Необходимо принять во внимание также признаки возрастной близости кислых порфировых интрузий и ассоциирующегося с ними оруденения. На Лениногорском и Зыряновском рудных полях серицитизация порфировых пород, которая, как видно из предыдущего, не может быть значительно оторвана от формирования этих тел, рассматривается всеми исследователями как околорудное изменение, тесно связанное с полиметаллической минерализацией.

Кроме того, можно полагать, что рудоконтролирующая роль порфировых тел могла интенсивно проявляться лишь в течение ограниченного времени: с развитием сети разломов значение их как проводников растворов должно было уменьшаться, а девитрификация их базиса (там, где он не был серицитизирован) в фельзитовый агрегат приводила к понижению их пористости. Таким образом, по крайней мере некоторые из крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая не только ассоциируются с порфировыми телами в пространстве, но и близки к ним по времени формирования. Поскольку у нас есть основания связывать порфиры лениногорско-зыряновского и хайдунского типов с верхнедевонским вулканизмом, можно считать, что и ассоциирующаяся с ними колчеданно-полиметаллическая минерализация имеет верхнедевонский возраст.

Резюмируя сказанное, сформулируем главные выводы. Рудный Алтай представляется регионом длительно развивавшегося палеозойского магматизма и рудообразования, причем последнее в ходе истории варьировало по интенсивности, но сохранило полиметаллический профиль. Один из главных по продуктивности этапов этого полихронного рудного процесса (вероятно, даже главный) следовал непосредственно за внедрением порфировых интрузий лениногорско-зыряновского типа и привел к созданию ассоциирующихся с этими телами рудных концентраций в тех местах, где благоприятными для этого оказались и прочие контролирующие факторы. Рудообразующие растворы отделялись при этом от того же магматического очага, из которого поступала магма порфировых интрузий, т.е. мы наблюдаем здесь случай структурно-парагенетической связи магматических и гидротермальных образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя основные положения, аргументированные в различных разделах настоящей работы, отметим, что в составе девонских толщ Рудного Алтая выделяются две осадочно-вулканические формации (базальт-липаритовая терригенно-морская контрастного типа и андезитовая терригенно-морская), которые подразделяются на субформации геосинклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов. В среднем палеозое по мере тектонической дифференциации региона росла и специфика вулканизма в зонах поднятий и прогибов. Особенность последних, проявившаяся с позднеживетского времени, — телевулканический и вулканомиктовый характер выполнявшего их обломочного материала. В позднем палеозое образовалась андезитовая континентально-молассовая формация.

Порфиновые интрузии принадлежат по условиям образования, отраженным в их эффузивном облике, к вулканизму, который в геосинклинальных прогибах, выполненных мощными пластичными осадками, был способен проявляться целиком в закрытой субвулканической форме с образованием многоярусных стекловатых силлов (порфиры ленингорско-зырянского и хайдунского типов). По-видимому, закрытом характером интрузий такого рода и их структурной связью с продолжавшим свою деятельность магматическим очагом следует объяснять мощные автометаморфические гидротермальные изменения подобных тел и часто наблюдаемое инъекционно-метасоматическое воздействие их на вмещающие отложения, результатом которого явились ложные фельзит-порфиры по алевролитам. Таким образом, породы эффузивного облика на Рудном Алтае гетерогенны, что требует учета в геологической практике.

Следует отметить, что актуальная проблема современной петрографии — гетерогенез горных пород — требует тщательного изучения путей конвергенции петрографических признаков и в этом отношении Рудный Алтай дает нам также ряд других интересных примеров. Таковы, в частности, зернистые туфовидные породы в составе многих интрузивных порфировых тел, а также кислые порфировые породы с псевдопелловой структурой.

Палеозойские вулканы Рудного Алтая, как и многих других складчатых областей, вовлекаясь в цикл диагенетических и катагенетических изменений в условиях их быстрого погружения под мощными перекрывающими толщами, испытывают столь глубокие преобразования, что формационный анализ и другие генетические обобщения требуют реконструкции их первичного состава. Этапами преобразований являются: 1) поствулканические изменения (аргиллизация, адуляризация стекла), 2) диагенез (изохимическая девитрификация), 3) два ряда изменений в условиях катагенеза: изохимические (хлоритизация, собирательная перекристаллизация и др.) и аддитивные (альбитизация).

Региональную альбитизацию можно трактовать как планетарный метасоматический процесс, связанный с поступлением натрия из глубинного, по-видимому подкорового, источника. Степень альбитизации — функция возраста изменяемых пород и проницаемости земной коры, обусловленной интенсивностью тектонических движений. Сплит-кератофировую ассоциацию следует рассматривать (по крайней мере на Рудном Алтае) не как магматическую формацию, а как фацию эпигенетических преобразований вулканистов.

Полученные данные позволяют утверждать, что цикличность (как закономерная эволюция химизма вулканитов во времени) в эффузивах Рудного Алтая не проявлена, по-видимому, вследствие того, что магмы поступали с двух уровней магмообразования, не только разобренных но и во многом автономных в своих проявлениях, — интрукорового (кислая) и мантийного (основная и средняя).

В результате проведенных исследований наметился ряд вопросов, требующих первоочередной разработки при дальнейшем изучении вулканических образований Рудного Алтая. Некоторые из них приведены ниже.

Требуют выявления и характеристики геолого-петрографические особенности осадочно-вулканических толщ Рудного Алтая, связанные со специфическими условиями их образования. Последние не имеет аналогов в истории новейшего вулканизма, что затрудняет применение актуалистического метода в их расшифровке. Действительно, есть все основания считать, что происходившее в девонском бассейне Рудного Алтая быстрое и глубокое захоронение эффузивов в обстановке продолжавшегося активного вулканизма создавало условия для еще более сложной истории преобразований вулканитов, чем та, которая была описана выше. Такая обстановка вызывала, по-видимому, своего рода телескопирование поствулканических, диагенетических и катагенетических изменений вулканитов. Предстоит оценить масштабы и изучить стадийность развития разнообразных явлений перекристаллизации вещества эффузивов, их метасоматических преобразований (в частности, соотношений калиевого и натриевого метасоматоза), порфиризации и т.п., развивавшихся в осадочно-вулканических толщах в очень большом интервале глубин. Актуальным является выделение минеральных фаций катагенеза вулканитов.

Вообще Рудный Алтай обещает дать много интересного для изучения проблемы "Поведение магматических пород в зоне катагенеза". Здесь представляет интерес комплексное изучение преобразований осадочных, вулканических и интрузивных пород и, в частности, роль катагенетических изменений в формировании современного минерального и химического состава гранитоидов. Распространенное представление о постмагматической природе обычных изменений гранитоидов (хлоритизация биотита, серицитизация и эпидотизация плагиоклазов и т.п.), по-видимому, будет скорректировано и изменения указанного типа окажутся в большинстве случаев результатом регрессивного изменения гранитоидов в зоне катагенеза.

Условия формирования осадочно-вулканических толщ девона Рудного Алтая были таковы, что соотношения между вулканическими и осадочными членами разреза местами имеют очень сложный характер, требующий изучения. В частности, неясной остается природа рассеянных кремнистых инъекций (иногда содержащих остатки радиолярий), которые местами во множестве пропитывают кислые вулканические породы (преимущественно туфы). Сейчас можно лишь предполагать, что это — результат выжимания кремнистого ила в вышележащую вулканическую толщу под давлением нагрузки этой толщи.

Заслуживают изучения специфические фациальные разновидности вулканических пород кислого состава, связанные с подводными условиями извержений. Распад кислых стекол в этих условиях на фрагменты послужил причиной образования серии разнообразных кластолав и псевдотуфитов, диагностические признаки которых требуют разработки.

Наконец, явно недостаточными оказываются наши знания о заключительном, мезозойском, этапе магматизма Рудного Алтая, продукты которого распространены весьма широко и роль которого в истории региона пока еще не оценена в полной мере.

- Абдулин А.А., Борукаев Р.А., Заравняева В.К., Ляпичев Г.Ф., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Проблема вулканоплутонических формаций на примере Казахстана. В кн. "Вулканоплутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, 1969.
- Ажгирей Д.Г., Ажгирей Р.М., Коробов В.В. Геологопетрографические особенности среднедевонских порфировых интрузий юго-восточной части Рудного Алтая. — Геология и разведка, 1968, № 7.
- Ажгирей Д.Г., Воробьев Ю.Ю., Козлов М.С., Конников Э.Г., Кузубный В.С., Стучевский Н.И., Шугрин Э.К. Корреляция магматических комплексов Зайсанской складчатой системы и их изученность. В кн. "Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана". Алма-Ата, 1965.
- Ажгирей Д.Г., Воробьев Ю.Ю., Дьячков Б.А. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области. В кн.: "Геология СССР", т. 41, Восточный Казахстан, ч. I. М., "Недра", 1967.
- Аристов В.В. Основные типы скрытых месторождений твердых полезных ископаемых и применяемая методика их поисков. — Изв. вузов, геол. и развед., 1964, № 4.
- Афанасьев Г.Д., Абдулаев Р.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., "Недра", 1968.
- Баласания С.И. К проблеме отношения вулканизма и плутонизма (на примере Армении). — Докл. АН Арм. ССР, 1967, т. 44, № 3.
- Батти М.Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. В сб. "Проблемы палеовулканизма". М.ИЛ., 1963а.
- Батти М.Х. Щелочной метасоматоз и петрология некоторых кератофилов. В сб. "Проблемы палеовулканизма", М., ИЛ, 1963б.
- Бейсеев О.Б. Аутигенная альбитизация вмещающих пород как важный критерий при расшифровке генезиса родуситовой минерализации в месторождениях джекказганского типа. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, т. 171, № 2.
- Белецкий Ю.С. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение южной части Западных Мугоджар. — Труды Ин-та геол. наук АН Казах. ССР, 1967, т. 24.
- Белоусов А.Ф., Велинский В.В., Кочкин Ю.Н. Плагиоклазы в базальтовых эффузивах верхнего протерозоя и кембрия на Алтае и Салаире. — Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Богданова К.Г. Интрузивные комплексы юго-западного Алтая. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 94. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана".
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. К методике составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.
- Бровков Г.Н. Осадочно-телепирокластические формации — особый тип породных ассоциаций. — Труды Лабор. палеовулканологии АН СССР, 1963, вып. 2.
- Бровков Г.Н., Могилев А.Е., Бучарская Г.С., Забияка И.Д. Литология среднепалеозойского вулканогенноосадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., "Наука", 1967.
- Бубличенко Н.Л. К стратиграфии и металлогении Рудного Алтая. — Изв. Каз. фил. АН СССР, серия геол., 1945, № 4-5.
- Бубличенко Н.Л. О верхней возрастной границе полиметаллического оруденения Рудного Алтая. — Вестн. АН Казах. ССР, 1956, № 10 (130).

- Бубличенко Н.Л. Стратиграфический контроль в металлогенетических процессах на Рудном Алтае. — Труды Алтайского горно-метал. научно-исслед. ин-та АН Каз.ССР, 1961, т. 10.
- Бубличенко Н.Л. К методике стратиграфических исследований на Рудном Алтае. — Труды АГМНИИ АН Казах.ССР, 1962, т. 12.
- Бузкова Н.Г. Новые данные по геолого-петрографической характеристике верхнепалеозойских вулканогенных пород центральной части Рудного Алтая. — Изв. вузов, геол. и разв., 1969а, № 7.
- Бузкова Н.Г. Петрология позднепалеозойской интрузивно-вулканогенной ассоциации юго-западного Алтая. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1969б.
- Василевский М.М. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Василевский М.М. О понятии "пропилит" и процессе пропилитизации. — Зап. Всес. Мин.об-ва, 1966, вып. 6.
- Вейц Б.И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. III. Алма-Ата, 1959.
- Верещагин В.А., Жеребцов В.А. Субвулканические порфиры юго-восточного блока Бурачихинско-Кедровской зоны (Рудный Алтай). — Изв. вузов, геол. и разв., 1968, № 3.
- Вершигора В.М., Стучевский Н.И., Тингерис А.А. Вулканизм Рудного Алтая и связь с ним полезных ископаемых. В сб. "Проблемы палеовулканизма Средней Сибири". Красноярск, 1970.
- Виленский А.М. Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., "Наука", 1966.
- Вильямс Х., Тернер Ф.Д., Гилберт Ч.М. Петрография. М., ИЛ, 1957.
- Виноградов А.П. Образование океана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 4.
- Вишневская И.И. О зеленых сланцах Рудного Алтая. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Влодавец В.И. Некоторые факты, которые необходимо учитывать при составлении классификации вулканокластических горных пород. В сб. "Вопросы вулканизма". М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Влодавец В.И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В сб. "Вопросы вулканизма". М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Влодавец В.И., Лебедев А.П., Гапеева Г.М. Задачи палеовулканологических исследований на территории СССР. В сб. "Вопросы вулканизма". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гармаш А.А., Попов В.В., Яковлев Г.Ф. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.
- Горжевский Д.И. К вопросу о геологической истории Рудного Алтая в палеозое. — Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 4.
- Горжевский Д.И. К вопросу о происхождении некоторых типов полиметаллических месторождений на примере полиметаллических месторождений Алтая. В Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2-3.
- Горжевский Д.И. Тектонические условия формирования эффузивов (на примере Рудного Алтая). В Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5-6.
- Горжевский Д.И., Комар В.А., Яковлев Г.Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая. — Сов. геол., 1955, № 48.
- Горжевский Д.И., Муратов М.В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое. — Сов. геол., 1961, № 11.
- Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Труды ВАГТ, 1957, вып. 3.
- Горжевский Д.И., Яковлева Е.Б. Петрохимическая характеристика измененных пород северо-западной части Рудного Алтая. — Труды ВАГТ, 1956, № 2.
- Гречишникова И.А. Стратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая. М., "Наука", 1966.
- Григорьев И.Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. В сб. "Большой Алтай", т. I. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Дербигов И.В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра", 1965.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.

- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О рудоносности эффузивного вулканизма. — Сов. геол., 1967, № 9.
- Елисеев Н.А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Ермолаев К.Ф. О природе порфировых пород сокольной свиты Лениногорского рудного поля. — Труды ГИН АН Казах. ССР, 1967, т.20.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий В.А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 71, № 24.
- Заридзе Г.М. Метасоматизм и рудообразование. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, №1.
- Заридзе Г.М., Казахашвили Г.Г. Вещественный состав и генезис сланцев Чегемской свиты долины р.Баксан. В сб. "Геология центрального и Западного Кавказа" (Труды Кавк. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг., т III). М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Звягинцев Л.И. История палеозойского вулканизма юго-восточной части Рудного Алтая. В кн. "Вопросы вулканизма" (Труды I Всес.вулканол.совещ.). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Звягинцев Л.И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., "Наука", 1965.
- Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Иванкин П.Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Иванкин А.Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванкин П.Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., "Недра", 1970.
- Иванкин П.Ф., Ведерников П.Г. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов юго-западного Алтая. — Труды АГМНИИ, 1960, т. 8.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузубный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.
- Иванкин П.Ф., Кузубный В.С., Иншин П.В., Воробьев Ю.Ю., Стучевский Н.И., Ажгирей Д.Г. О соотношении вулканических и плутонических процессов на Рудном Алтае. В сб. "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, 1969.
- Иванкин П.Ф., Халтурина И.И. О закономерностях размещения эндогенного оруденения Прииртышского района Алтая. — Сов. геол., 1955, № 43.
- Иванов И.П. О природе "альбитизирующих" растворов. В сб. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ивао Ш. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу, Япония. В сб. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965.
- Иншин П.В. Геология Заводинского рудного поля. В сб. "Вопросы геологии и металлогения Рудного Алтая". — Труды Алтайского горно-металл.научно-исслед. ин-та АН Казах.ССР, 1960, т. 8.
- Иншин П.В., Иванкин П.Ф., Кузубный В.С. Синорогенная порфировая формация юго-западного Алтая и ее рудоносность. В кн. "Магматические формации" (Труды III Всес. петрогр. совещ., 1964 г.). М., "Наука", 1966.
- Иншин П.В., Иншина В.М. О генезисе "пепловых", флюидальных и сферолитовых структур в интрузивных порфирах Рудного и Южного Алтая. — Труды Ин-та геол. наук АН Казах.ССР, 1966, т. 18.
- Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Баку, 1961.
- Каюпов А.К., Ким В.А., Никитина Л.Г., Флеров Е.А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. В кн.: "Геология Лениногорского и Зырянского рудных полей на Алтае". М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Кизевальтер Д.С. Об явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. — Труды МГРИ, 1956, т. 29.
- Ким В.А. Полевые шпаты порфиров Зырянского района Рудного Алтая. — Изв. АН Казах.ССР, 1957а, вып. 2.
- Ким В.А. О порфировых породах Зырянского района на Рудном Алтае и их отношение к оруденению. — Вестн. АН Казах.ССР, 1957б, № 12.
- Кирова Т.В. Нижнекаменноугольные вулканогенные породы Бухтарминского района (Рудный Алтай). — Зап.Лен.горн. ин-та, 1959, т. 35, вып. 2.

- Кирова Т.В. Вулканогенные породы Бухтарминского района и особенности их метаморфизма. Автореф. канд.дисс. Л., ЛГУ, 1960.
- Комар В.А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. — Труды ВАГТ, 1957, вып. 3.
- Комар В.А. Рудный Алтай. В кн.: "Геология СССР", т. 41. Восточный Казахстан, ч. I. М., "Недра", 1967.
- Комар В.А., Чернов В.И. Основные этапы геологического развития юго-западного Алтая в девонском периоде. — Изв. вузов, геол. и развед., 1970, № 12.
- Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., "Недра", 1965.
- Копелиович А.В. Явления эпигенетической альбитизации в песчаниках древних толщ Приднестровья. — Труды Вост.-Сиб.геол.ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., "Наука", 1965.
- Копелиович А.В., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных областей. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Коптев-Дворников В.С., Емельяненко Л.Ф., Петрова М.А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. — Сов. геол., 1963, № 7.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Недра", 1967.
- Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Труды Лабор.вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвалоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метабенеза в терригенных и вулканогенных породах — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фация регионального эпигенеза и метабенеза. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Котляр В.Н. Эффузивы, интрузивы и оруденение. — Изв. вузов, геол. и развед., 1960, № 2.
- Котляр В.Н. Оруденение и вулканизм. В кн. "Доклады советских геологов на XXII сессии МГК". М., "Недра", 1964.
- Котляр В.Н. Проблема рудоносности вулканогенных формаций. — Сов.геол., 1967, № 11.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М., "Недра", 1970.
- Красивская И.С. Натриевый метасоматоз в метаморфических породах междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). — Изв. вузов, геол. и развед., 1963, № 5.
- Кривцов А.И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований. — Сов.геол., 1968, № 10.
- Кузубный В.С. Об условиях образования древних вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая. В кн. "Проблемы палеовулканологии", Алма-Ата, 1963.
- Кузубный В.С. Особенности образования вулканогенных формаций девона в северо-западной части Рудного Алтая. — Сов. геол., 1964, № 6.
- Кузубный В.С. Особенности возрастных взаимоотношений и некоторые вопросы петрологии габбро-гранодиорит-плагиогранитных интрузий северо-западной части Рудного Алтая. — Труды ИГН АН Каз.ССР, 1966, т. 17.
- Кузубный В.С., Каймакова В.Д. Девонские вулканогенные формации северо-западного Прииртышья (Западный Алтай). — Труды Лабор.палеовулк. АН СССР, 1963, вып. 2.
- Кузубный В.С., Каймакова В.Д., Свечников Г.Г. Петрохимические и геохимические особенности вулканогенных образований девона Прииртышского района Рудного Алтая. — Труды Ин-та геол.наук АН Каз.ССР, 1967, т. 24.

- Кузубный В.С., Попов В.В. Рудоносность магматических формаций Рудного Алтая (состояние вопроса и пути его дальнейшего изучения). - Изв. вузов, геол. и развед., 1966, № 10.
- Кузнецов Ю.А. Порфиновые интрузии северо-западного Алтая и их фашиальность. - Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кумбс Д.С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. - В кн. Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 2. М., ИЛ, 1963.
- Курек Н.Н. Серпидитолиты Риддерских месторождений на Алтае. - Материалы ВСЕГЕИ, полезн. ископ., 1948, сб. 4.
- Курек Н.Н., Буров П.П. Риддерская группа полиметаллических месторождений. В сб. "Большой Алтай", т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Кушев В.Г., Синицын А.В. Трещинные щелочные метасоматиты Восточного Приазовья. В сб. "Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР", М., "Недра", 1966.
- Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. М., "Наука", 1965.
- Леонова Е.П. Об источниках материала при метасоматизме. В сб. "20-е Герценовские чтения". Межвуз. конференция, геол. и геогр. Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
- Литвинович А.Н. К геохимии Ленингорского района. - Труды Ин-та геол. наук АН Казах. ССР, 1966, № 17.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М., "Наука", 1968.
- Лучинин И.Л. О позднебайкальской гранито-липаритовой формации в северной части Центрально-Уральского поднятия. В сб. "II Уральское петрографическое совещание", тезисы докладов, т. 3. Свердловск, 1966.
- Лучицкий И.В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. - Труды Лабор. палеовулканол. АН СССР, 1963, вып. 2.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2. М., "Наука", 1971.
- Любецкий В.Н. Геологические структуры по геофизическим данным. В кн. "Геология СССР", т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1. М., "Недра", 1967.
- Малахова Н.П. О вторичном андезитизме в осадочных породах зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. В сб. "Минералы изверженных горных пород и руд Урала". Л., "Недра", 1967.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мануйлова Н.С. Микроструктура природных перлитов и ее изменение в процессе вспучивания. - Труды РОСНИИМС, 1961, № 19.
- Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Микунов М.Ф. Рудный Алтай (стратиграфия верхнего палеозоя). В кн. "Геология СССР", т. 41, ч. 1. М., "Недра", 1967.
- Мурадян К.М. Новые данные о геологии и металлогении Базумского субвулканического комплекса. - Изв. АН Арм. ССР, 1967, т. 20, № 1-2.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, этапы их развития и магматизм. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10.
- Муратов М.В., Цейслер В.М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, № 5.
- Мураховский М.А., Гречишников И.А. Стратиграфическое положение и возраст вулканогенных толщ в нижнем течении р. Бухтармы (Рудный Алтай). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 5.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. - Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С.И., Рябичкина Е.П. Условия аргиллизации в районах щелочных термальных вод вулканических областей. - Бюлл. Камчатской вулканол. станции, 1962, № 33.
- Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
- Наседкин В.В., Козырин Н.А. Гидротермальное изменение обсидиана в условиях повышенной щелочности растворов (по данным эксперимента). - Изв. вузов, геол. и разв., 1969, № 4.
- Нехорошев В.П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. - Проблемы сов. геол., 1938, № 3.
- Нехорошев В.П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., "Недра", 1966.

- Нехорошев Г.В. К характеристике Чулакского субвулканического комплекса в Джунгарском Алатау. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1955, ч. 34, № 2.
- Нурбаев З.М. Строение и фашиальность порфировых интрузий Южного Алтая. — Труды Лабор. палеовулканол. АН СССР, 1963, вып. 2.
- Оникиенко С.К. Некоторые особенности кислых девонских эффузивов района г.Змеиногорска на Рудном Алтае. — Бюлл. МОИП, отд.геол., 1957, № 6.
- Парк Ч.Ф. Спидиты и проблема марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон. В сб. "Проблемы палеовулканизма". М., ИЛ, 1963.
- Пероэио Г.Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. В сб. "Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири". М., "Недра", 1967.
- Петров В.П. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород. В кн. "Вопросы вулканизма". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. В сб. "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы". М., "Наука", 1967.
- Петров М.А. Некоторые особенности локализации оруденения и генезис измененных пород Змеиногорского рудного поля. — Сов. геол., 1958, № 5.
- Пилипенко В.Н. Рудный Алтай. В кн. "Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана". Новосибирск, "Наука", 1966.
- Пилипенко П.П. Минералогия Западного Алтая. Томск. 1915.
- Польвянный И.Я. Стратиграфия, формации и тектоника Кедровско-Бутачихинской зоны Рудного Алтая. Автореф. канд.дисс. Алма-Ата, 1968.
- Попов А.А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. В сб. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Полов В.В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.
- Поспелов Г.А. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. В сб. Труды I Всес.петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1955. Постановление второй сессии симпозиума "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность (октябрь, 1966 г., Алма-Ата)". — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, №1.
- Ракчеев А.Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденениям в районе Южно-Кузнецкинского месторождения на Среднем Урале. — Сов.геол., 1956, сб. 51.
- Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 4.
- Рудич К.Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. В кн.: "Магма малоглубинных камер". М., "Наука", 1970.
- Румянцева Т.А. Геология, петрография и генетические особенности Рудихинского месторождения на Рудном Алтае. Алма-Ата, 1963.
- Рундквист Д.В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. — Зап. Всес.мин. об-ва, 1966, № 95.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. 2-е изд. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Саркисян С.Ш. О глубинных условиях формирования субвулканических тел Маднеули-Поладаурского района и их металлогеническое значение. В сб."II Уральское петрографическое совещание". Тезисы докладов, т. 3. Свердловск, 1966.
- Сергиев Н.Г. Эффузивы центрального Казахстана. Алма-Ата, 1948.
- Сильченко В.Г. Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Смирнов Н.Н. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. М., 1913.
- Сперанская И.М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 9.
- Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. В сб. "Проблемы палеовулканоогии". М., ИЛ, 1963.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н.М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного пороодообразования. В кн. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые". М., "Наука", 1965.
- Татаринов П.М., Строна П.А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1967, вып. 1.

- Ташинина М.В. Геолого-петрографическое описание эффузивной свиты Бухтарминского района Алтай. — Изв. АН Казах.ССР, серия геол., 1954, № 134, вып. 18.
- Тимощевский Д.А. Геолого-петрографическая характеристика Змеиногорского золоторудного месторождения. — Труды треста Золоторазведка и НИГРИЗолото, 1938, вып. 10.
- Тихомирова Э.И. К вопросу о систематике пород альбитофировой толщи девона в Центральном Казахстане. — Научн. докл. высш.школы, геол-геогр. науки, 1958, № 2.
- Трусова И.Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана. В кн. "XXI сессия Международного геологического конгресса, проблема 14. Гранито-гнейсы". Киев, 1960.
- Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. В сб. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965.
- Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Усов М.А. Фаши и фазы пород эффузивного облика. — Пробл.сов. геол., 1935, № 9.
- Успенский Е.П. Палеозойское тектоническое развитие Чингиза и вопрос о возрасте его складчатых структур. — Геотектоника, 1970, № 5.
- Устиев Е.К. Региональные проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность (обзор деятельности симпозиума, проходившего в октябре 1966 г.). — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
- Федотьев К.М. Изменение микроклина под воздействием гидротермального раствора. В кн. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фолк Р.Л. Лабораторные исследования полевых шпатов и получающихся при этом продуктов. В сб. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". М., ИЛ, 1950.
- Фромберг Э.Д. К вопросу о генезисе "риддерских яшм". — Труды Минерал. музея им.Ферсмана, 1973, вып. 22.
- Хисамутдинов М.Г. Осадочные и вулканогенные формации юго-западного Алтая. — Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 33.
- Хисамутдинов М.Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 94.
- Хисамутдинов М.Г. Особенности геологического строения и металлогении полиметаллической зоны Алтая. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964а, т. 111.
- Хисамутдинов М.Г. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной области. — Материалы ВСЕГЕИ, 1964б, т. 111.
- Хисамутдинов М.Г., Демидова Т.Я. Характеристика эффузивного магматизма Зайсанской геосинклинальной области. В кн. "Геология СССР", т. 41, ч. 1. М., "Недра", 1967.
- Хитаров Н.И. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. В сб. "Труды совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии". М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хитаров Н.И., Колонин Г.Р. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. В сб. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., "Изд-во АН СССР, 1962.
- Чернов В.И. К вопросу о возрасте и фашиях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
- Чернов В.И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая. — Труды МГРИ, 1955, т. 28.
- Чернов В.И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 3.
- Чернов В.И. О некоторых вопросах истории формирования змеиногорского комплекса гранитоидов на Рудном Алтае: — Труды МГРИ, 1956б, т. 29.
- Чернов В.И. Основные черты геологии и петрографии интрузивных комплексов Рудного Алтая. — Бюлл. МОИП, отд.геол., 1956в, № 4.
- Чернов В.И. К истории палеозойского магматизма на Рудном Алтае. — Бюлл.МОИП, отд.геол., 1957, т. 32, вып. 6.
- Чернов В.И. К характеристике девонского интрузивного магматизма на Рудном Алтае. — Изв. вузов, геол. и разв., 1965, № 12.
- Чернов В.И. О некоторых результатах применения диаграммы М.Гораи к альбитизированным эффузивам. — Изв. вузов, геол. и развед., 1968, № 9.
- Чернов В.И. Аддитивная девитрификация как причина образования некоторых серицитолитов Рудного Алтая. — Изв. вузов, геол. и разв., 1969а, № 7.
- Чернов В.И. О понятии "плагιοгранит" и других вопросах классификации гранитоидов в связи с их региональной альбитизацией. — Бюлл. МОИП, отд.геол., 1969б, № 4.

- Чернов В.И. Классификационное значение альбита в магматических породах и номенклатура эффузивов "альбитофировой фации" (на примере Рудного Алтая). - Изв. вузов, геол. и развед., 1969в, № 9.
- Чернов В.И. О петрохимическом способе выражения степени региональной альбитизации магматических пород (на примере Рудного Алтая). В кн. "Вопросы петрохимии". Л., 1969г.
- Чернов В.И. О ленингорско-зырянском типе порфировых интрузий на Рудном Алтае. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970а, № 3.
- Чернов В.И. О проявлениях ранней аргиллизации в девонских вулканических породах Рудного Алтая. - Изв. вузов, геол. и развед., 1970б, № 5.
- Чернов В.И. О некоторых геолого-петрографических особенностях ленингорско-зырянского типа порфировых интрузий на Рудном Алтае. - Изв. вузов, геол. и развед., 1970в, № 11.
- Чернов В.И. Девонские вулканические формации Рудного Алтая. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970 № 6.
- Чернов В.И. О двух генерациях миндалитов в некоторых девонских основных эффузивах Рудного Алтая и механизма образования их шлакоподобных разностей. - Изв. вузов, геол. и развед., 1972, № 11.
- Чернов В.И. Проблема петрохимической цикличности вулканизма и взаимоотношений между источниками основной и кислой магмы (на примере Рудного Алтая). - Изв. вузов, геол. и развед., 1973, № 1.
- Чернов В.И., Гаврилова В.Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. - Труды ВАГТ, 1957, № 3.
- Чернов В.И., Гаврилова В.Н. Рудный Алтай (магматизм). В кн. "Геология СССР", т. 41. Восточный Казахстан, ч. I. М., "Недра", 1967.
- Чернов В.И., Коршунов Г.Г., Тинтерис А.А. Об инъекционных и метасоматических явлениях в связи с порфировыми интрузиями на Рудном Алтае. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, № 1.
- Шипулин Ф.К. Некоторые общие черты истории формирования интрузий и оруденения в юго-восточном Приморье и в Зырянском районе на Рудном Алтае. - Материалы II петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1958а.
- Шипулин Ф.К. Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае. - Докл. АН СССР, 1958б, т. 119, № 3.
- Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В кн. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов". М., "Недра", 1965.
- Щерба Г.Н. Вулканокупола из района Ленингорска. - Изв. АН Казах.ССР, серия геол., 1954, № 134, вып. 18.
- Щерба Г.Н. Некоторые глубинные подвижные зоны юго-западного Алтая. - Изв. АН Казах.ССР, серия геол., 1957а, вып. 2 (27).
- Щерба Г.Н. Геология Ленингорского рудного поля. В кн.: "Геология Ленингорского и Зырянского рудных полей на Алтае". М., Госгеолтехиздат, 1957б.
- Щерба Г.Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Сов. геол., 1968, № 6.
- Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей. В сб. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965.
- Яковлев Г.Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. - Труды ВАГТ, 1957, сб. 3.
- Яковлев Г.Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яковлев Г.Ф. Рудный Алтай (тектоника). В кн. "Геология СССР", т. 41, ч. I. М., "Недра", 1967.
- Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение в некоторых районах Южного Урала. - Труды Ин-та вулканол. Сиб. отд. АН СССР, 1967, вып. 24.
- Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я., Кропачев С.М. Тектоно-магматическое развитие колчеданных провинций Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая. - Вестн. МГУ, геол., 1970, № 2.
- Яковлева Е.Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Яковлева Е.Б. Основные этапы палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая. - Труды ВАГТ, 1957а, вып. 3.

- Яковлева Е.Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 19576, т. 32, вып. 6.
- Яковлева Е.Б. Методика изучения вулканогенных толщ палеозоя (на примере Рудного Алтая). — Сов. геол., 1957в, № 61.
- Яковлева Е.Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. В кн. "Вопросы вулканизма" (Труды I Всес.вулканол.совещ). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яковлева Е.Б. Девонский вулканизм центральной части Рудного Алтая. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1963а.
- Яковлева Е.Б. Автомагматические брекчии Казахстана. — Сов.геол., 19636, № 8.
- Яковлева Е.Б. Основные черты автомагматических брекчий Казахстана (Тезисы докл. I Казах.петрогр.совещ). Алма-Ата, 1965.
- Яковлева Е.Б. Некоторые особенности генезиса автомагматических брекчий. В сб. "IV научн. отчетная конференция геол. фак. МГУ", тезисы докл. М., 1969.
- Baragar W.R., Goodwin A.M., Souther J.G. Vulcanism and mineral deposits. — Paper Geol. Surv. Canada, 1966, N 42.
- Mc Birney A.K. Factors governing the nature of submarine vulcanism. — Bull. volcanol., 1963, t. 26, N 5.
- Bloosterman J.B. Cranites and rhyolites of Sao Lourenco: a volcano-plutonic complex in Southern Amazonia. — Engenharia, miner. e metallurgia, 1966, v. 44, N 262.
- Bonney D., Parkinson J. On primary and secondary devitrification in glassy igneous rocks. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1903, v. 59.
- Bowen N.L., Tuttle O.F. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. — J. Geol., 1950, v. 58, N 5.
- Damon P.E. Potassium-argon dating of igneous and metamorphic rocks with applications to the Basin ranges of Arizona and Sonora. "Radiometr. Dating Geologists", London - N.Y. - Sydney, 1968.
- Escola P., Vuoristo U., Rankama K. An experimental illustration of the spilite reaction. — Bull. Commiss. Geol. Finlande, 1938, N 119.
- Fenner C.M. Hydrothermal metamorphism on geyser basins of Yellowstone National Park as shown by drilling. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1934, v. 15.
- Fritsch W. Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1966, Bd. 105.
- Funkhouser J.G., Barnes I.L., Naughton J.J. Problems in the dating of volcanic rocks by the potassium-argon method. Internat. Sympos. Volcanol. New Zealand, 1965.
- Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1967, N 554-C.
- Hopson C.A., Crowder D.F., Tabor R.W., Cater F.W. Association of andesitic volcanoes in the Cascade Mountains with Late Tertiary episonal plutons. — Geol. Soc. America Spec. Papers, 1966, N 87.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. volcanol., ser. 11, 1959, t. XX.
- Maus H. Spät- und postmagmatische Strukturen in Quarzporphyren des Mittleren Schwarzwaldes. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1967, N 2-3.
- Nockolds S.R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65.
- Orville P.M. Zone-exchange reaction between synthetic alkali feldspars and alkali chloride solutions. — Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 12.
- Palivcova M., Stovickova N. The relation between volcanism and plutonism. "Paleovolcan. Bohem. Massif". Praha, 1966.
- Panto G. Interpenetration of plutonic and volcanic realms in petrogenesis. — Acta geol. Acad. scient. hung., 1967, v. 11, N 1-3.
- Raase P., Kern H. Über die Synthese von Albiten bei Temperaturen von 250 bis 700°C. — Contribs Mineral. and Petrol., 1969, v. 21, N 3.
- Reinolds D.L. The albite shists of antrim and their petrogenetic relationship to Caledonian orogenesis. — Proc. Roy. Irish Acad., Sect. B. 1942, v. XLVIII.
- Ross C.S., Smith R. Water and other volatiles in volcanic glasses. — Amer. Mineralogist, 1955, v. 40, N 11-12.
- Ross C.S., Smith R.L. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. — U. S. Geol. Survey Profess. Paper, 1961, v. 366.
- Rudich K.N. Marecanite - rhyolitic complex of the Okhotsk coast. "Internat. Assoc. Volcanol. New Zealand", Abstrs Wellington, 1965.
- Steiner A. Hydrothermal alteration at Wairakei New Zealand. — Econ. Geol., 1953, v. 48, N 1.

- Steiner A. Origin of ignimbrites of the north Island New Zealand. A new petrogenetic concept. — N. Z. Geol. Survey Bull., n.s. 1968, v. 68.
- Stringham B. Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals. — Econ. Geol., 1952, v. 47, N 6.
- Stringham B. Differences between barren and productive intrusive porphyry. — Econ. Geol., 1960, v. 55.
- Szadeczky-Kardoss E., Pesty L. Experimental measurements of igneous contamination of volcanic masses. — Bull. volcanol, 1965, v. 28.
- Tröger W.E. Eruptivgesteinsnamen. — Fortschr. Mineral, 1938, v. 23.
- Waters A.C. Volcanic rocks and the tectonic cycle. — Geol. Soc. America. Spec. Paper., 1955, N 62.
- Williams D. Volcanism and arc deposits. — Freiburger Forschungsh., C, 1966, N 210.

ОБЪЯСНЕНИЯ

К ТАБЛИЦАМ

I-XVI

Таблица I

1. Кварцевый альбитофир эпипаритовый. Пример собирательной перекристаллизации полосчатого базиса. В фельзитовой массе видны глобулы кварца. Увел. 20. Николи +. Шл. 401-18.
2. Кварцевый альбитофир шлакового сложения. Белое - каверны, выполненные кварцем, черное - окислы железа. Увел. 20. Без анализатора. Шл. 407-12.
3. Лавобрекчия кварцевого альбитофира. Виден обломок полосчатого стекла, замещенный кварцем. Увел. 20. Николи +. Шл. 402-16.

Таблица II

1. Участок опализации (раскристаллизован в кварц) в лавобрекчиях. Там, где базис не заместился опалом, видны кварцевые глобулы (метасферолиты). Увел. 30. Николи +. Шл. 684-7.
2. Аргиллизированная кислая лава сохраняет следы перлитового строения. Увел. 30. Николи +. Шл. 906-54.
3. Липаритовый порфир. Базис насыщен микроминдалинами кварца. Увел. 20. Без анализатора. Шл. 958-2.

Таблица III

1. Фельзитовая брекчия "брексинского типа". Белое - кварц-альбитовая масса, серое - то же с хлоритом. Увел. 30. Без анализатора. Шл. 26-8.
2. Тот же участок шлифа, с анализатором. Брекчиевидное сложение затушено при раскристаллизации и собирательной перекристаллизации породы.
3. Туф смешанного состава с кислым цементом. Увел. 20. Николи +. Шл. 701-2.
4. Туф витрокластический, пемзовый. Ув. 25. Без анализатора. Шл. 947-62.

Таблица IV

1. Аргиллизированный туф, кислый. Волокнистая масса - обломок стекла, замещенный глинистыми минералами. Темное - каолинит. Увел. 25. Николи +. Шл. 947-60.
2. Туффит аргиллизированный. "ст" - стекло, замещенное глинистыми минералами, "ап" - аутигенный апатит. Виден остаток радиолярии. Увел. 25. Шл. 90-45.
3. Альбитизированный базальтовый порфирит. Увел. 25. Николи +. Шл. 614-д.

Таблица V

1. Лавобрекчия базальтового порфирита. Увел. 25. Без анализатора. Шл. 398-45.
2. Туф базальтовый, литокластический. Увел. 25. Без анализатора. Шл. 408-5.
3. Перлитовое строение кварцевого альбитофира. Увел. 20. Без анализатора. Шл. 317-а.

Таблица VI

1. Кварцевый альбитофир флюидально-пузыристый. Увел. 25. Без анализатора. Шл. 953-х.
2. Лавобрекчия трахипаритового порфира. Серое по краям обломка - адуляр, черное - биотит. Увел. 20. Без анализатора. Шл. 953.
3. Туффит. В центре - аргиллизированный обломок кислого стекла. Увел. 45. Без анализатора. Шл. 709-2.
4. То же, с анализатором. Преобладает чешуйчатая глинистая масса.

Таблица VII

1. Витрокластический туффит. Увел. 45. Без анализатора. Шл. 947-61.
2. То же, с анализатором. Обломки пузыристого стекла замещены альбитом и погружены в осадочный глинистый цемент.
3. Трахибазальтовый порфирит. Во вкрапленниках альбита - реликты калиевого полевого шпата (серое). Увел. 50. Николи +, Шл. 40-а.

Таблица VIII

1. Шлаковая лава базальтового порфирита. Светлое - полости, выполненные кальцием. Увел. 20. Без анализатора. Шл. Н-65.
2. Обломок гранита в туфе андезитового порфирита. Увел. 25. Без анализатора. Шл. 544/4.
3. Туф смешанного андезитового и базальтового состава. Черное - обломок базальта, замещенный магнетитом. Увел. 50. Без анализатора. Шл. 543-е.

Таблица IX

1. Туф трахиандезита с обломком гранодиорита. Ключ Симонов. Увел. 30. Николи +, Шл. 954/1.
2. Туффит смешанного состава. Преобладают андезитовые и базальтовые обломки. Белое - кварц. Увел. 20. Николи +, Шл. 779.
3. Обломок субвулканического кварцевого альбитофира в туффите на горе Каменухе. Увел. 20. Без анализатора. Шл. 956-и.

Таблица X

1. Структура гранитоида из обломков в туффите (табл. IX, 3). Увел. 25. Николи +, Шл. 956-и.
2. Туффит смешанного состава. Алейская свита. В центре - обломок андезитового порфирита, светлое - кварц и альбит. Увел. 20. Николи +, Шл. Н-61.
3. Кварцевый альбитофир. Базис имеет типичную фельзитовую структуру. Увел. 25. Николи +, Шл. 640-л.

Таблица XI

1. Эпитрахилипаритовый кварцевый альбитофир из силлового тела. Увел. 50. Николи +, Шл. 979/4.
2. Кварцевый альбитофир, субвулканический. Базис фельзитовый. Увел. 25. Николи +, Шл. 955-г.
3. Кварцевый альбитофир миндалекаменный, главный подтип, кв - кварц, аб - альбит. Увел. 45, Николи +, Шл. 938-4.

Таблица XII

1. То же на более глубоком горизонте. Черное в базисе - хлорит. Увел. 20. Николи +, Шл. 939-з.
2. Цемент автобрекчий. Взаимоотношения кремневидного и порфирированного материала. Увел. 20. Николи +, Шл. 938-К.
3. Кварцевый альбитофир, главный подтип, Увел. 20. Николи +, Шл. 939-8.

Таблица XIII

1. Порфирированная порода инъецирующего подтипа. Вкрапленники - кварц и альбит. Увел. 20. Николи +, Шл. 989-9.
2. Структура "туфовидного порфира". В центре - идиоморфный кристалл биотита. Увел. 50. Николи +.
3. Кварцевые миндалины, внутри которых сохраняются контуры кристаллов тримита. Многоугольники - вкрапленники биотита. Увел. 45. Без анализатора. Шл. 944-л.

Таблица XIV

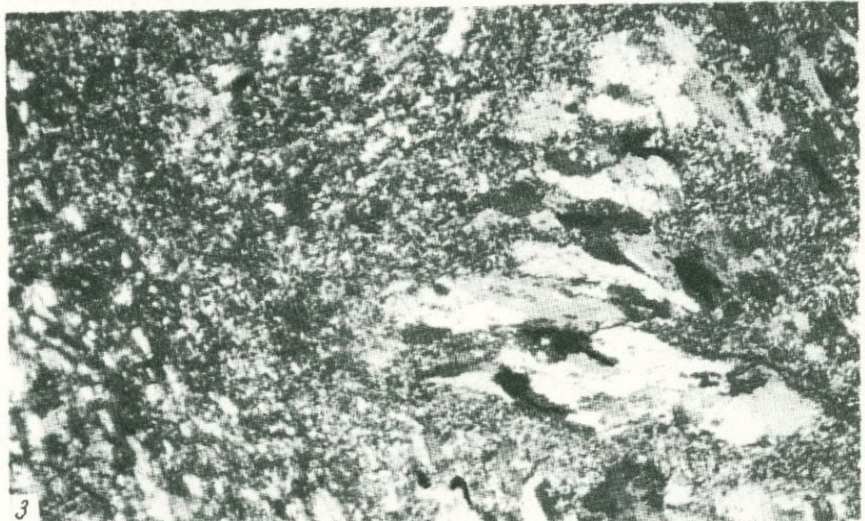
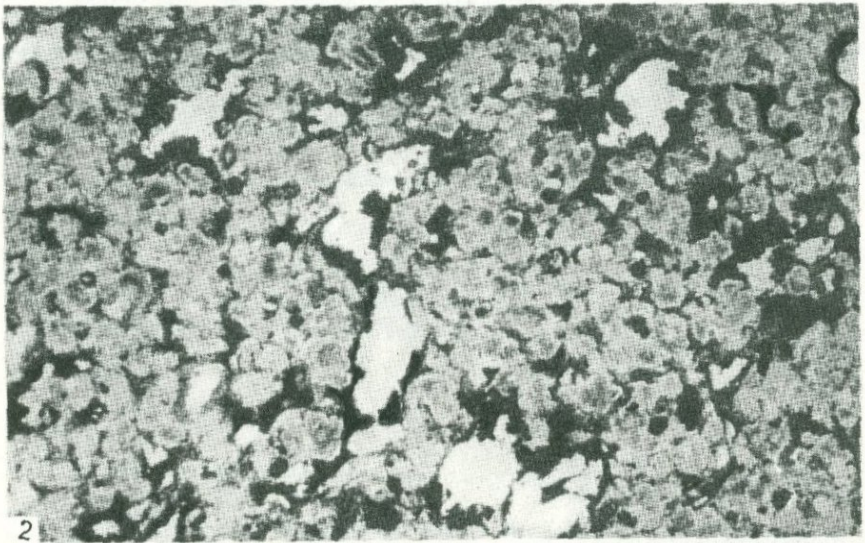
1. Вкрапленники: кварц (белое), альбит (сдвойникован). Базис: хлорит (черное), серицит (светлые волокна). Увел. 20. Николи +. Шл. 983-10.
2. Флюидально-пузыристое стекло замещено анкеритом (темный фон). В миндалинах - кварц. Увел. 25. Без анализатора. Шл. 938 '1.
3. Порфиробласты кварца и альбита в псевдофельзите. Увел. 50, Николи +, Шл. 840.

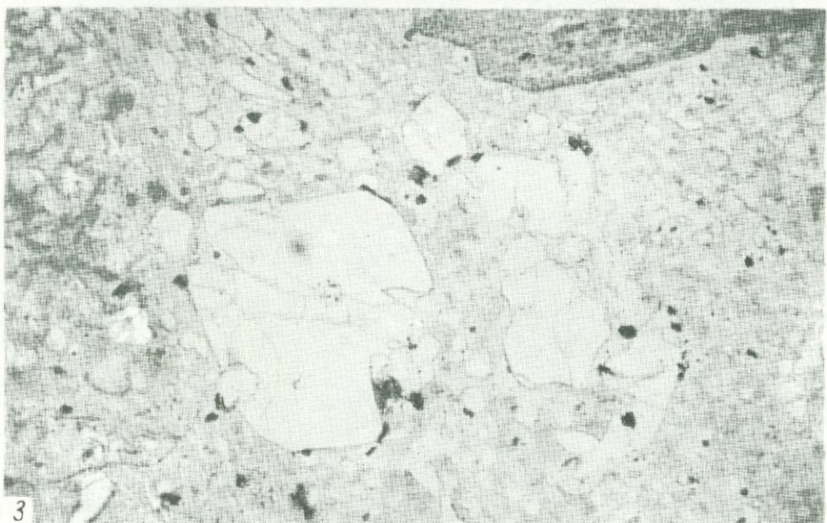
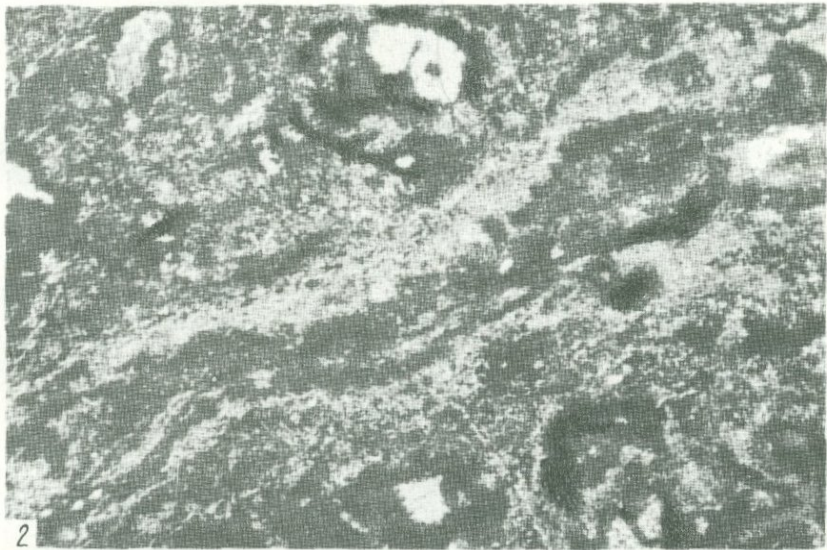
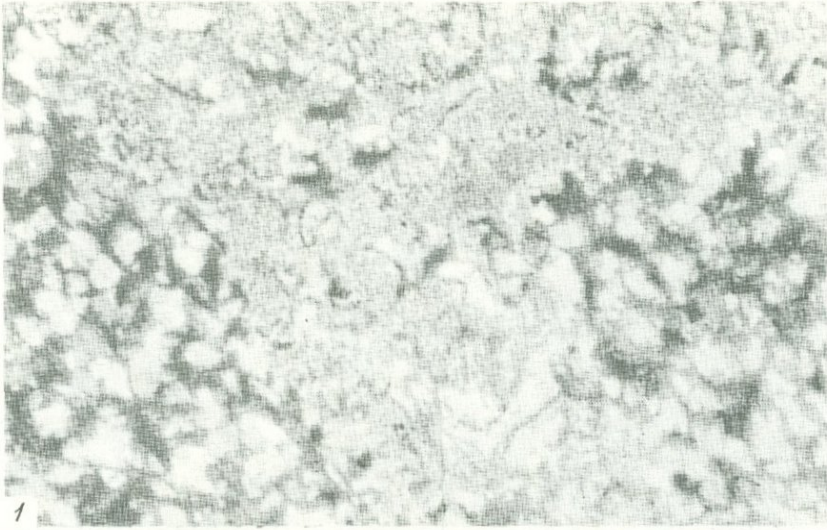
Таблица XV

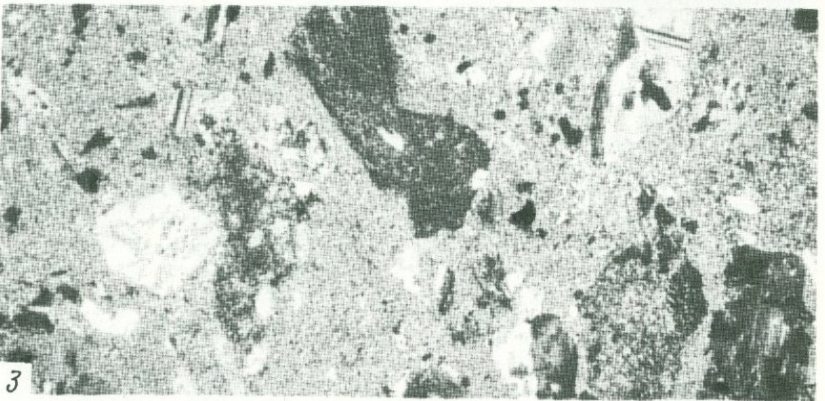
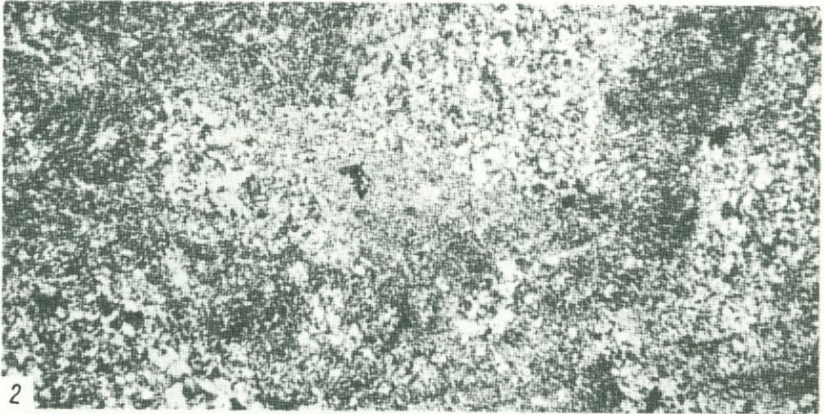
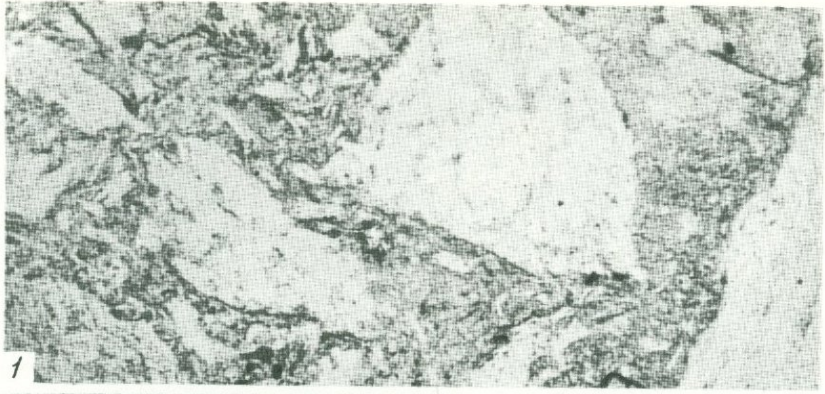
1. Порфиробласты альбита группируются вдоль закрытой трещины в псевдофельзите. Увел. 30. Николи +, Шл. 832.
2. В кварц-альбитовом псевдофельзите сохранился обломок скелета иглокожего. Увел. 25. Николи +, Шл. 916-у.
3. Участок предыдущего шлифа. Видна структура органического остатка, заключенного в кварц-альбитовой псевдофельзитовой массе.

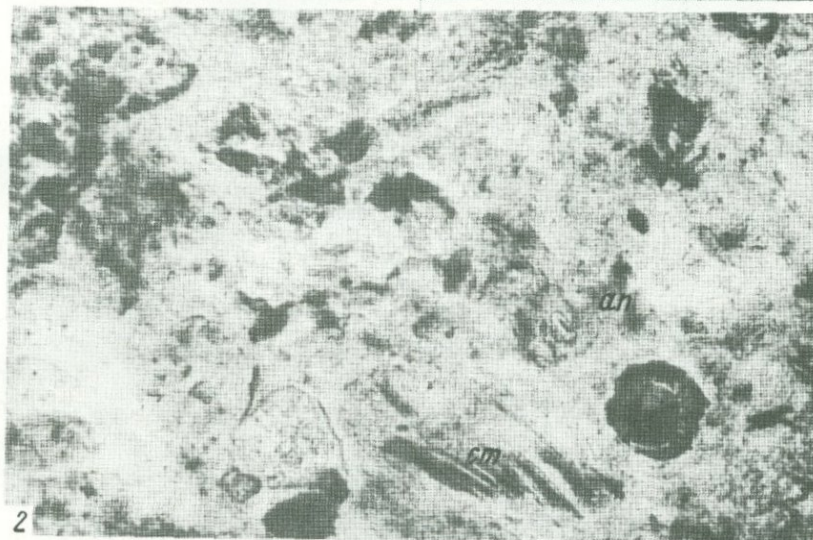
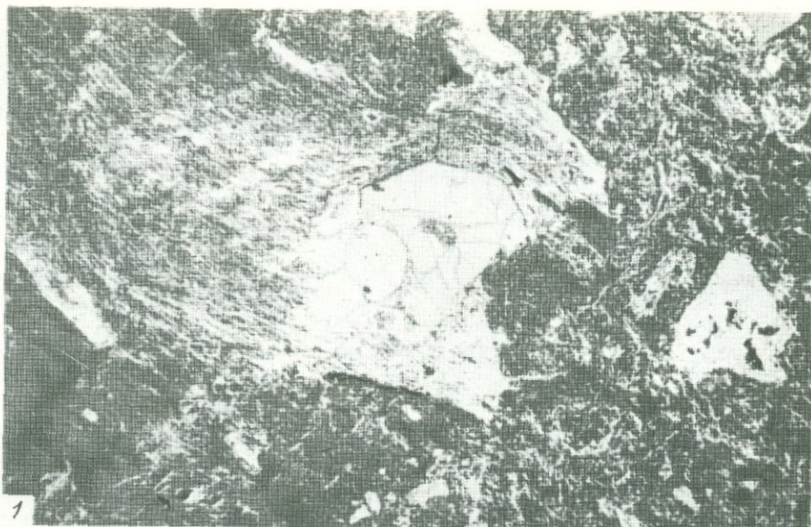
Таблица XVI

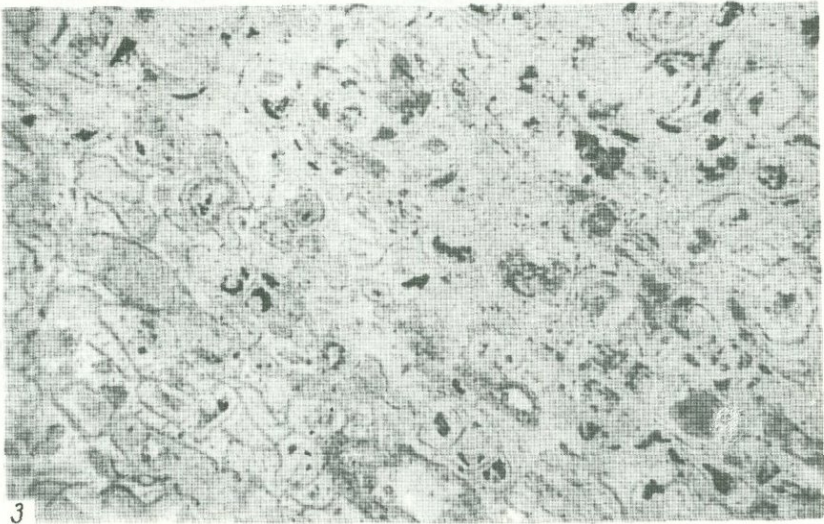
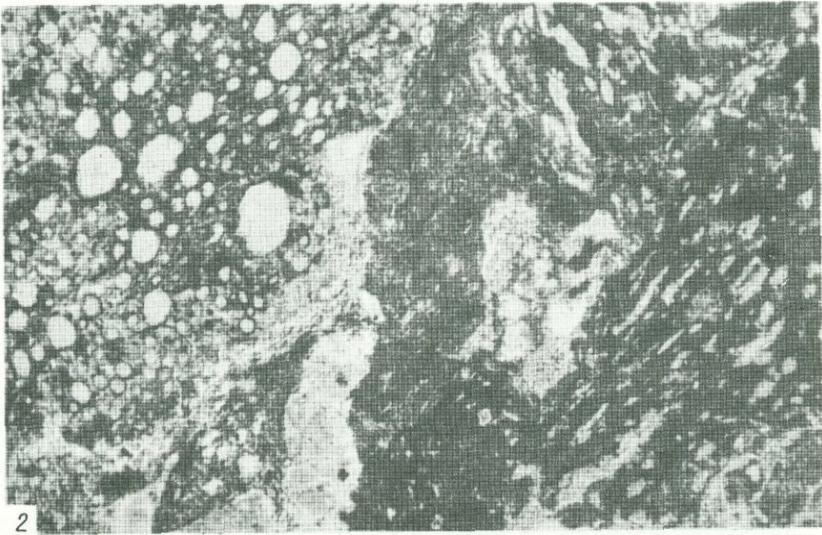
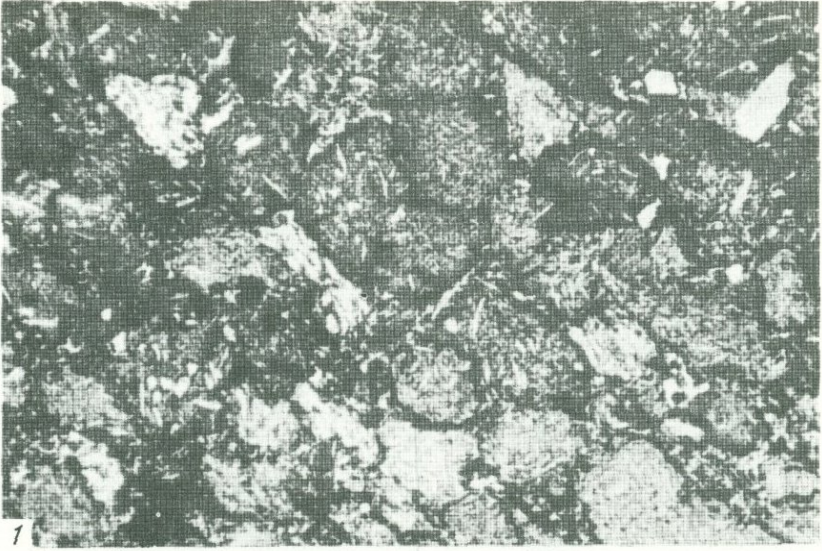
1. Сферокристаллы адуляра разделены фельзитовой массой. Увел. 50. Николи +. Коллекция Р.М. Ажгирей.
2. Кварцевый альбитофир, испытавший собирательную перекристаллизацию с сохранением следов перлитового строения. Увел. 30. Николи +, Шл. 250.
3. Фельзитовое (микрогранобластовое) строение туфа, подвергшегося собирательной перекристаллизации. Обломочное строение почти неразлично. Увел. 45. Николи +, Шл. 236.
4. То же, без анализатора. Границы обломков фиксируются хлоритом.

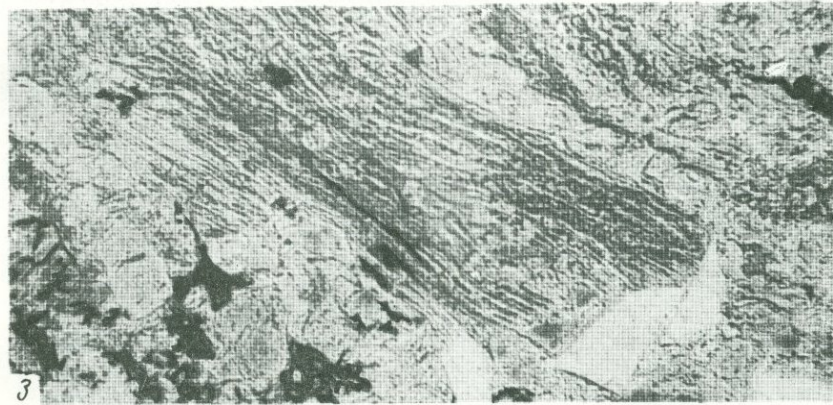
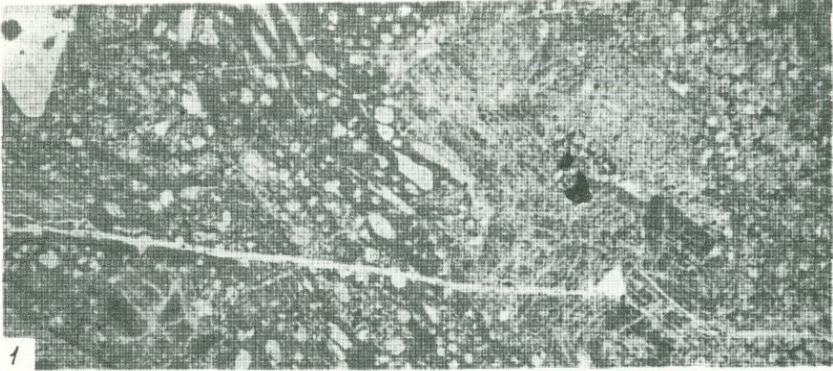


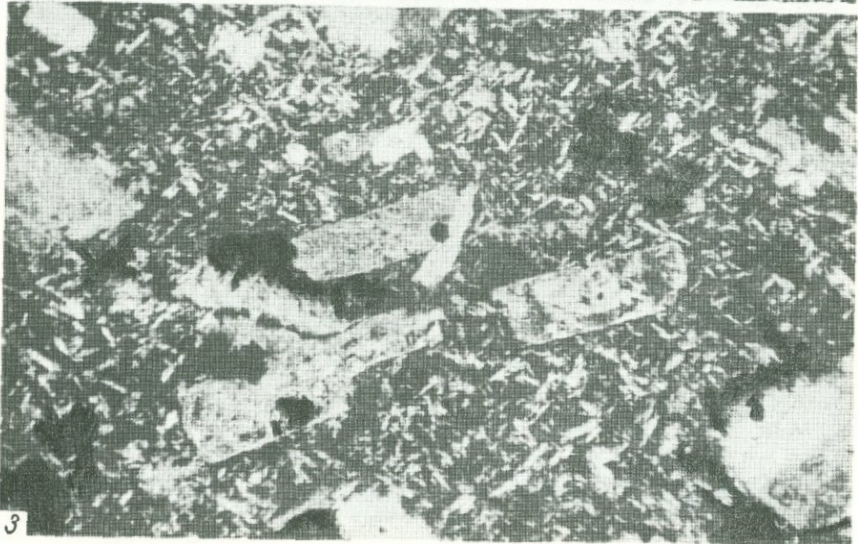
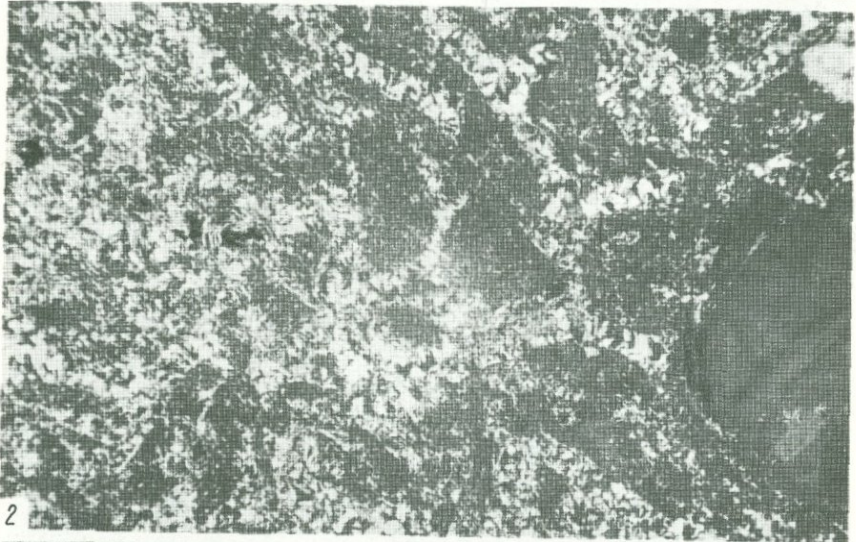


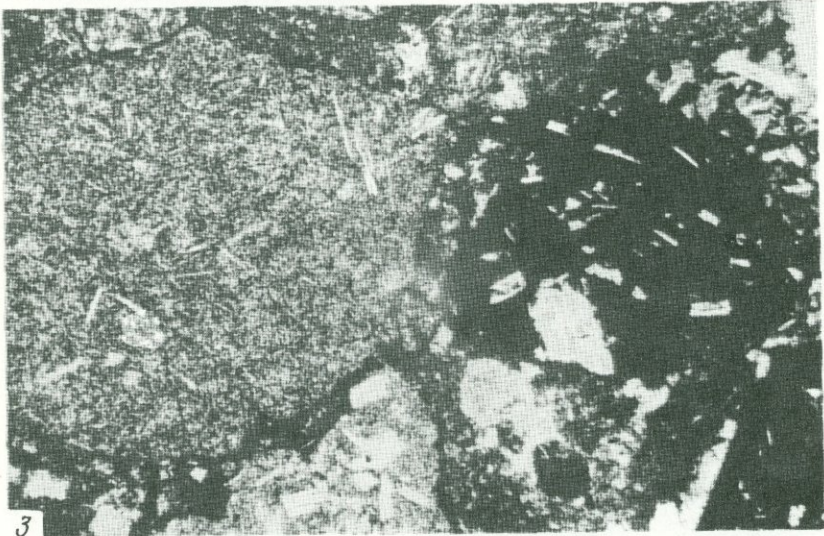
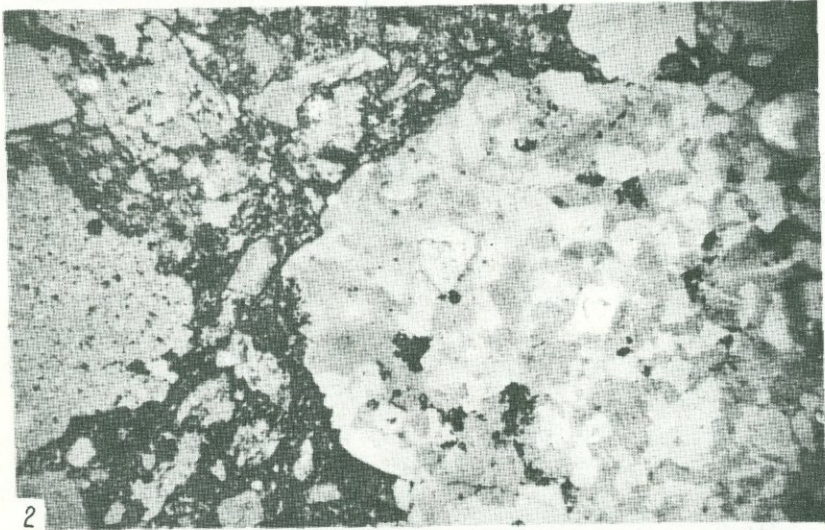
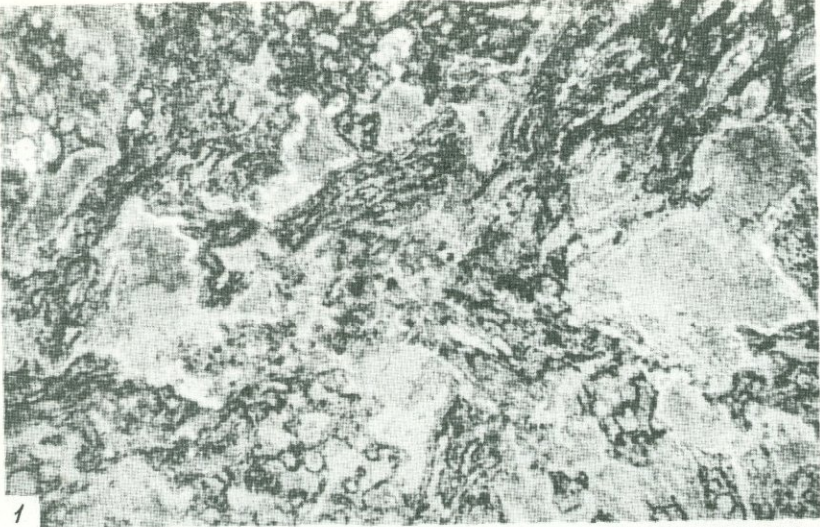


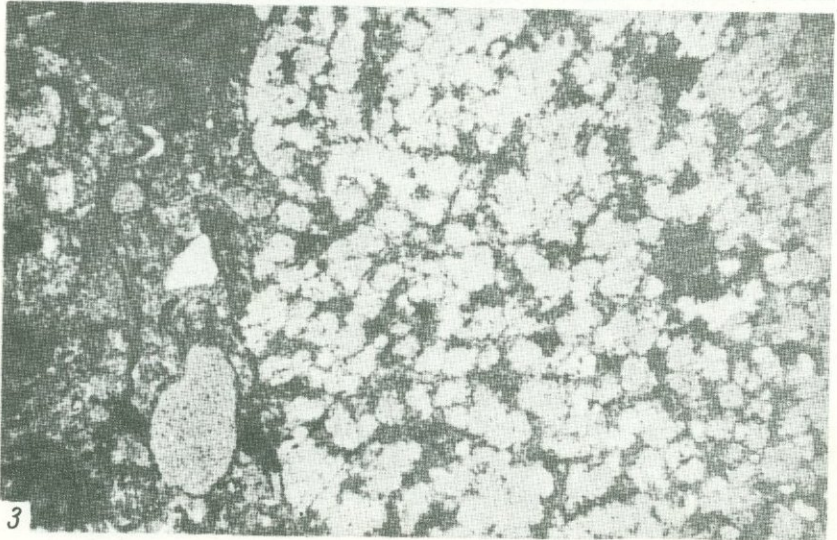
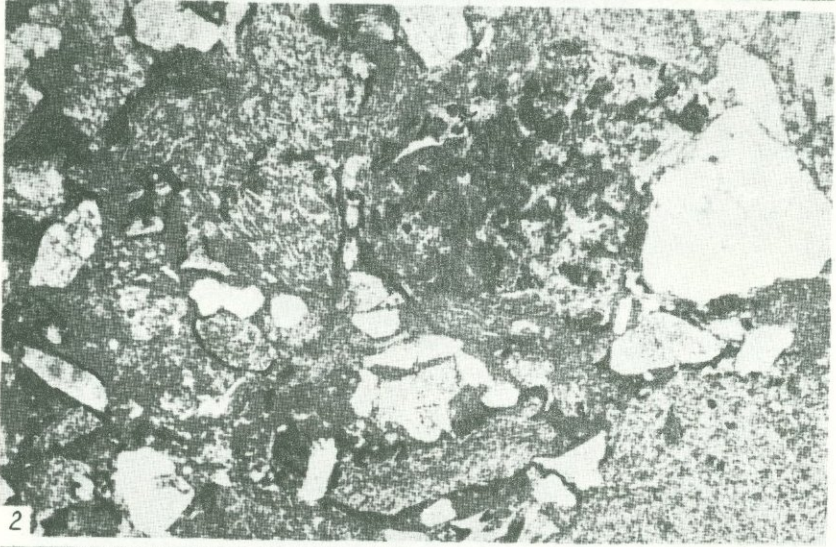


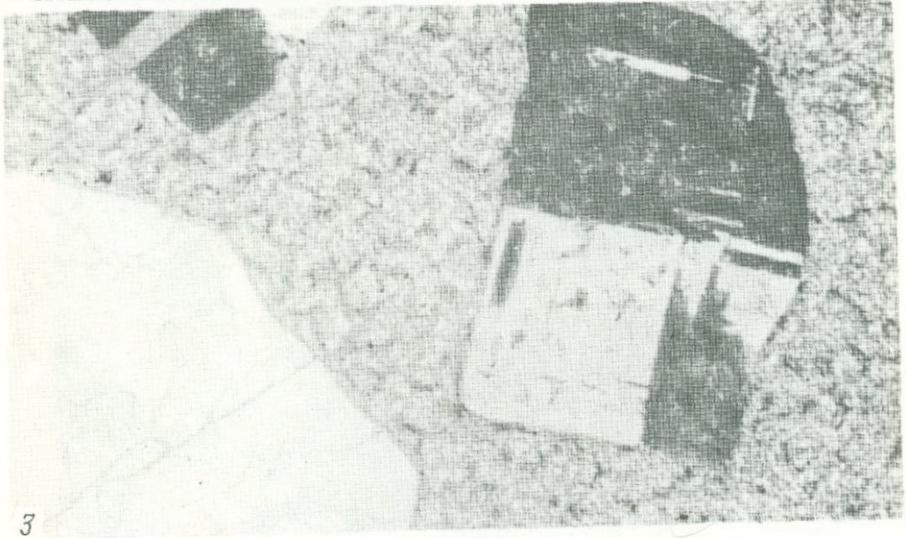
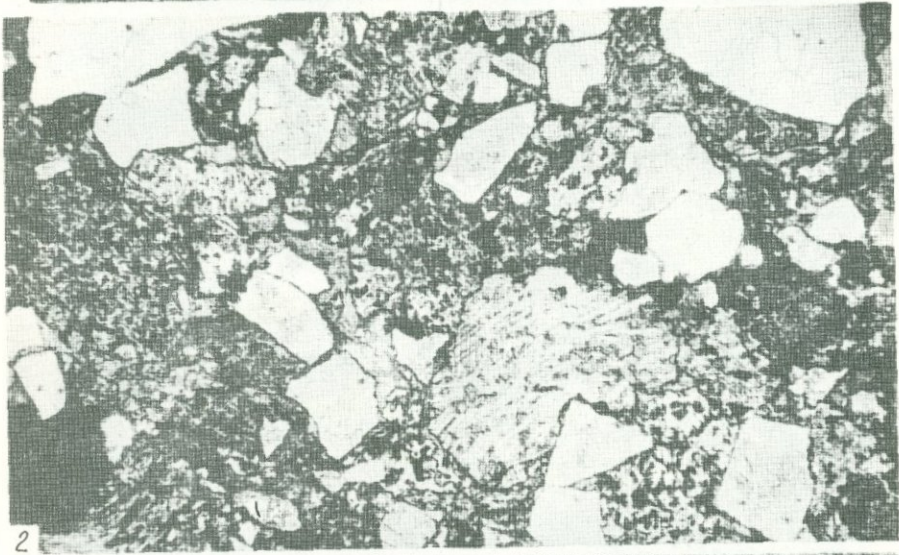


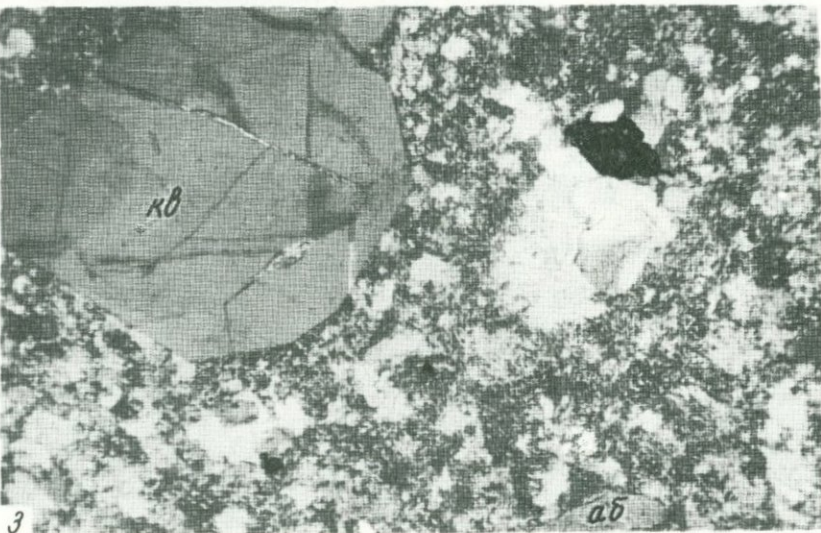
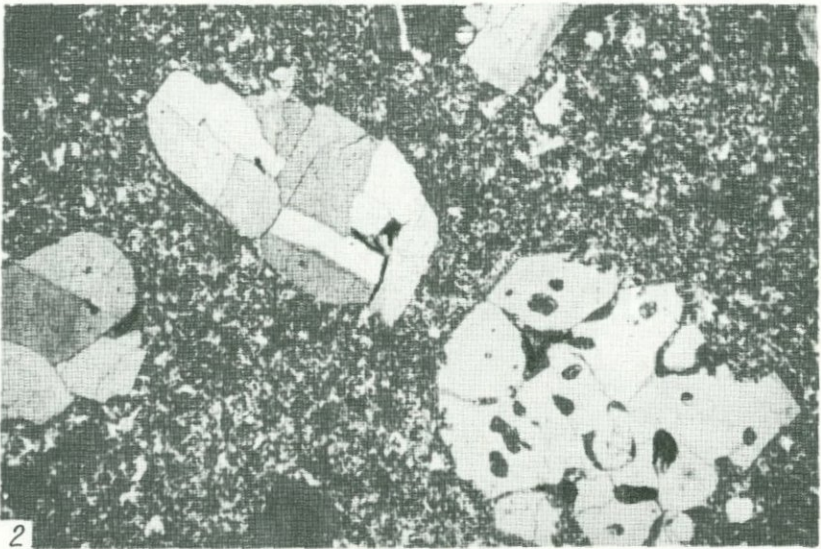
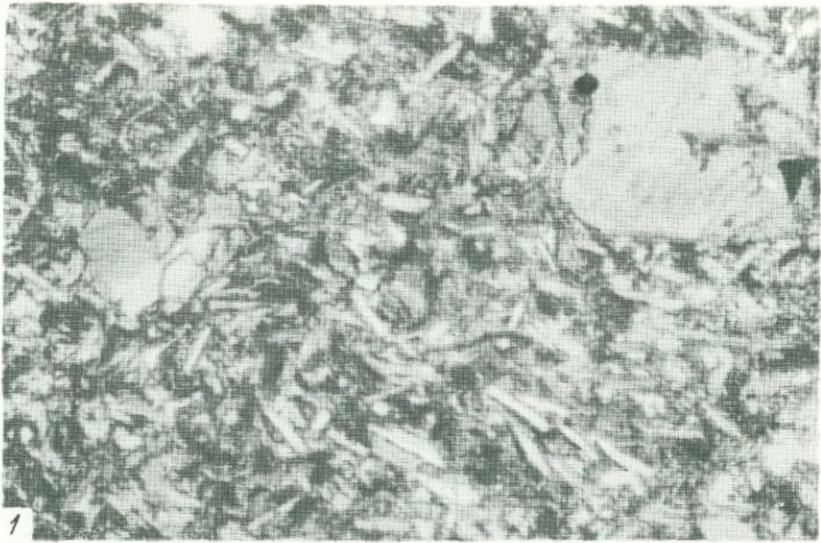


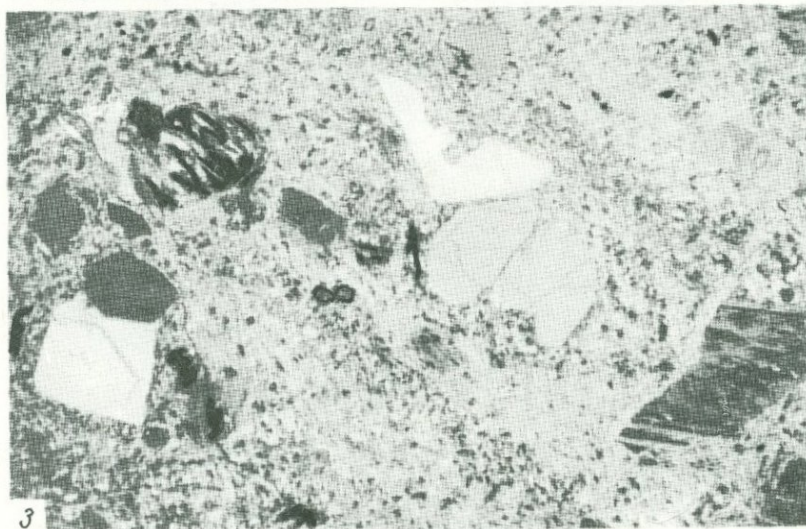
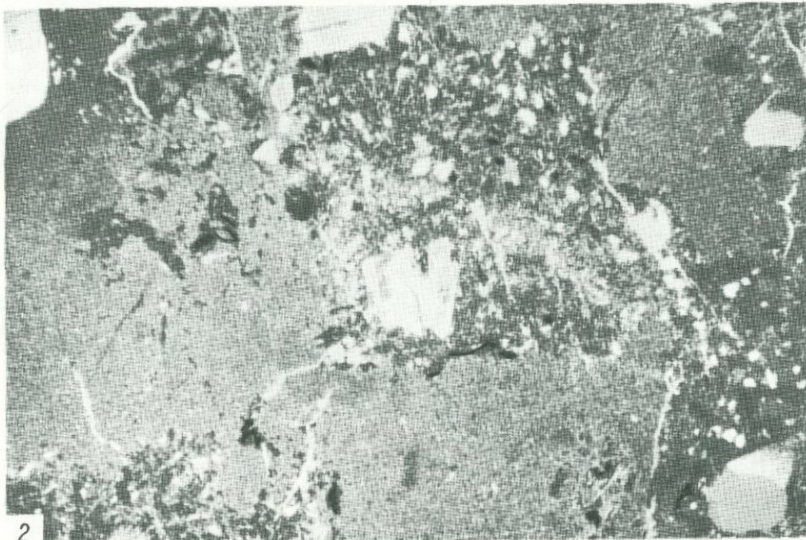
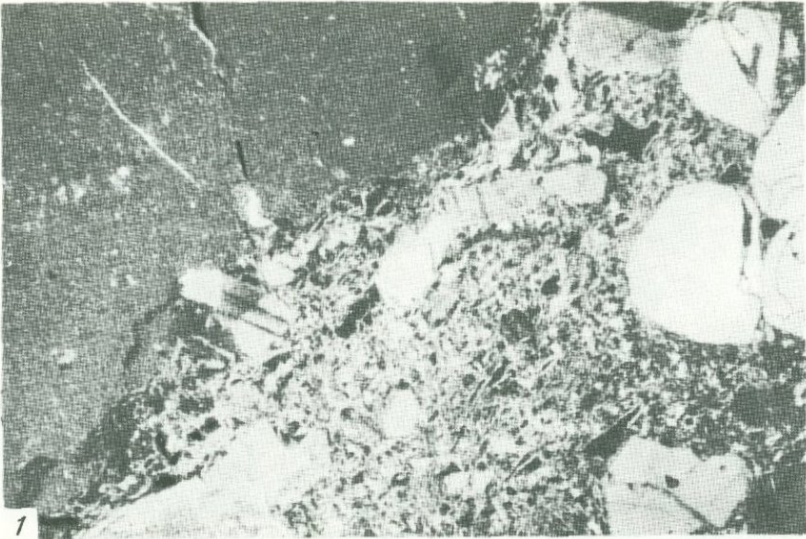


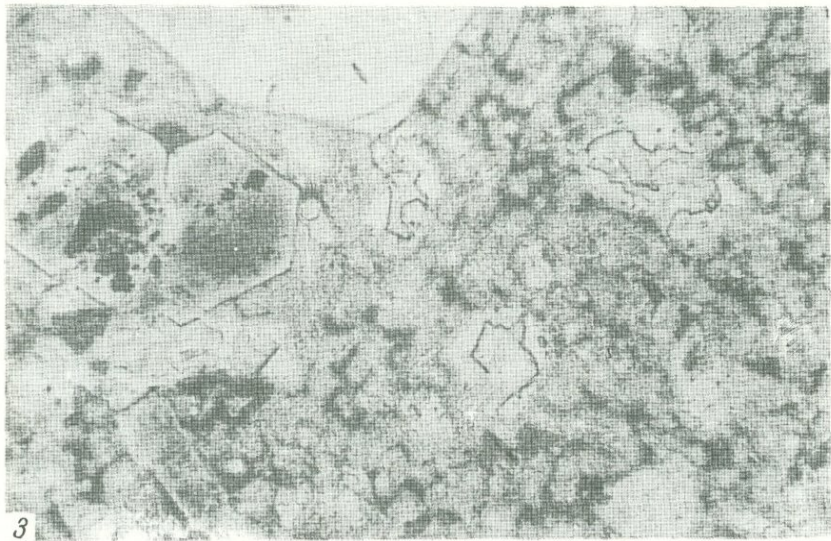
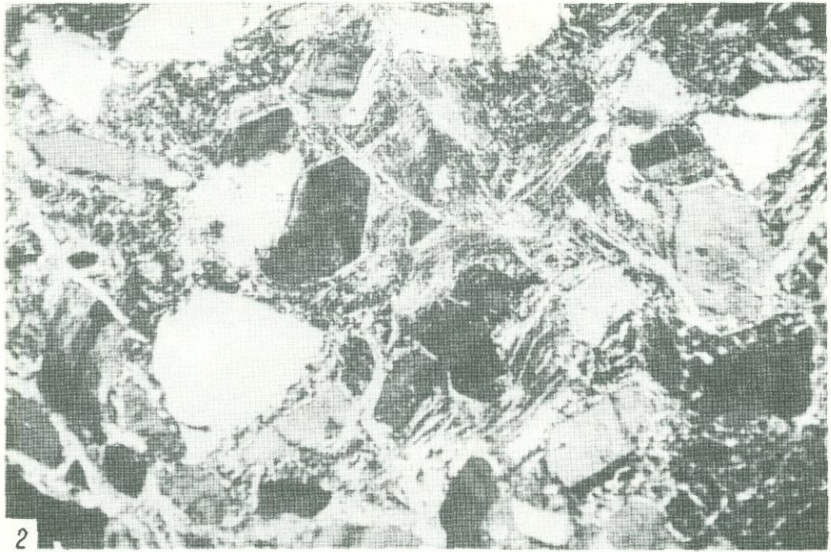
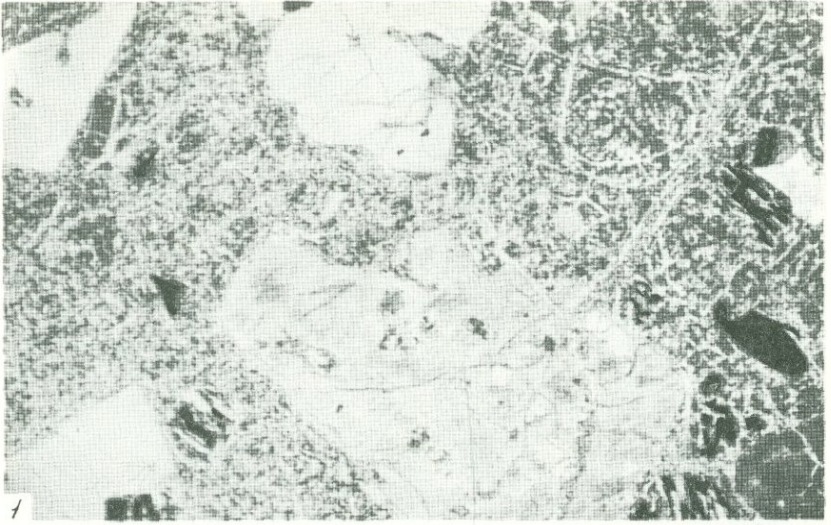


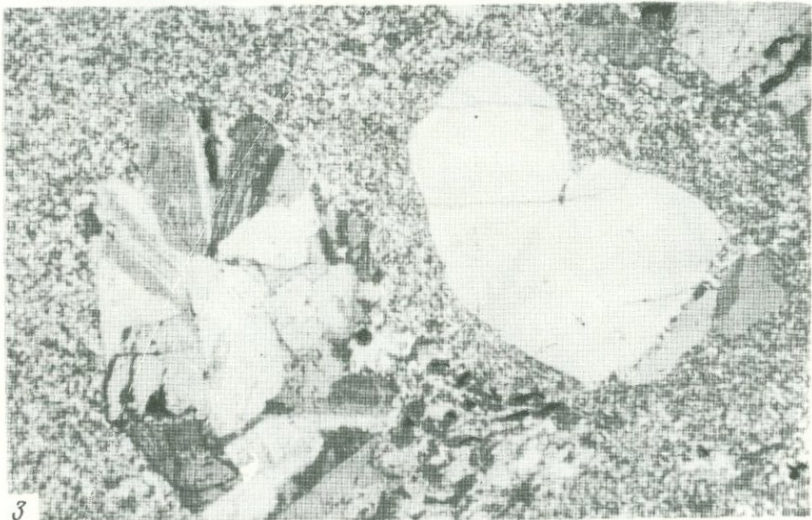
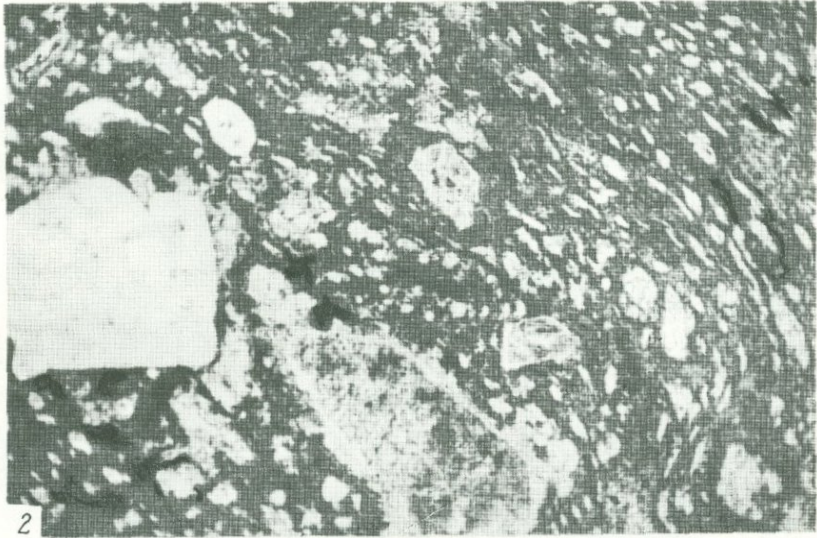
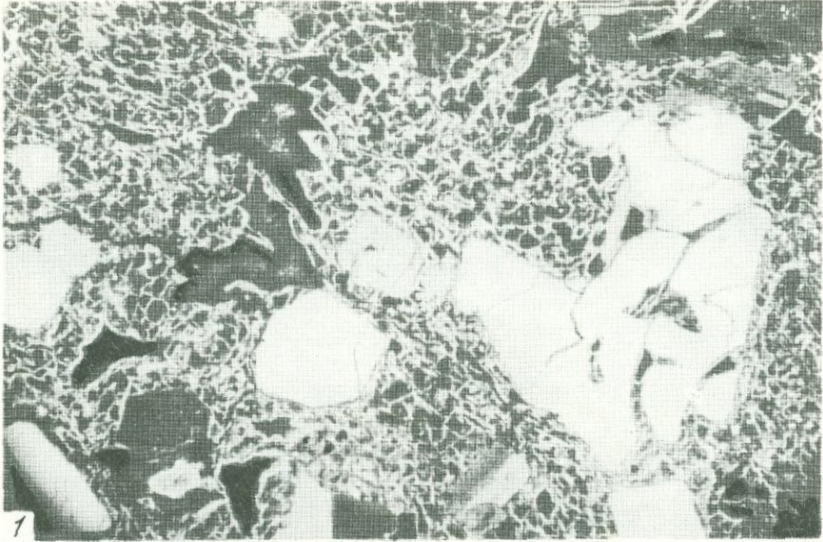


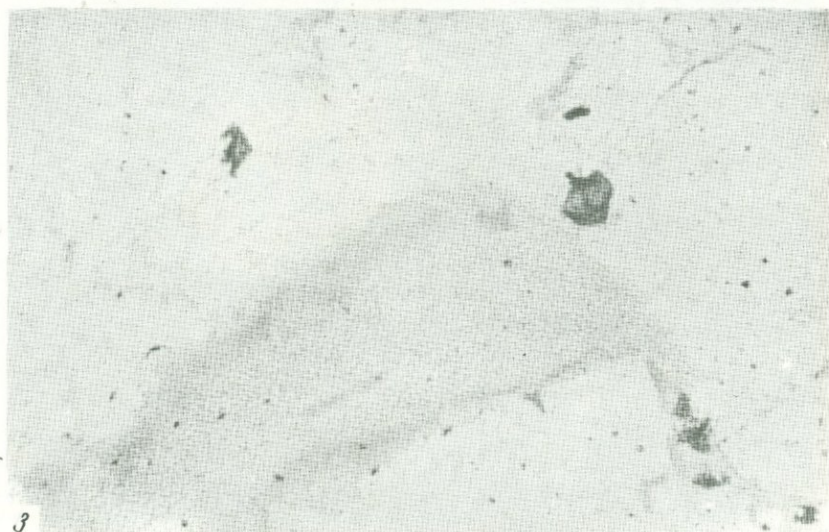
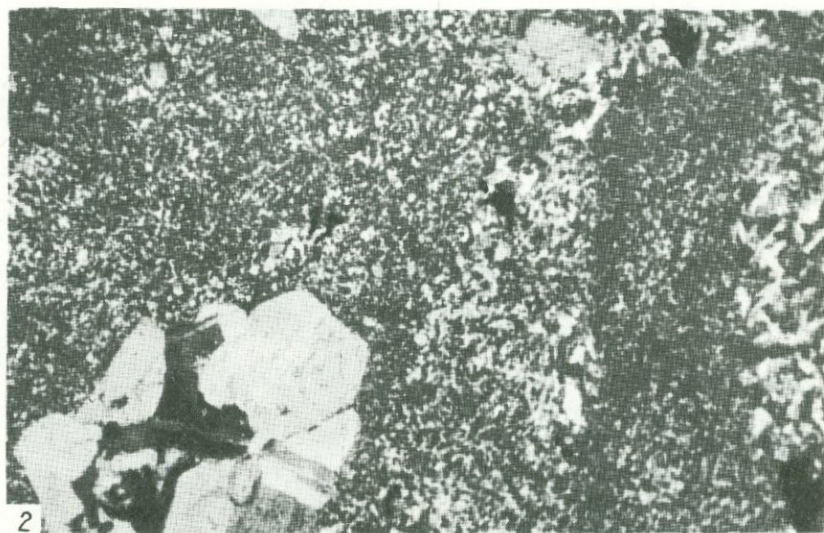


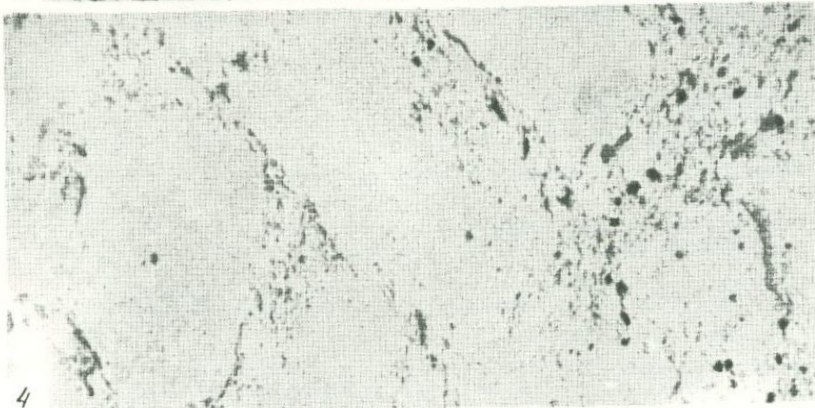
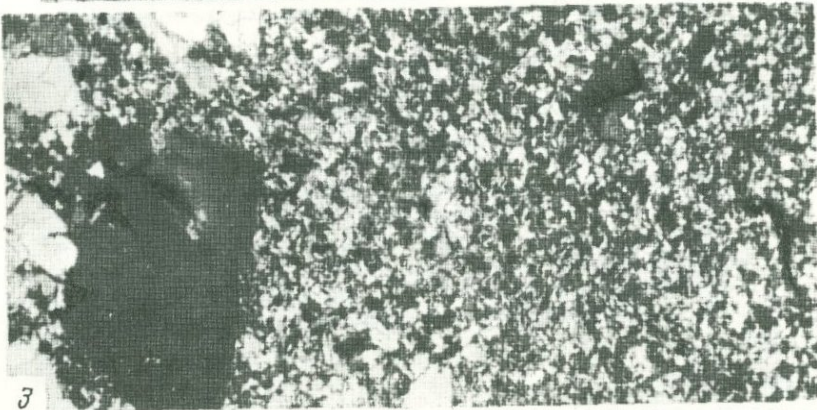
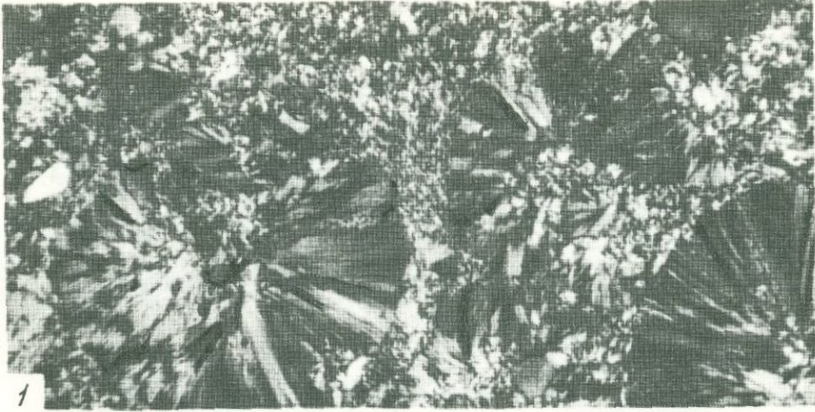












ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. <u>Общие сведения о геологии и вулканических комплексах Рудного Алтая</u>	7
Сведения о геологическом строении региона	7
Состояние изученности вулканических пород Рудного Алтая	20
О подразделении вулканогенных толщ Рудного Алтая на вулканические комплексы	22
Глава II. <u>Эйфельский — нижеживетский вулканический комплекс</u>	24
Основные черты строения осадочно-вулканогенных толщ	24
Вулканические породы кислого состава	39
Вулканические породы основного состава	54
Глава III. <u>Верхнеживетский — франский вулканический комплекс</u>	60
Основные черты строения вулканогенных толщ	60
Вулканические породы кислого состава	69
Вулканические породы основного и среднего состава	86
Глава IV. <u>Фаменский вулканический комплекс</u>	91
Основные черты строения вулканогенных толщ	91
Вулканические породы кислого состава	97
Вулканические породы основного и среднего состава	98
Глава V. <u>Проявления последевонского вулканизма</u>	108
Визейский базальтовый комплекс	108
Верхнекаменноугольный — пермский комплекс	111
Глава VI. <u>Кислые порфировые интрузии и другие вулканитоиды интрузивного залегания</u>	115
Кислые порфировые интрузии	115
Интрузивные вулканитоиды основного и среднего состава	158
Глава VII. <u>Роль альбитизации и других эпигенетических преобразований в формировании современных особенностей вулканических пород</u>	163
Региональная альбитизация и ее влияние на вещественный состав вулканических пород	163
Общий очерк эпигенетической эволюции вещества вулканических пород	177
Глава VIII. <u>Формационные типы вулканических пород Рудного Алтая и некоторые вопросы истории вулканизма</u>	188
Сравнительная характеристика вулканических комплексов Рудного Алтая по петрохимическим и геохимическим данным	188
Основные черты истории вулканизма Рудного Алтая	203
Роль порфировых интрузий в истории магматизма региона и некоторые особенности их формирования	216
Формационные типы осадочно-вулканогенных толщ Рудного Алтая	221
О соотношениях продуктов вулканизма и рудной минерализации	227
Закключение	231
Литература	233
Объяснения к таблицам I—XVI	243
Таблицы I—XVI	248

Владимир Иванович Чернов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ПОРФИРОВЫЕ ИНТРУЗИИ РУДНОГО АЛТАЯ

Утверждено к печати Московским обществом испытателей природы

Редактор издательства Н.А. Никитина. Переплет художника И.Н. Талацовой
Художественный редактор В.Н. Тикун. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 11/VI-74 г. Т - 03671. Усл.печ.л. 23,27. Уч.-изд.л. 24,16
Формат 70x108¹/₁₆. Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 1018. Цена 2р. 77к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К - 62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

29.77k

1026