

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт тектоники и геофизики

Л.Ф. МИШИН

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ
ИНТРУЗИИ КИСЛОГО
СОСТАВА
(морфология, фациальный
состав,
петрология, металлогения)

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Г.В. Власов



МОСКВА

"НАУКА" 1994

Субвулканические интрузии кислого состава (морфология, фациальный состав, петрология, металлогения) / Л.Ф. Мишин. – М.: Наука, 1994. 208 с. – ISBN 5-02-002379-5

В книге рассмотрены морфология, внутренняя структура, механизм образования, петрогенезис и рудоносность субвулканических интрузий кислого состава. Выделены контрастных типа субвулканических интрузий и построены их обобщающие модели. Показано, что двум – идиоморфному и ксеноморфному типам субинтрузивно-комагматичным им покровным образованиям соответствуют эвтектоидный и котектический петротипы пород. Рассмотрено соотношение субвулканических образований с покровными фациями и гипабиссальными гранитоидами. Приведены убедительные данные, свидетельствующие об образовании гипабиссальных гранитоидов на месте путем магматического замещения. Показано, что металлогеническая специализация магматических пород определяется главным образом окислительно-восстановительными условиями их формирования.

Ил. 62. Табл. 14. Библиогр.: 186 назв.

Рецензенты: *В.М. Бирюков, В.И. Сухов*

Acidic subvolcanic intrusions (morphology, facial composition, petrology and metallogeny) / L.F. Mishin

Morphology, internal structure, mechanism of formation, petrogenesis and ore content of acidic subvolcanic intrusions are considered. Two contrasting types of subvolcanic intrusions are established and their generalizing models are constructed. Eutectoid and cotectic types of rocks are shown to correspond to idiomorphic and xenomorphic types of subintrusives and comagmatic cover formation. Correlation between subvolcanic formations with cover facies and hypabyssal granitoids is considered. Convincing evidence for the in situ formation of hypabyssal granitoids by means of magmatic substitution is presented. Metallogenic specialization of magmatic rocks is shown to be mainly determined by redox conditions of their formation.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Субвулканические породы в вулканических областях в зависимости от места последних слагают от 10–15 до 90% их площадей. При этом среди них резко преобладают субинтрузивы кислого состава. Субинтрузивные породы – основной компонент корневых зон вулканов, к ним обычно приурочены поля гидротермально измененных пород и руды различных полезных ископаемых. Однако степень изученности этих образований крайне низкая. Существующие классификации и описания субинтрузивов обычно носят формальный, часто умозрительный характер. В построениях доминирует модель штокообразного тела, поэтому на геологических картах и разрезах субинтрузивные тела изображают чаще всего в виде «обвертикальных» «бездонных» столбов или выступов гранитоидных массивов.

В последние годы работы по субинтрузивам, если исключить дайки, фактически полностью исчезли. Связано это, очевидно, с тем, что существующая методика и детальность изучения субинтрузивов дают такую информацию, которая не позволяет выйти из круга известных уже фактов, имеющих главным образом качественный характер. Поэтому при постановке работ стало ясно, что без высокоинформативных структурных карт и без детальных петрографических и петрогеохимических исследований получить новую информацию о субинтрузивах вряд ли удастся. Основные задачи исследований включали: выявление функциональных связей между морфологией, внутренней структурой и особенностями вещественного состава пород, слагающих субинтрузивы; построение достоверных обобщающих моделей; оценку рудоносности субинтрузивов.

Для того чтобы вычленить основные признаки и наиболее существенные связи, необходим был статистически надежный минимум объектов. Поэтому в сферу исследования была включена серия субинтрузивов, имеющих, по предварительным данным, разный эрозионный срез. Это позволило при сравнении субинтрузивов отбросить признаки, обусловленные величиной эрозионного среза и чисто региональными местными условиями (возраст, состав фундамента и др.).

Следующее немаловажное условие, обеспечивающее успех исследований, – это выбор объектов. При выборе объектов мы ориентировались на уже известные данные о том или ином субинтрузивном массиве и на собственные выработки [Мишин, 1982], т.е. выбирались в известной мере эталонные объекты.

Важное значение при выборе объектов исследования имеет их обнаженность, поэтому в ущерб некоторым экономическим показателям

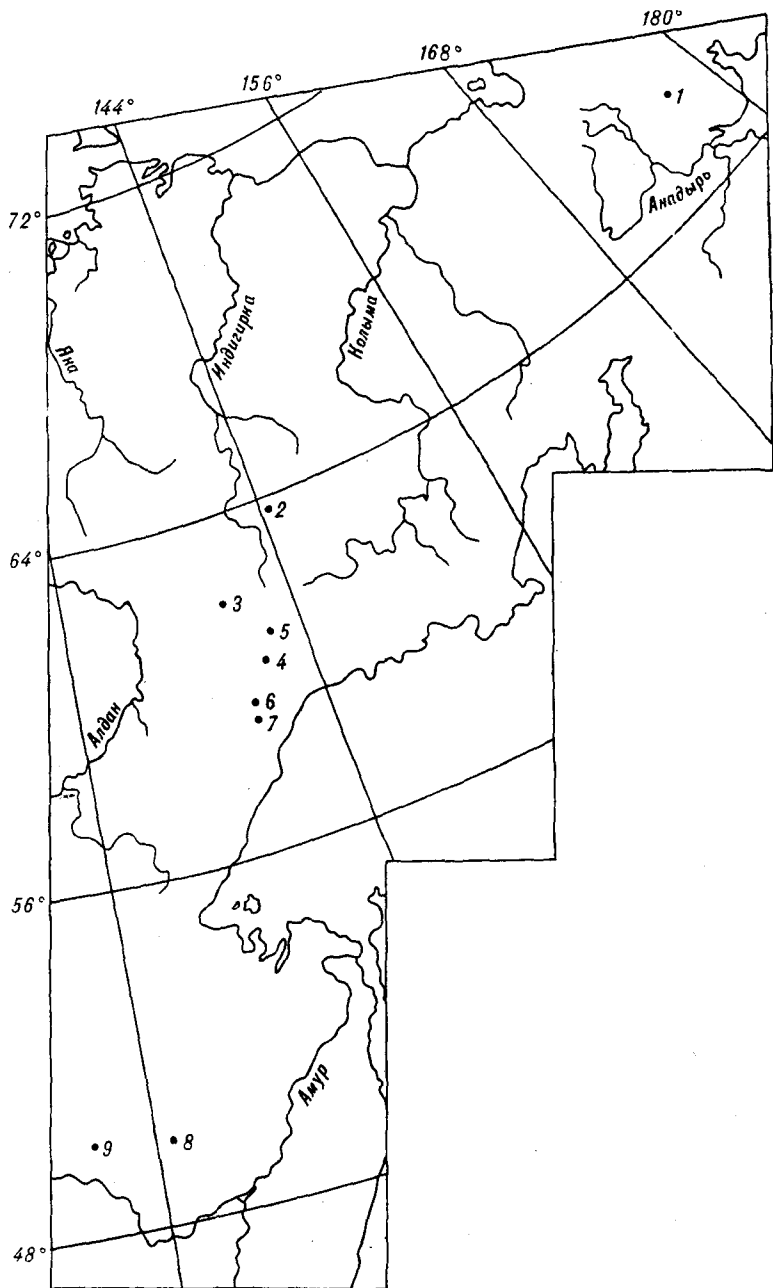


Рис. 1. Обзорная карта объектов полевых исследований

1, 6, 7 – субвулканы: 1 – Короткинский, 6 – Средне-Нютский, 7 – Нижне-Девочкинский
 2, 3, 4, 5 – субвулканические массивы: 2 – Тарынский, 3 – Верхне-Аллахский, 4 – Атарбайский, 5 – Мукулакитский; 8 – Яурин-Каменушинская группа субвулканических интрузий
 9 – Нижне-Бурейское вулканическое поле

полевые работы были сосредоточены главным образом в северных слабо заселенных районах Востока России, в водораздельных частях хребтов Юдомского, Сунтар-Хаята, Сарычева, Преддзугджурского и Чукотского нагорья (рис. 1).

Перед проведением исследований по намеченной программе автор располагал определенным опытом изучения субинтрузивных пород [Мишин, 1970, 1979, 1982]. Многие особенности строения субинтрузивов были замечены ранее. Но эти результаты носили главным образом качественный характер, поскольку на том этапе основным объектом исследований выступали покровные вулканогенные накопления – состав и структура вулканогенных толщ.

Таким образом, предлагаемую работу можно рассматривать как продолжение ранее начатых исследований. Однако уже тогда стало ясно, что, ограничиваясь изучением субинтрузий и покровных фаций, мы не достигнем целостного понимания магматогенной системы и места в ней рудного процесса. Потому и возникла потребность в обращении к более глубинным зонам, сложенным гранитоидами. Но поскольку исследование серии гранитоидных массивов с необходимой детальностью не представлялось возможным по чисто практическим соображениям, то на первых порах надо было выбрать такой гранитоидный массив, который бы отличался максимальной полнотой проявления различных магматических процессов и мог рассматриваться именно как глубинная зона. В качестве такого объекта предстал Сизинджинский массив. Было проведено его детальное картирование, петрографическое и петрогеохимическое изучение. Надстраивание обобщенной модели магматогенной системы на глубину производилось с учетом данных по Сизинджинскому массиву и глубинных геофизических исследований, проведенных в последние годы в рудных районах Дальнего Востока.

Настоящая книга не является полным обобщением по проблемам субинтрузий. Поэтому в ее заглавии не отражен весь спектр малоглубинных тел кислого состава. В работе, в частности, не рассмотрены пластовые тела (дайки и силлы) в силу их универсальности и хорошей изученности. Автор не располагал оригинальными данными по центрально-кольцевым комплексам с набором конических и цилиндрических субинтрузивов. Эти экзотические образования оказались неплохо изученными. Потому в работе содержится лишь небольшой обзор субинтрузивных пород центрально-кольцевых комплексов с акцентом на их петрографию. Не рассматриваются и брекчиевые тела, поскольку в основной своей массе это постинтрузивные образования или подводящие каналы покровных фаций. К сожалению, на данном этапе исследования не удалось также рассмотреть субвулканические породы типа рапакиви. В то же время отдельные разделы монографии по широте затронутых проблем выходят за рамки близповерхностного магматизма. Так, полученные в ходе исследований оригинальные данные позволили специально рассмотреть проблему пространства в магматической геологии и связь окислительно-восстановительных условий с металлогенической специализацией магматических пород и с глубинным строением регионов.

Приступая к изложению основного материала, следует оговорить

некоторые термины и понятия. Под субинтрузиями мы понимаем тела, сложенные породами вулканического облика или с переходами до пород вулканического облика с интрузивными рвущими контактами. Очевидно, что это понятие распространяется также на корни экструзий и лавовые пробки, но, к сожалению, надежных критериев для отличия в палеовулканических областях интрузивных залежей от некков нет, поскольку всегда можно допустить, что какая-то часть любого тела (кроме слепых субинтрузивов) ранее сообщалась с поверхностью.

Термины "игнимбрит", "слабо сваренная" и "сильно сваренная" основная масса употребляются как структурно-петрографические, генетический смысл в них не вкладывается.

Коигнимбритовый туф – кристаллокластические и витрокластические псаммитовые несортированные туфы, разделяющие или замещающие до простиранию игнимбритовые потоки.

Субвулканический интрузив и субинтрузив рассматриваются как синонимы.

Во время проведения полевых работ и обработки материалов автору помогали Л.Л. Петухова, А.И. Солдатов, Н.А. Горбунова, Р.И. Рыпалова, К. Тимергазин. Ценные советы Г.М. Власова, Н.П. Романовского, Б.А. Натальина, Н.В. Бердникова, В.С. Приходько, В.М. Бирюкова, С.О. Максимова, Л.П. Карсакова, которым автор выражает самую искреннюю благодарность, были использованы при написании этой монографии.

БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫЙ МАГМАТИЗМ (ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Слабо раскристаллизованные, обычно порфиновые по структуре, интрузивные породы широко представлены в вулканических поясах. Одни интрузивные тела концентрируются непосредственно в породах вулканогенного чехла, другие насыщают фундамент вулканических отложений. По времени образования выделяются интрузии, комагматичные вулканогенным породам (корни вулканов), другие формируются на завершающей стадии вулканизма, третьи тесно связаны с гранитоидами и, наконец, отдельные типы интрузии могут быть отнесены к категории самостоятельных.

Среди всего разнообразия малых интрузивных форм выделяются четыре основные группы: 1) апофизы и сателлиты крупных плутонов одновременные с последними; 2) отщепленные интрузии, генетически связанные с конкретными гранитоидными телами и представляющие их поздние дифференциаты; 3) субвулканические интрузии; 4) самостоятельные малые интрузии.

Апофизы и сателлиты крупных гранитоидных интрузивов отличаются идентичность петрографического и петрогеохимического состава с гранитами и наличие переходов к последним.

Отщепленные интрузии представлены преимущественно телами жильной формы и занимают по отношению к гранитоидным массивам секущее положение. В зависимости от состава (в сопоставлении с материнскими гранитоидами) они делятся на асхистовые и диасхистовые.

Асхистовые (нерасщепленные) – это породы, близкие по составу к материнской породе, но имеющие преимущественно жильную форму залегания и порфировое сложение. Гранитам соответствуют жилы гранит-порфиров, гранодиоритам – гранодиорит-порфиров и т.п.

К диасхистовым относят породы, отличающиеся по составу от родоначальных магм. По представлениям В. Бреггера, диасхистовые породы образовались в результате расщепления (ликвации) гранитоидной магмы на лейкократовую (аплиты, пегматиты) и меланократовую (лампрофиры) составные части. Ф.К. Шипулин связывает диасхистовые породы с дифференциацией гранитоидной магмы.

Наибольшие разногласия существуют по поводу выделения третьей и четвертой групп малых интрузий.

Большинство исследователей под субинтрузиями понимают сохранившиеся от денудации глубинные магматические аппараты. По мнению А.Е. Святловского [1971], субвулканы (вулкано-плутоны) – это мелкие интрузивные тела, залегающие на небольшой глубине и в момент

образования имевшие связь с земной поверхностью. В.А. Барсуков и др. [Условия образования..., 1972] к субвулканическому относят близповерхностные интрузивы, связанные с вулканической деятельностью. Г.М. Власов [1978] же субвулканической считает близповерхностную интрузию, залегающую обычно под вулканами. Более расширенное определение субинтрузий дал К.Н. Рудич [1979]. Субвулканическими интрузиями он называл "магматические образования преимущественно интрузивной формы залегания, кристаллизовавшиеся в приповерхностных условиях и часто тесно связанные с вулканическими формациями".

Среди субвулканических интрузий Ф.К. Шипулин [1965] выделяет два класса: корни вулканов и корни лавовых покровов. В.И. Сухов и О.В. Шлейснер [1974] в зависимости от тектонических условий формирования делят субинтрузии на три типа: жерловый – корни вулканических построек; центрально-кольцевые комплексы кальдерно-депрессивного типа; центрально-конические комплексы, представляющие собой интрузивно-вулканические структуры куполообразной формы. Второй и третий типы характеризуют вулкано-плутонические структуры преимущественно кислого и умеренно кислого составов.

К.Н. Рудич, долгие годы занимавшийся изучением субвулканических образований, предложил следующую классификацию субвулканических интрузий [Рудич, 1978].

Тип I (не имеющие непосредственной связи с вулканизмом):

- 1) малоглубинные тела иногда крупных размеров, которые формируются в закрытых камерах, без выхода расплава на поверхность;
- 2) малоглубинные тела такого же характера, в процессе становления которых отмечается выход расплава на поверхность;
- 3) штокообразные тела и куполовидные выступы, обычно небольших размеров;
- 4) дайкообразные тела, дайки, силлы разной протяженности, представляющие собой сателлиты малоглубинных массивов.

Тип II (непосредственно связанные с вулканической деятельностью):

- 1) штокообразные тела и куполовидные выступы закрытых полостей (ответвления от выводных каналов);
- 2) дайкообразные тела и куполовидные выступы, заполняющие полости при подъеме расплава с выходом его на поверхность.

Рассмотренные определения и классификации отражают определенные стороны близповерхностного магматизма, однако они основываются на самых общих генетических представлениях, достоверные сведения о которых удастся получить далеко не всегда. В частности, не для каждого субвулканического тела можно установить комагматичные покровные фации. Еще сложнее доказывается связь субвулканических интрузий в момент их образования с поверхностью, так как можно предполагать, что какая-то часть любого субинтрузива (кроме слепых) в прошлом сообщалась с поверхностью. Точно так же для большинства интрузивных тел (за редким исключением, когда наблюдаются непосредственные переходы к покровам) можно отрицать наличие былой связи с поверхностью.

Разные условия формирования субвулканических интрузий должны неизбежно отразиться на их морфологии и петрографическом составе пород. Однако конкретные структурные признаки и петрографические особенности пород не нашли отражения в приведенных классификациях, вследствие этого конструктивность их оказалась невысокой. Вместе с тем отдельные вопросы строения и состава субинтрузий получили достаточно глубокую проработку.

Внешнее сходство субвулканических пород с лавами приводило к тому, что долгие годы субинтрузии почти не замечались исследователями, и лишь по мере развития средне- и крупномасштабного картирования стало вырисовываться, что среди полей вулканитов значительный объем занимают тела пород вулканического облика в интрузивном залегании. В 60–70-е годы появилось значительное количество работ, посвященных описанию субинтрузивных пород. На первых этапах доминировали представления о субинтрузиях как малых телах, выполняющих жерла и подводящие каналы лавовых излияний, но уже в начале 60-х годов К.Н. Рудичем [1959, 1966] на востоке Якутии были описаны крупные субинтрузивные массивы, сопоставимые по размерам с гранитоидными батолитами. Тогда же было отмечено, что формирование этого класса субинтрузивов сопровождается просадкой вмещающих пород.

В Куйдусунском вулканогене Н.В. Ичетовкиным [1962] был описан аналогичный по размерам и структуре Верхне-Аллахский массив, а также впервые отмечены полифировый минеральный состав и неравновесность кристаллизации пород. Подобный же массив (Гербинский) был закартирован Н.П. Лошаком (1964 г.) на Баджале. Затем им же совместно с автором этой книги и В.А. Евтушенко (1967, 1969 гг.) на юге Буреинского массива были выделены крупные Каменушинский, Таланджинский и Яуринский субвулканические массивы.

Изучение субвулканических пород оказалось тесно связанным с проблемой игнимбритов. Благодаря работам Р.Л. Смита [1963] и И.М. Сперанской [1961, 1966], много сделавших для изучения этих образований, среди геологов укоренилась гипотеза пирокластического происхождения игнимбритов. Из нее вытекало важное в практическом отношении следствие – наличие игнимбритовых структур в какой-то части тела предполагает пирокластическую природу всего объекта. Это, безусловно, явилось тормозом в изучении субвулканических интрузий с игнимбритовыми структурами пород. Такие субвулканические интрузии относили к покровам, наличие игнимбритовых структур игнорировалось, термин "игнимбрит" подменялся термином "игнимбритовидная порода". Однако по мере изучения субвулканических интрузий все чаще появляются описания пород с типично игнимбритовыми структурами в интрузивном залегании. Субвулканические игнимбриты были описаны на Кавказе [Масуренков, 1961], в Казахстане [Шарпенюк и др., 1968], на острове Скай [Рей, 1963], в Судане [Almond, 1971].

Автором была установлена игнимбритовая природа крупнообъемных Каменушинского, Таланджинского и Яуринского субвулканических массивов [Мишин, 1970]. Аналогичные образования в Казахстане были описаны [Яковлева, 1963] как автомагматические брекчии. Этот термин

подменил название "игнимбриг" применительно к субвулканическим породам. Была показана тесная связь автомагматических брекчий с гранит-порфирами, что нашло отражение в термине "флюид-порфировые комплексы" [Яковлева, Яковлев, 1974]; Е.Б. Яковлевой [1971] были противопоставлены два типа вулканических пород кислого состава. Первый включает лавы, лавобрекчии и туфы со специфическим комплексом геологических и петрографических признаков, и второй, флюид-порфировый – автомагматические брекчии. Для флюид-порфиров отмечены неравномерность состава основной массы и вкрапленников и постоянство химического состава основной массы при значительных вариациях валового химического состава пород. В работе [Маракушев, Яковлева, 1975] предпринята попытка теоретически обосновать деление вулканитов кислого состава на две серии, исходя из различного характера щелочности и текстурно-структурных особенностей пород. Был сделан вывод о различном флюидном режиме их формирования.

Автором [Мишин, 1979, 1982] были выделены два типа субвулканических интрузий, различающихся морфоструктурными признаками. Одни субвулканические интрузии, комагматичные игнимбритовому комплексу, формируются путем активной выработки камеры (идиоморфный тип), другие – путем пассивного заполнения свободного пространства в условиях растяжения (ксеноморфный тип). Была также показана тесная корреляция морфологии тел с петрографическими особенностями слагающих их пород. Это деление субвулканических интрузий хорошо согласуется с классификацией кислых вулканитов на две серии [Маракушев, Яковлева, 1975], если из описания последних исключить петрохимические признаки (по петрохимии, в том числе и по характеру щелочности, эти типы, как будет показано далее, не различаются). В частности, Е.Б. Яковлевой было отмечено, что субвулканические автомагматические брекчии (серия II) способны образовывать тончайшие послойные инъекции во вмещающие породы, а в противоположность им субвулканические интрузии, комагматичные серии I кислых вулканитов, образуют караваеподобные тела, толстые короткие дайки и штоки с характерным тупым выклиниванием и отсутствием апофиз.

Субвулканические интрузии сложены чаще породами вулканического облика. Потому разделение субвулканических и покровных фаций связано с значительными трудностями, это и стимулировало поиски петрографических и геохимических критериев такого разделения. Как показали исследования, признаков, присущих только субвулканическим интрузивам, практически нет, но часть петрографических признаков направленно изменяется по мере возрастания глубины кристаллизации пород. Большинство исследователей отмечают возрастание с глубиной пород степени упорядоченности полевых шпатов и уменьшение содержания альбитового минала в щелочных полевых шпатах. Весьма чувствительными индикаторами глубинности пород являются плагиоклазы [Волынец, Колосков, 1973]. С возрастанием глубинности пород снижается основность плагиоклазов, снижается степень их зональности. Особенно показательно соотношение модалного и нормативного плагиоклазов, разница между которыми существенно уменьшается с увеличением глубинности пород.

С ростом глубинности пород возрастает кристалличность основной массы и меняется структура кварц-полевошпатовых сростаний, от сферолитовых через микропегматитовые к мирмекитовым и аллотриоморфным в гранитоидах [Волынец, Колосков, 1973]. М.И. Попкова [Власов и др., 1978] отмечает, что лишь субвулканическим породам присущи дорастание вкрапленников и возникновение венчиковых структур вокруг зерен кварца.

Недостаток приведенных петрологических критериев заключается в условности определения глубинности магматических пород. В значительной мере глубинностью подменяется скорость остывания расплава, что в свою очередь выражается через кристалличность магматических пород. Как будет показано далее, скорость остывания далеко не всегда определяется глубиной становления магматических пород.

В качестве геохимического критерия глубинности магматических пород обычно используется соотношение окисного и закисного железа. Согласно [Куцева, 1964], оно уменьшается в более глубоких магматических породах. Имеются многочисленные указания на то, что соотношение окисного и закисного железа определяется положением проб относительно контактных поверхностей [Волынец, Колосков, 1973; Борисов, Борисова, 1974], а в общем случае, если исключить окисленные породы поверхностей потоков и эндоконтактов субвулканических тел, оно не зависит от глубины становления магматических пород [Мишин и др., 1988]. Тем не менее этот критерий до сих пор пытаются использовать при выделении субвулканических фаций [Генатулин, 1966; Митрофанов, 1987].

Рассматривая близповерхностный магматизм, нельзя обойти молчанием проблему самостоятельных малых интрузий. Это те близповерхностные, обычно порфиоровые породы, для которых отсутствуют тесные пространственно-временные связи с конкретными проявлениями вулканизма.

Выделение малых интрузий как самостоятельного класса признается не всеми. Г.М. Власов [1978] отрицает само существование такого класса. По его мнению, малыми называют те интрузии и дайковые комплексы, которые по времени внедрения наиболее близки к рудообразованию. М.Б. Бородаевская и Ф.Р. Апельцин [1969] под названием "малые интрузии" охарактеризовали: 1) интрузии, тесно связанные с эффузивами; 2) жильные породы, связанные с гранитоидными массивами; 3) "малые" интрузии и дайки порфиоровых пород поздних этапов развития подвижных зон. В.С. Коптев-Дворников [1952] в качестве эквивалента термину "малые интрузии" предложил термин "дайки второго этапа", подразумевая постбатолитовые дайки преимущественно основного и среднего состава.

Ф.К. Шипулин [1965], наиболее последовательный сторонник существования "самостоятельных малых интрузий", в качестве их основных признаков отмечает: 1) независимость в генетическом отношении этих интрузий от других малоглубинных магматических образований; 2) глубинное расположение магматических источников их питания; 3) гибридный характер образующихся магм; 4) приуроченность к крутопадающим глубинным разломам. По мнению Ф.К. Шипулина, самостоятельные малые интрузии образуются на разных стадиях формирования геосинклинальных систем,

однако главное развитие они получили на позднеорогенных этапах развития подвижных зон.

Можно сомневаться относительно исключительности "малых интрузий" в ряду близповерхностных магматических образований, но своеобразие петрографического облика слагающих их пород достаточно очевидно. По материалам исследователей [Шипулин, 1965; Бородаевская, Апельцин, 1969; Коптев-Дворник, 1952], этим породам присущи следующие особенности: 1) пестрота химического состава; 2) преимущественно порфиоровое сложение; 3) наличие в разной степени переработанных ксенолитов нередкая пестрота ксенолитов; 4) гибридный характер пород, определяющийся обилием роговой обманки и биотита и пятнистостью распределения темноцветов; 5) двухфазность, неравновесность состава пород – вкрапленники основного плагиоклаза и пироксена (обычно замещается роговой обманкой) и кварц-калцишпатовая с биотитом основная масса; 6) коррозия вкрапленников; 7) развитие пойкилобластических структур; 8) значительный процент водосодержащих темноцветных минералов.

Перечисленные петрографические признаки, и прежде всего третий, четвертый, седьмой и восьмой, характеризуют малые интрузии как образования, промежуточные между собственно субвулканическими интрузиями и гипабиссальными гранитоидами. Для типично субвулканических образований, как было отмечено К.Н. Рудичем [1978], не характерно термальное воздействие на вмещающие породы.

Природа "малых интрузий" понимается по-разному. Ю.А. Билибин [1947], учитывая региональное распространение малых интрузий, приуроченность их к глубинным разломам и присутствие среди них пород основного состава, считает малые интрузии глубинными образованиями, не связанными с гранитоидами.

В.С. Коптев-Дворников и др. [1952] рассматривал малые интрузии как продукт ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород на заключительных стадиях гранитоидного магматизма.

Ф.К. Шипулин [1965] объясняет происхождение малых интрузий смещением основной и гранитной магм. Он полагает, что кристаллизация основного по составу парагенезиса минералов (основной плагиоклаз и пироксен) происходила до смешения в процессе ранней кристаллизации базальтовой магмы. Последняя при прохождении ее через еще не застывшие граниты обогащалась щелочами и кремнеземом.

Субвулканические породы имеют решающее значение для выяснения связи вулканизма и плутонизма. Идея существования двух независимых магматических ассоциаций – вулканической и плутонической [Kennedy, Anderson, 1938] — Е.К. Устиев [1969] противопоставил идею вулкано-плутонических ассоциаций. В основе последней – наличие тесных пространственно-временных связей вулканизма и плутонизма, а также наличие постепенных переходов от слабо раскристаллизованных пород вулканического облика к порфиоровым породам с полнокристаллической основной массой. Подобные переходы многократно описаны в литературе. В частности, Е.К. Устиев обычно ссылается на К.Н. Рудича, наблюдавшего в Тарынском массиве тесную связь субвулканических дацитов с гранодиорит-порфирами. Исследования вулкано-плутонических комплексов

способствовали формированию представлений об интрузиях как питающей системе вулканов. Субвулканические образования в рамках этой модели стали рассматриваться как часть расширяющихся книзу колонн, в которых происходит сверху вниз смена субвулканических фаций плутоническими. Во всяком случае обычно так показываются субвулканические тела на геологических разрезах.

Наиболее глубокий и всесторонний анализ системы вулкан-интрузив сделан Ю.П. Масуренковым [1979]. Так, он отметил, что далеко не каждое тело простирается от зоны магмообразования до поверхности. Примеры интрузий с дном или кровлей не представляют исключения, значительно слабее обосновано положение о наличии сквозных плутонов. Существенные различия установлены им между магматическими системами основного и кислого состава. Размеры интрузий основного состава не зависят от глубины их становления, гранитоидные же интрузии размещаются внутри пространства, подобно конусу с эллиптическим основанием на глубине 20–30 км. Совпадение размеров и глубины магматических камер, установленных под некоторыми современными вулканами, с морфологией палеоинтрузий, выведенных синтезом разноглубинных срезом, свидетельствует, по мнению Ю.П. Масуренкова, о принадлежности их к одному классу объектов, а "пространственно-временное соответствие вулканических и плутонических процессов следует понимать как последовательное полициклическое проявление разнофациальных форм единого магматического процесса" [Масуренков, 1979. С. 56].

Следует все же заметить, что связь вулканических и плутонических процессов обосновывается главным образом с помощью косвенных признаков в силу отсутствия прямых наблюдений. Кроме того, очевидность связей плутонизма и вулканизма выступает лишь в рамках региональных длительно развивающихся магматогенных систем. Длительность же их существования всегда оставляет место для предположения об относительной самостоятельности вулканических и плутонических процессов.

Недостаток прямых геологических данных по строению корневых зон особенно ощутим для риолитового вулканизма. Связано это, очевидно, с тем, что современный кислый вулканизм проявлен слабо, а также с тем, что риолитовые постройки – это, как правило, отрицательные структуры, слабо подверженные эрозии. Большинство исследователей полагают, что наиболее адекватно корневые зоны кислого вулканизма отражают центрально-кольцевые интрузивные структуры.

Более конкретные геологические результаты были получены по строению корневых зон стратовулканов. В.С. Шеймович [1985], изучивший современные и голоценовые вулканы Камчатки, в которых в результате эрозии оказалась доступной для наблюдения внутренняя глубинная их часть, приходит к выводу, что в структуре вулканов отсутствует отдельная, пространственно фиксированная, жерловина. Вместо нее наблюдается обширная в плане система дайковых каналов, выводящих магматический расплав как в центральный кратер, так и на склоны постройки. По мере формирования вулкана отложения конуса и

фундамент постепенно дезинтегрируются и выносятся на поверхность, а пространство заполняется дайками и силлами. По площади вулкан и дайково-силловая система сопоставимы с периферическими очагами, определяемыми по геофизическим данным. В строении питающей системы В.С. Шеймович выделяет три зоны. Нижняя зона – это центральный интрузив сложноблочного строения; средняя зона – субпараллельные дайки, расположенные главным образом, как и центральный интрузив, в фундаменте постройки; верхняя зона – ветвящаяся система даек и силлов, насыщающих отложения конуса.

Типичный пример вулкана со вскрытой корневой зоной – Жировской голоценовый вулкан на Южной Камчатке. В центре его, в днище эрозионной кальдеры, обнажается центральный интрузив, сложенный мелкозернистыми габбро-диоритами, сменяющимися в эндоконтакте базальтами и их брекчиями. В стенках эрозионной кальдеры наблюдается густая сеть ветвящихся даек, силлов и слепых, неправильной формы, залежей андезит-базальтового состава, пронизывающая отложения конуса и породы фундамента. Отдельные дайки имеют непосредственные переходы в потоки.

Разработанная В.С. Шеймовичем модель строения питающей системы стратовулканов приложима к крупным щитовым вулканам, в том числе и к океаническим. Это можно продемонстрировать на примере потухшего вулкана Питон-де-Неж на острове Реюньон. Питающая система этого вулкана [Аптон, Уодсуорт, 1972] представляет сложноветвящуюся систему даек, силлов и сложных по морфологии залежей мощностью до 100 м с центральным глубинным интрузивом. Этот комплекс субвулканических образований сложен разнообразными породами от пикрита до трахита. Выделяются три возрастные серии субвулканических тел, но общая структура с центральным интрузивом и расходящейся системой даек и силлов сохраняется.

Невыдержанность залегания и мощностей тел, переходы от даек к силлам, слепые ответвления, резкие раздувы мощности, переходы от маломощных жил к залежам и широкое распространение брекчий – таковы основные морфологические особенности субинтрузий, слагающих корневые зоны вулканов центрального типа. По этим особенностям они резко отличаются от роев и поясов даек, не связанных с конкретными проявлениями вулканизма; последние обычно образованы субвертикальными протяженными плитообразными телами с выдержанной мощностью.

Интерес к субвулканическим образованиям был вызван в значительной мере их повышенной рудоносностью. С субвулканическими интрузиями тесно связаны колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, медно- и медно-молибден-порфиновые типы руд, эпитермальные месторождения золота и серебра, оловянные месторождения и другие эндогенные месторождения. По статистике американских исследователей к близповерхностным интрузиям порфириновых пород приурочено около 70% известных в западных штатах США рудных месторождений [Власов и др., 1978]. По данным Ю.М. Бакулина [1991] в Восточно-Азиатском вулканическом поясе треть месторождений золота расположена непосредственно в

субинтрузиях. Связи субвулканических интрузивов с рудами бывают настолько тесными, что наталкивают исследователей на легкий, но не всегда верный путь — рассматривать образование руд непосредственно из субвулканических интрузий за счет остаточных растворов. На самом деле изучение конкретных месторождений показывает, что эти связи сложны и определяются главным образом общностью структурно-тектонических условий формирования субвулканических пород и руд [Бородаевская, 1965; Червяковский, 1967].

В последние годы взаимоотношения магматизма и рудообразования направлены изучаются с привлечением геохимических, в том числе и изотопных, данных. Возникло в металлогении новое направление — "рудно-магматические системы" [Власов, 1979; Иванкин, 1971; Романовский, 1979]. В рамках учения о рудно-магматических системах многие вопросы пространственно-временных связей различных типов рудной минерализации разработаны глубже, чем вопросы эволюции магматизма в рамках магматогенных систем.

Заключая обзор, отметим, что в целом проблема субвулканических интрузий изучена еще слабо. Особенно недостаточно оказались разработанными вопросы морфологии, внутреннего строения субинтрузивов и связи этих параметров с петрографическими особенностями пород. Имеющиеся классификации построены на самых общих генетических представлениях и не могут быть использованы в практической работе. Вследствие этого в геологической практике укоренились представления о том, что каждый субинтрузив индивидуален по своим морфологии и структуре, чаще всего их форма аппроксимируется в виде штоков, уходящих на значительные глубины. Как будет показано в работе, форма субинтрузий, внутренняя их структура и петрографические особенности слагающих их пород тесно связаны друг с другом. Забегая вперед, заметим, что в основном подтвердились ранние представления автора о существовании двух, резко контрастных по многим параметрам, видов субинтрузивов (идиоморфный и ксеноморфный типы). В качестве третьего типа слабо раскристаллизованных близповерхностных образований мы выделяем постбатолитовые интрузии и дайки порфиров, обладающие специфическими признаками, отличающими их как от субвулканических образований, связанных с вулканизмом, так и от гипабиссальных интрузий гранитоидов.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Одной из причин слабой изученности субвулканических интрузий и низкой информативности геологических карт районов развития вулканических и субвулканических образований является слабая методическая обеспеченность картирования и изучения этих образований. При постановке исследований стало ясно, что без совершенствования методики, без детальных высокоинформативных структурных карт продвинуться в проблеме субинтрузии не удастся.

Наметились два основных направления методических исследований: изучение структур течения – структурное направление и фациальный анализ – петрографическое направление.

СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

В последние годы структурные исследования получили значительное развитие, но этот прогресс коснулся лишь изучения дислокаций осадочных и метаморфических пород. Методики оперативного структурного изучения магматических пород на сегодня, по сути, нет, поскольку те методы, которые имеются в настоящий момент, настолько трудоемки, что не могут быть реализованы в процессе геолого-съёмочных работ.

Существуют два достаточно самостоятельных метода структурного изучения магматических пород. Первый метод Х. Клооса, в котором увязаны в единую систему макроскопические текстуры течения (шлиры, ксенолиты, порфириовидные выделения и т.д.) и трещинная тектоника. Этот метод разработан применительно к плутоническим породам. Второй метод – микроструктурный анализ, созданный первоначально Б. Зандером для метаморфических пород. В микроструктурном анализе объектом изучения является преимущественная оптическая ориентировка породообразующих минералов.

Предпосылками применения этого метода для изучения структур течения в магматических породах является следующее. Во-первых, в движущемся расплаве ориентировка минералов может быть только по форме (габитусу) минералов; во-вторых, предполагается, что минералы одной генерации имеют сходные кристаллографические формы и соответственно одинаковую ориентировку оптических осей. Последнее подкрепляется известным положением, что кристаллическая форма минералов определяется физико-химическими параметрами среды минералообразования.

Следовательно, в одном шлифе – образце среди минералов одной генерации можно ожидать сходные кристаллографические формы. Например,

по данным В.В. Золотухина [1983], плагиоклазы чаще создают план-параллельные структуры по (010). Показательны в этом отношении мегаплагиофировые лавы вулкана Толбачик. В них уплощенные по (010) дисковидные (отношение диаметра к толще 1 : 5–1 : 15) вкрапленники образуют четкие план-параллельные структуры. Однако план-параллельность плагиоклазов может создаваться и по другим кристаллографическим формам, например по (100) и (001).

Подобный же "пинокоидальный обмен" характерен и для вкрапленников оливина, при этом на ориентирных диаграммах отмечается наложение максимумов разных оптических осей. Кроме того, в породах не всегда можно различить минералы разных генераций, а в случае протоклазированных вкрапленников (игнимбриты и игнимбритоподобные породы) связь оптической ориентировки с габитусом зерен вообще теряется. Все это усложняет интерпретацию ориентирных микроструктурных диаграмм, а если учесть сложность самой методики и необходимость проведения массовых замеров, то становится понятной причина слабого внедрения этого метода в практику геологических исследований. Ограничения в применении методики Клооса заключаются в том, что макроструктуры течения встречаются эпизодически и в глубинных магматических породах (метод создан первоначально для плутонических пород) трудно отличить истинные текстуры течения от теневых структур и структур, связанных с деформацией и перекристаллизацией пород.

В вулканических и субвулканических образованиях практически все ориентированные структуры и текстуры однозначно определяются как первичные, связанные с течением расплава. При геологических исследованиях этих комплексов, кроме ориентировок контактовых поверхностей, обычно замеряется ориентировка флюиальности, т.е. плоскостные элементы течения, видимые в обнажениях, а это удается далеко не часто. Линейные же ориентировки, видимые непосредственно на обнажениях, вообще редкость. Вследствие этого примеры детально изученных массивов вулканических пород весьма ограничены [Тихомиров, 1967]. Вместе с тем из практики петрографических исследований известно, что трудно найти породу вулканического облика, в которой бы в шлифах под микроскопом не просматривались структуры течения. Предлагаемый метод позволяет определить ориентировки как макрокопических, так и микроскопических структурных элементов, не прибегая к трудоемким и менее однозначным определениям оптических ориентировок.

План-параллельные структуры наиболее широко проявлены в вулканических и субвулканических породах, особенно кислого состава. В стеклах они обусловлены чередованием полос, различающихся цветом, показателем преломления, пористостью, содержанием воды и окисленностью железа. Различий в содержаниях других петрогенных элементов (исключая гетеротакситовые лавы [Волынец, 1973]) обычно не отмечается. В относительно раскристаллизованных разностях полосы различаются (кроме перечисленных признаков) степенью кристалличности. Более раскристаллизованные полосы обычно и более пористые и ведут себя по отношению к более стекловатым как относительно жесткая, ранее затвердевшая фаза.

В целом плоскопараллельные структуры образуют направленные ряды от пунктирной флюидалности к ритмичной полосчатости и от ленточной полосчатости (ленты толщиной в первые миллиметры иногда достигают протяженности более 1 м) к линзовидно-полосчатой и к структуре фьямме. Петрографические данные свидетельствуют, что флюидалные план-параллельные структуры обусловлены расслоением расплава по насыщенности газами [Мишин, 1982]. Расслоение, в свою очередь, контролируется плоскостями скольжения в расплаве. Параллельность полосчатости контактовым поверхностям указывает на то, что она формировалась в условиях простого сдвига (течения). В то же время такие факты, как уменьшение мощности полос при сгибании ими включений и даже нередко наблюдаемое тупое их притыкание к включениям, указывают, что расплав испытывал напряжения, связанные с направлением чистого сдвига, т.е. перпендикулярные план-параллельным структурам. Это либо сила тяжести в лавовом потоке, либо силы сжатия, перпендикулярные контактам, в крутопадающих телах. Е. Хилс [1967] сравнивает образование план-параллельных структур течения с формированием будинажа в милонитах. В порфировых породах плоскости течения часто подчеркиваются план-параллельной ориентировкой уплощенных вкрапленников. Особенно это характерно для биотита. План-параллельные структуры позволяют обрисовать морфологию тел, но не дают представления о направлении движения расплава.

Линейность может быть выражена по-разному. К наиболее обычным ее типам относятся [Тихомиров, 1967]: линейная ориентировка удлиненных кристаллов; линейная ориентировка газовых пустот и миндалин; ориентировка борозд и морщин на кровле потоков; линейная ориентировка удлиненных ксенолитов и фьямме в игнимбритах и туфолавах.

Надежные замеры линейности дают удлиненные вкрапленники и ксенолиты, однако объекты с подобным типом линейности встречаются редко, и поэтому этот тип линейности играет лишь роль контроля для прочих видов линейности.

Поры и миндалины внутри потоков и субинтрузий нередко имеют форму трехосного эллипса. Длинная ось в таких порах совпадает с направлением течения, средняя лежит в плоскости движения расплава и перпендикулярна вектору течения, а малая ось расположена по нормали к поверхности потока. Типичный пример такой линейности – пузыристые лавы базальтов южного прорыва Большого Толбачинского извержения на Камчатке.

На возможную линейную ориентировку фьямме обычно не обращают внимания. Обусловлено это тем, что многие связывают образование игнимбритов со спеканием и свариванием пирокластического материала, и поэтому автоматически им приписывается изометричная лепешковидная форма. Специальное изучение фьямме в игнимбритах и туфолавах из разных районов страны показало, что фьямме, как и некоторые поры, имеют форму трехосного эллипса. В плоскости план-параллельных структур отношение ширины фьямме к их длине H/L колеблется от 0,2 до 1. Среднее значение H/L в зависимости от типа пород изменяется от 0,4 до 0,6, закономерно возрастая с увеличением H/L в срезах, перпендикулярных

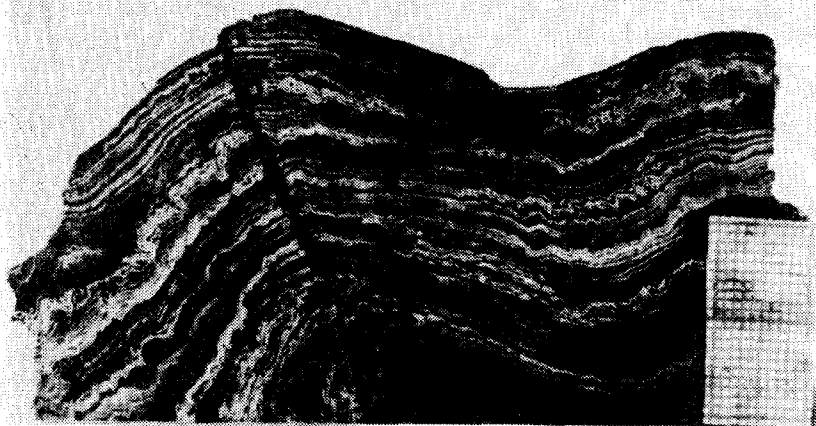


Рис. 2. Тонкофлюидалный риолит с двумя генерациями складок течения

план-параллельной ориентировке, т.е., чем более уплощены фьямме, тем резче в них выражено удлинение в плоскости флюидалности и соответственно – линейность.

Все перечисленные виды линейности характерны для отдельных петротипов и потому не дают возможности получения массовых замеров. А для того чтобы структурные элементы позволяли расшифровать внутреннее строение субинтрузивов или вулканических ареалов, необходимо достижение определенной их плотности, определяемой стабильностью ориентировок и сложностью строения изучаемых объектов. Было обращено внимание [Narkovska, 1973] на возможность использования в качестве линейных элементов шарниров микроскладок план-параллельных флюидалных структур. Сингенетические складки в лавах и субинтрузивах – это довольно распространенный структурный элемент. Выделяются сингенетические складки нескольких типов: с размахом крыльев 0,5–2 м; более мелкие, с размахом крыльев 3–20 см; микроскладки (плойчатость) с размахом плек в миллиметры. Крупные складки довольно редки, потому практического интереса не представляют. Средние по размеру (второй тип) складки типичны для афировых и редковкрапленниковых пород кислого состава с тонкофлюидалными и полосчатыми текстурами (рис. 2). Такие породы обычно тонкоплитчатые. Плитчатость в них, как правило, совпадает с флюидалностью, поэтому сгофрированные лавы и субинтрузивные породы приобретают характерную для них шиферную отдельность, гребни которой указывают направление линейности, перпендикулярной течению расплава.

В тонкофлюидалных породах с тонкоплитчатой отдельностью на естественных сколах вдоль плоскости флюидалности обычно хорошо видна штриховка, приобретающая формы, сходные с флюидалностью (поперечная псевдофлюидалность). Иногда линейная штриховка выражена

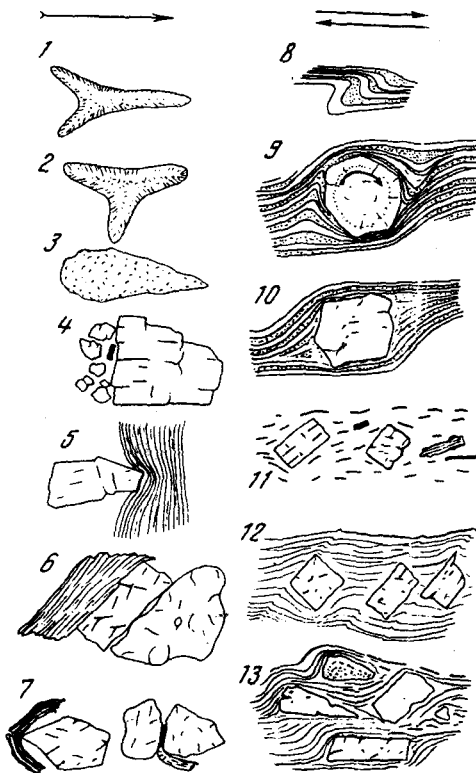


Рис. 3. Структурные признаки, указывающие направление движения магмы

Прямые признаки: 1 – вильчатый удлинённый обломок стекла, 2 – изометричный вильчатый обломок, 3 – веретенообразное включение, 4 – блокировка мелких вкрапленников более крупными, 5 – внедрение оскольчатого вкрапленника в размягченную пемзу, 6 – чешуирование включений, 7 – деформация биотита около более массивных и жестких минералов; признаки, показывающие относительное скольжение флюидалльных полос: 8 – микроскладки волочения флюидалльности; 9 – сопряженные антиклинальная и синклиная складки, указывающие на вращение вкрапленника по часовой стрелке, 10 – ступенчатый рисунок флюидалльных полос около включений, 11 – разный в зависимости от габитуса наклон вкрапленников в направлении течения, 12 – фиксированный (45°) наклон вкрапленников и сопряженные трещины вязкого разрыва, 13 – ориентировка зерен разного габитуса и ступенчатый рисунок флюидалльности; 1-6 – в игнимбритах (по: [Smith, Rhodes, 1972]); 7-13 – зарисовка с фотографии

Рис. 4. Рисунок микроскладок и сопряженные синклиная и антиклинальная складки, указывающие на вращение вкрапленника (в центре) по часовой стрелке. Витрофировый риолит (Яуринская интрузия), увел. 15, николи || (а). Изменение угла наклона вкрапленников по отношению к флюидалности в зависимости от их удлинения, (зарисовка с фотографии). Трахириолит, р. Ядра, увел. 15(б)

столь резко, что параллельно ей и перпендикулярно флюидалности возникает тонкоплитчатая отдельность, заглушающая плитчатость, параллельную флюидалности. В таких случаях особенно легко спутать линейность и флюидалность. В отличие от флюидалности полосчатость, связанная с линейностью, не просматривается в поперечных срезах и имеет резко выраженную прямолинейность. В гофрированных лавах она ориентирована поперек шарниров складок. С этим видом линейности совпадает ориентировка удлиненных вкрапленников и ксенолитов.

Складки второго порядка и флюидалные полосы в несогфрированных породах обычно осложнены мелкой пloyчатостью, иногда со сложным фестончатым рисунком (см. рис. 2). В срезах вдоль план-параллельных структур такие плойки за счет ундуляции шарниров создают линзовидно-полосчатый рисунок, имеющий явно выраженный линейный характер. В срезах, не строго параллельных флюидалности, этот рисунок значительно усложняется и порой бывает даже трудно отличить неоднородности, связанные с косыми срезами флюидалных полосок, от срезов гребней микроскладок. Отличительный признак последних — линзовидность, симметрично-зональное строение и выдержанность ориентировки.

Линейность, связанная с шарнирами микроскладок, чаще всего ориентирована поперек направления течения магмы, но может быть ориентирована и вдоль линий течения наподобие *sheath fold* в тектонитах.

Использование линейности, связанной с шарнирами складок разных порядков, позволяет достигать высокой насыщенности карт линейными элементами, однако заметим, что этот тип линейности, в особенности ориентировки шарниров микроскладок, требует контроля другими типами линейности и дополнительного изучения их положения в простых по форме телах с известными центрами поступления магмы.

Линейные структуры указывают на траектории, по которым происходило движение расплава, но не указывают направление, азимут этого движения, хотя при определенной плотности замеров часто удается реставрировать и направление течения.

Физической основой для определения азимута течения расплава служит то, что в движущемся потоке вследствие градиента скоростей на включение действуют ротационные силы и более крупные включения движутся с меньшей скоростью, препятствуя движению более мелких. В результате этих факторов в породе возникает серия структурных неоднородностей, которые прямо или косвенно указывают направление течения. Часть таких признаков указана в работах [Elston, Smith, 1970; Smith, Rhodes, 1972, рис. 3]. Отмеченные признаки проверялись на объектах с известными центрами извержений, и были получены хорошие результаты как для игнимбритов, так и для лав среднего состава. Однако данный метод требует статистического подхода, что делает его весьма трудоемким. Нужно было найти более простые и однозначные признаки.

Наиболее приемлемым оказался метод определения направления течения по ориентировке включений и структурному рисунку флюидалности. В флюидалных породах микроплойчатость нередко имеет форму складок волочения (рис. 4) по S- и Z-образным рисункам, благодаря которой легко определить соответственно левый и правый сдвиги, опреде-

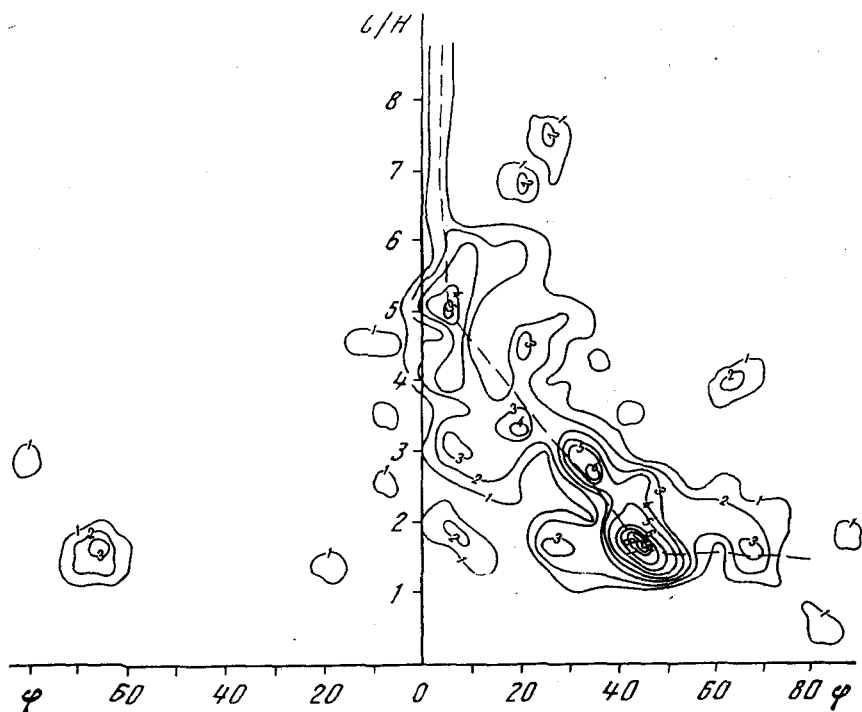


Рис. 5. График изменения наклона вкрапленников по отношению к флюидальности в зависимости от их габитуса

L/H – отношение длинной оси вкрапленников к короткой; φ – угол наклона вкрапленников относительно края шлифа, близко совпадающего с флюидальностью; изолинии проведены методом скользящего окна

ляющие при известном положении кровли направление течения расплава. Вторым прямым признаком для определения векторов служат сопряженные около включений антиклинальные и синклиналильные микроскладки флюидальных полос, указывающие, что включения испытывают вращение в направлении течения (см. рис. 4). С вращением включений связан также своеобразный ступенчатый флексуорообразный рисунок флюидальности, напоминающий хвостовые оперения и поведение сланцеватости вокруг порфиороклястов в милонитах [Passhier, Simpson, 1986]. Вращение включений происходит в направлении от опущенной к поднятой ступени, таким же образом ориентирован вектор движения расплава. Более универсальным признаком для определения вектора является ориентировка удлинённых вкрапленников, часто образующих к флюидальности и вектору движения расплава острый угол. Величина этого угла, когда скорость движения постоянна, т.е. в одном образце, в одном шлифе, определяется соотношением длинной и короткой осей вкрапленников (см. рис. 4, б). На графике (рис. 5) из 106 замеров лишь 14 располагаются в левом секторе, показывая противоположную ориентировку, из них 6 –

сильно удлиненные зерна – расположены вдоль оси $\frac{l}{H}$. Остальные по-

казывают отчетливо выраженную однонаправленную ориентировку. В целом распределение точек асимптотическое, с двумя точками перегиба. Верхняя точка, соответствующая удлинению 5 : 1, указывает, что все зерна такого габитуса и более вынянутые имеют одинаковую ориентировку, параллельную флюидалиности. Нижняя точка, соответствующая $\frac{l}{H} = 2 : 1$ показывает, что зерна с таким габитусом и более

короткостолбчатые (замеры не вынесены) теряют равновесное состояние и начинают вращаться.

В отдельных случаях удается наблюдать (см. рис. 3), что вкрапленники независимо от габитуса длинной осью и хорошо выраженной гранью ориентируются по отношению к флюидалиности и вектору строго под углом 45°. Нередко в шлифах с такой ориентировкой вкрапленников наблюдаются "трещины" вязкого разрыва. Это прямые линии вдоль которых флюидалиность образует тончайшие складки (см. рис. 3). Эти "трещины" тоже ориентированы под углом 45° к вектору течения.

В шлифе (см. рис. 4, б) вкрапленники имеют различный (в зависимости от габитуса) наклон, но и здесь максимум точек на диаграмме соответствует углу 45°. Связано это, очевидно, с тем, что на частицы в движущемся расплаве, кроме ротационных сил, действуют растягивающие силы, максимальные под углом 45° к линиям течения [Рейнер, 1965].

Теоретически обосновать выявленные закономерности в ориентировке вкрапленников полностью не удалось. Структурный рисунок вулканических пород отражает заключительный этап движения расплава перед окончательной остановкой и его затвердеванием, и можно предположить, что пластические деформации в это время по своей природе близки условиям простого сдвига в вязкой среде. Применительно к милонитизированным породам порфиорокластическая система хорошо изучена, как теоретически, так и экспериментально [Gosh, Ramberg, 1976; Freeman, 1985; Passhier, Simpson, 1986]. В условиях простого сдвига она описывается уравнением Джеффри:

$$\dot{\Phi} = V \frac{c^2 \cos^2 + \sin^2}{c^2 + 1},$$

где $\dot{\Phi}$ – угловая скорость, V – скорость простого сдвига, c – отношение длины к ширине порфиорокласта, Φ – угол между длинной осью порфиорокласта и осью, перпендикулярной плоскости сдвига. Из этой формулы можно заключить, что скорость вращения изометричных порфиорокластов ($c = 1$) равномерная, а удлиненные класты обладают пульсирующей скоростью с минимумом скорости в положении, совпадающем с плоскостью сдвига и максимумом скорости, когда порфиорокласт длинной осью располагается перпендикулярно плоскости простого сдвига, т.е. в последнем случае система имеет минимум устойчивости. Равновесное состояние, т.е. нулевая скорость вращения в этой модели, отсутствует. С.К. Гош и Х. Рамберг [Gosh, Ramberg, 1976] показали, что равновесное

положение может быть достигнуто, если система находится в определенной комбинации простого и чистого сдвигов. Однако в этом случае порфирокласты длинной осью ориентируются под тупым углом к направлению простого сдвига, что явно находится в противоречии с полученными нами эмпирическими данными. Отметим, что и в порфирокластической системе удлиненные класты ориентируются также чаще всего под острым углом к направлению простого сдвига [Pashier, Simpson, 1986]. Очевидно, модель застывающего потока к моменту его остановки значительно сложнее. Скорее всего это упруговязкая среда со всеми промежуточными состояниями к ньютоновской жидкости с линейным распределением скоростей. Подтверждением тому служат "трещины" вязкого разрыва, а также многовариантность ориентировок вкрапленников.

При определении вектора течения необходимо опираться на изолированные в основной массе включения, поскольку ориентировка вкрапленников, особенно разных по габитусу, определяется не только общим направлением течения, но и локальными линиями тока, которые зависят от системы расположения включений. Поэтому в густо-вкрапленниковых разностях (более 40% вкрапленников) порой сложно установить даже плоскостную ориентировку, а при определении линейности и вектора возникают непреодолимые трудности.

В ряду признаков (план-параллельные структуры, линейность и направление течения расплавов) информативность растет к третьему структурному элементу; в таком же соотношении находится трудоемкость их получения. Вследствие этого технологический процесс разбивается на ряд все усложняющих этапов [Мишин, 1989].

1. Тщательно изучаются коренные выходы с целью выявления плоскостной и линейной ориентировок и отбираются ориентированные образцы.

2. В лагере после смачивания водой ориентированные образцы подвергаются более тщательному изучению под лупой или биноклем для выявления ориентировок.

3. На следующем этапе делается обрезка образцов на камнерезном станке поперек намечающейся ориентировки. При должном освещении и увеличении на таких поверхностях (после их смачивания) порода просматривается вглубь на 1–2 мм и уже на этом этапе, за небольшим исключением, удается выявить микроструктурные неоднородности, которые наносятся на образце цветным карандашом, а затем, после ориентировки образца на специальной подставке с пластилином, замеряются компасом. Можно эти процедуры проводить и с помощью стереографической сетки.

Приемы 1 и 2 просты и тривиальны, но при минимуме затрат они дают максимум прироста информации и применимы в принципе к любым породам.

4. Если ориентировка не обнаружена, то изготавливаются два ориентированных шлифа под углом 90° друг к другу, и уже в шлифах по следам флюидальности с помощью стереографической сетки определяется плоскостная ориентировка. Последовательность операций следующая: 1) первый шлиф изготавливают в плоскости замаркированной поверхности так, чтобы длинная сторона шлифа совпадала с линией падения на образ-

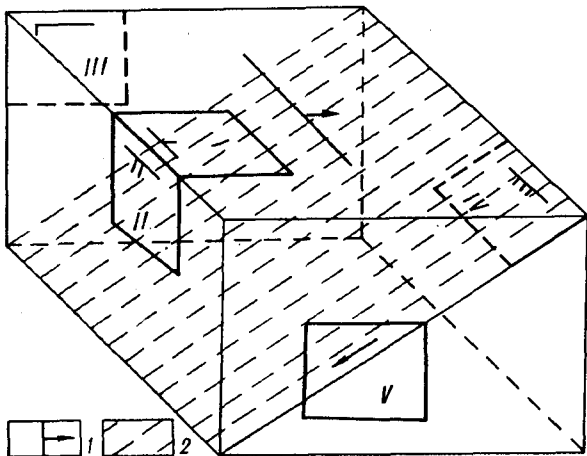


Рис. 6. Схема отбора ориентированных шлифов и их маркировка

1 – маркировка ориентированного образца; 2 – плоскость флюидальности и линейности; I–V – ориентированные шлифы: I – в плоскости маркировки образца, II – перпендикулярный шл. I, III – перпендикулярный шл. I–II, IV – в плоскости флюидальности, V – вдоль линейности и перпендикулярный плоскостной ориентировке

це, а короткая – с линией простирания (рис. 6); 2) второй шлиф изготавливается перпендикулярно первому так, чтобы линия падения смотрела в противоположную сторону по отношению к маркировке первого шлифа; 3) совмещают на столике микроскопа линию падения с вертикальной нитью окуляра и по лимбу отмечают угол отклонения вправо или влево следа флюидальности (шлиф устанавливают на столике так, чтобы стрелка, указывающая падение, смотрела на исследователя); 4) то же самое делается со вторым шлифом; 5) наносится на сетку Вульфа в виде дуги ориентировка плоскости первого шлифа и перпендикулярно к ней наносится ориентировка второго шлифа. На этих дугах от точки симметрии вправо или соответственно влево наносится выход следа флюидальности. Дуга, проведенная через полученные точки, показывает ориентировку искомой план-параллельной структуры течения. Если в одном шлифе флюидальность четкая, а во втором расплывчатая, это означает, что второй шлиф задан субпараллельно флюидальности. В таком случае вырезается третий шлиф, перпендикулярный первым двум. Можно сразу изготавливать три взаимоперпендикулярных шлифа. Если во всех трех шлифах видна флюидальность, то создается возможность контроля, так как следы флюидальности, снятые по всем трем шлифам, должны находиться в одной плоскости. При нанесении на сетку Вульфа следа флюидальности с третьего шлифа необходимо помнить, что ориентировка на нем дана не по падению, а параллельно сторонам шлифа I и II. Это требует поворота поверхности шлифа III на сетке Вульфа на угол падения ориентированной поверхности образца.

5. Из образцов с известной уже плоскостной ориентировкой изготов-

ливаются шлифы в этой плоскости и по удлиненным включениям замеряют ориентировку линейности.

6. Из образцов с известной плоскостной и линейной ориентировками изготавливают шлифы, параллельные линейности и перпендикулярные плоскостной ориентировке. Такой шлиф наиболее пригоден для определения вектора, показывающего направление течения магмы.

Считается, что структурный рисунок вулканических и субвулканических пород весьма изменчив, поэтому обычен скептицизм по поводу замеров структурных элементов в обнажениях, не говоря уже об образцах и шлифах. Опытные работы, проведенные в Тарынском массиве, подтверждают наличие расхождений между элементами залегания флюидалности в обнажении – образце – шлифе. Так, разница между замерами азимута простираения в обнажениях и в образцах достигает 50° , но в 65% случаев – меньше 30° . По углу падения разница достигает 30° , но в 90% случаев менее 20° . Разница в замерах азимута простираения в образце и шлифах достигает 50° , но в 75% случаев – меньше 15° . Для угла падения разница в 75% случаев менее 20° . В целом отмечающиеся несовпадения замеров между соседними обнажениями обнажение – образец, образец – шлиф не искажают структурный план исследуемых объектов. Однако это дополнительный шум, и он требует увеличения количества замеров.

Несомненно, что частично разница в получаемых ориентировках связана с невыдержанностью залегания флюидалности, при этом отклонения частных замеров от среднестатистического на том или ином участке исследований должны возрастать в последовательности обнажение – образец – шлиф. Частично несовпадение замеров ориентировок обусловлено точностью измерений и ошибками при маркировании образцов и шлифов. Но все же основные аномальные отклонения обусловлены тем, что делаются попытки взять замер слабо выраженных проблематичных структурных элементов. В этом случае несовпадение элементов залегания, полученных разными способами, является критерием для их отбраковки либо во внимание принимается лишь замер, сделанный способом, при котором структуры просматриваются отчетливо.

Микроструктурный анализ, основанный на методе Б. Зандера, может дополнить рассмотренную методику, особенно в случаях, когда структуры течения просматриваются с большим трудом и необходим статистический анализ. Методика микроструктурного анализа применительно к магматитам имеется во многих руководствах [Елисеев, 1967; Лукин и др., 1965; Золотухин, 1983 и др.], поэтому ограничимся лишь отдельными замечаниями к наиболее простым приемам этого метода применительно к изучению вулканических и субвулканических пород, в которых ориентировка минералов в движущемся расплаве происходит только по форме.

Наиболее благоприятными минералами для изучения план-параллельных структур являются биотит и плагиоклаз. Биотит резко уплощен по (100), поэтому в флюидалных породах перпендикуляр к (100) образует на диаграммах четкий рисунок S-тектонита с одним или в зависимости от сечения с двумя максимумами, симметричными относительно выхода полюса флюидалности. Характерная особенность плагиоклазов заключается в том, что в них уплощение почти всегда совпадает с плоскостью

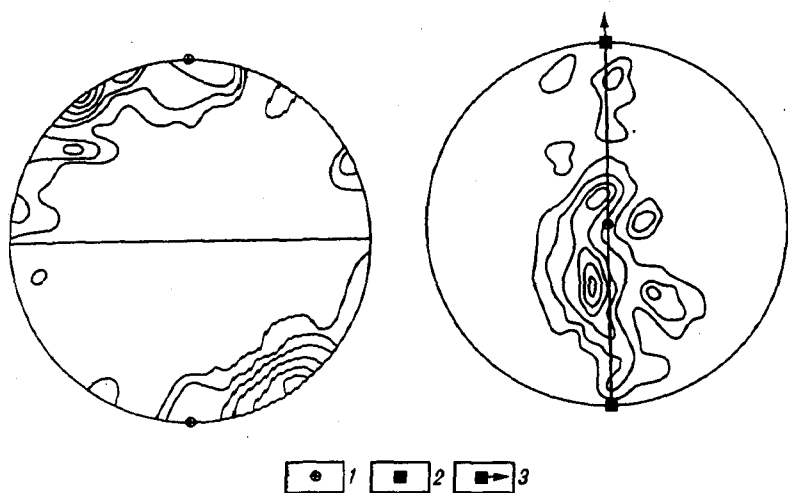


Рис. 7. Диаграмма ориентировки двойниковых плоскостей плагиоклазов (шл. на рис. 4, б) в сечении, перпендикулярном флюидалности и вдоль по флюидалности

1 – полюс плоскости флюидалности; 2–3 – ориентировка линии течения расплава с указанием (стрелка) азимута течения. Проекция на верхнюю полусферу

двойникования. Это положение подкрепляется обычными наблюдениями плагиоклазов в шлифах. Во всех сечениях плагиоклазов с относительно четкими двойниковыми швами след двойниковой плоскости ориентируется вдоль длинной стороны зерен. Вследствие этого для получения ориентировок плоскостных структур течения достаточно измерить положение двойниковых плоскостей в плагиоклазах. Характерный рисунок ориентирных диаграмм: пара максимумов *S*-тектонита и промежуточный рисунок между *S* и *B*-тектонитами (рис. 7).

Особый интерес представляет второй тип рисунка. В нем, как и в *S*-тектонитах, два максимума, но они сильно вытянутые и создают подобие поясового рисунка. Такой рисунок возникает за счет вращения вкрапленников вокруг оси *a* на некоторый угол по отношению к линиям течения.

Этот угол, как уже отмечалось, определяется величиной $\frac{I}{H}$ вкрапленников. Используя асимметрию рисунка при известной ориентировке флюидалности, можно определить линию течения и даже азимут течения расплава, не изучая ориентировок линейности, и даже в том случае, если вкрапленники имеют уплощенную дисковидную форму без ясно видимого удлинения зерен. Линия течения будет находиться на пересечении плоскости флюидалности с перпендикулярной ей плоскостью, проведенной через ось максимума на диаграмме (лучше использовать сечение с горизонтально расположенной флюидалностью). Направление движения будет в ту сторону, куда смещен максимум относительно полюса флюидалности.

Основы фацеального анализа применительно к покровным фациям разработаны [Малеев, 1969] и успешно применяются при палеовулканических реконструкциях. Менее совершенной на сегодня оказалась методика фацеального расчленения субвулканических образований. На геологических картах они обычно изображаются в виде бесструктурных полей, обозначенных прямолинейной штриховкой, которая затушевывает имеющиеся слабые наметки на элементы внутреннего строения и морфологии тел. Вместе с тем субвулканические породы весьма разнообразны по текстурно-структурным особенностям, степени кристалличности и другим признакам, имеющим, как правило, направленную тенденцию изменения. От контактов к центру тел намечаются следующие направленности изменения текстур и структур пород: витрофировая ---> полнокристаллическая; афировая ---> порфировая; флюидальная ---> массивная; пористая ---> массивная; протоклазированные вкрапленники ---> идиоморфные; афировая ---> порфировая; с ксенолитами ---> без ксенолитов; брекчиевая ---> массивная, фьямме текстуры ---> полосчатые; свежие породы ---> автометасоматически перекристаллизованные; окисленные ---> не окисленные, плитчатая отдельность ---> столбчатая ---> крупноглыбовая.

Большинство фаций имеют сквозное распространение, с глубиной могут изменяться их мощность и исчезать крайние члены фацеального ряда. Выявление и отражение на картах такой фацеальной гаммы обеспечивают достаточно высокую информативность карт даже при отсутствии элементов залегания пород. Выявляются прикорневые, прикровлевые части субинтрузивов и выступы подошвы в пологозалегающих телах. Часть фаций может быть выделена уже в полевых условиях, но полная картина фацеального состава пород вырисовывается лишь в камеральный период после просмотра шлифов, и вследствие этого недостающие материалы уже бывает трудно восполнить. Кроме того, практикующийся процесс петрографических исследований, сводящийся к описанию по 2-3 шлифам выделяемых макроскопически разновидностей пород, не способствует выявлению зависимостей структурно-текстурных признаков от их геометрического положения в пределах субинтрузивного тела. Для того чтобы в петрографической изменчивости обозначился функциональный характер, необходимо плотное опробование с регулярным шагом отбора образцов и желательно количественное изучение изменчивости петрографических признаков в направлении от контактов к центру и снизу вверх субинтрузивных массивов. Плотность отбора проб определяется размерами и типом субинтрузивов. Обычно опробование для структурных исследований и фацеального анализа совмещено. Кроме того, коллекция, отобранная по рассмотренной методике, с успехом может быть использована для различных петрогеохимических исследований.

Обычно уже при предварительном просмотре шлифов удается выделить основные петрографические разновидности пород и наметить признаки, позволяющие наиболее подробно и однозначно провести фацеальное расчленение. Далее остается по петрографическим описаниям проследить распределение этих фаций по всей площади исследуемого объекта. Чем

больше фаций удается выделить (при условии надежности критериев), тем карта становится структурнее. Задача фациального анализа значительно упрощается, если имеются общие модельные представления.

При проведении фациального анализа необходимо иметь в виду, что ниже перечисленный набор петрографических признаков разновременный. Одна часть признаков, обусловленная течением расплава, возникает на начальной прогрессивной стадии формирования массивов, другая — связанная с процессом кристаллизации магмы, возникает позже, в регрессивную стадию становления субинтрузивов. Поэтому фациальные границы, выделяемые по той и другой группе признаков, совпадают не полностью. Наиболее полное их совмещение отмечается в зонах, примыкающих к контактам. В центральных же частях массивов чаще отмечается секущее положение границ, выделенных по второй группе признаков, по отношению к структурам течения. В частности, столбчатая отдельность лишь в узкой эндоконтактной зоне имеет торцовое положение к поверхности контакта и флюиальности. В центральных частях крупных массивов столбчатость и флюиальность характеризуются автономностью ориентировок, первая обычно имеет субвертикальное положение.

Рассмотренная методика создает впечатление о ее значительной сложности, но практика ее применения показывает, что эта сложность видима. Дополнительные затраты связаны лишь с увеличением количества шлифов (на 50–100% в сравнении со стандартными геолого-съёмочными работами масштаба 1 : 50000) и с необходимостью иметь лабораторный камнерезный станок. С накоплением опыта основной объем структурных исследований переносится на ориентированные образцы, а необходимость в изготовлении шлифов снижается.

КРУПНООБЪЕМНЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ (ИДИОМОРФНЫЙ ТИП)

Оловоносные вулканические зоны Дальнего Востока Хингано-Олонойская, Юрин-Каменушинская, Баджалская, Ям-Алинская, Куйдусунская и другие сложены преимущественно порфи́ро- и кристаллокластическими игнимбритами, значительная часть которых имеет субвулканическую природу. Преобладание в составе субинтрузивов пород вулканического облика, нередко с ясными игнимбритовыми структурами, приводило к тому, что чаще всего их относили к покровам или к экструзиям. Определение природы этих образований важно с практической точки зрения, поскольку субинтрузивы этого типа маркируют оловоносные вулканические зоны и зачастую вмещают оловянное и оловополиметаллическое оруденение. Субинтрузии привлекают и как уникальный объект для изучения генезиса игнимбритов, связи вулканизма и плутонизма, выяснения условий и последовательности кристаллизации магматических пород.

В течение многих лет автор проводил структурное картирование и петрологическое изучение Атарбайского, Верхне-Аллахского, Мукулакитского и Тарынского субинтрузивов (Охотско-Чукотский пояс), Юрин-Каменушинской группы субвулканических интрузий, Хингано-Олонойской, Баджалской, Ям-Алинской и Эзопской вулканических зон. В строении этих субинтрузивов и в петрографии слагающих их пород много общего. Имеющиеся различия между отдельными субинтрузиями связаны главным образом с величиной эрозионного среза, что позволило построить их полную модель [Мишин, 1989].

МОРФОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Верхне-Аллахский субвулканический массив площадью 600 км² расположен в междуречье верхнего течения рек Юдома и Аллах-Юмь. Абсолютный возраст пород – 71–100 млн лет (Горохов и др., 1977 г.). Вмещающие породы представлены палеозойскими и раннемезозойскими терригенными отложениями верхоянского комплекса и меловыми вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса. Основные выходы вулканогенных пород сосредоточены на южном фланге массива, но в экзоконтакте субинтрузива почти повсеместно отмечаются маломощные "примазки" вулканитов разного состава. Присутствие среди ксенолитов, наряду с осадочными породами вулканитов, а также выходы ороговикованных андезитов в эрозионном окне на правобережье р. Джатон свидетельствуют о том, что "примазки" вулканических пород в подошве массива прослеживаются на значительное расстояние к его центру. Контакты

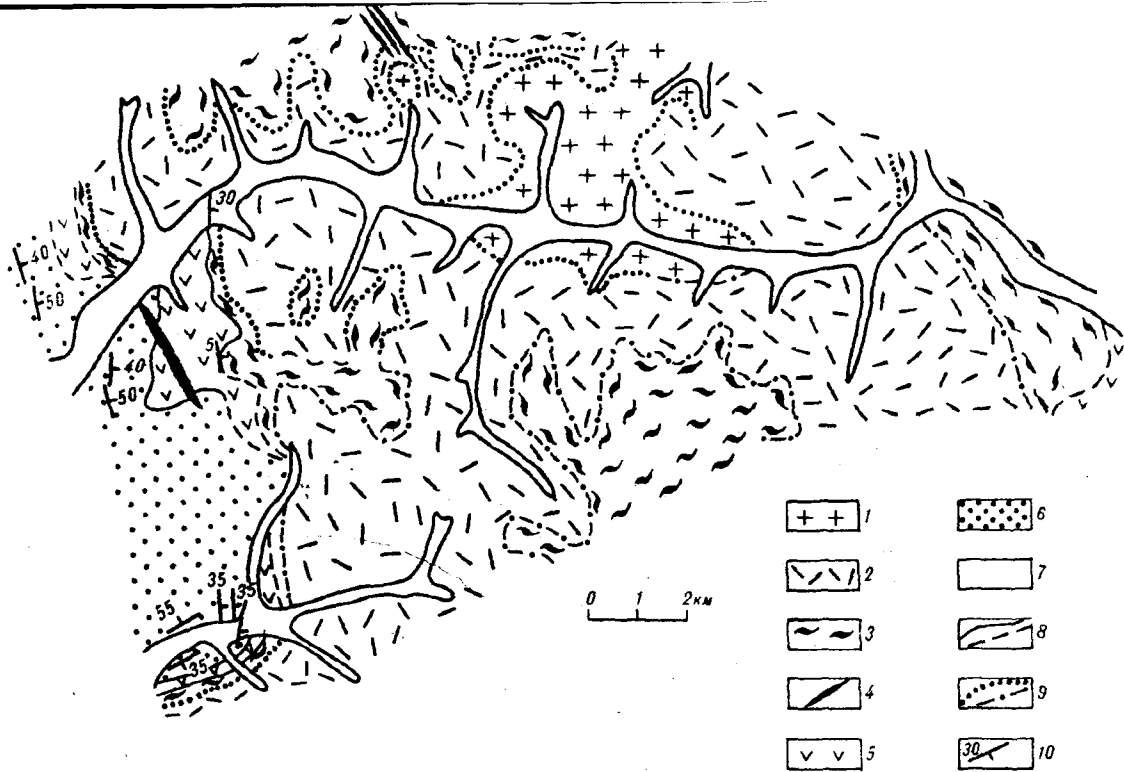


Рис. 8. Схематическая геологическая карта центральной части Верхне-Аллахского субинтрузива

1–3 – породы Верхне-Аллахского субинтрузива: 1 – гранодиориты, 2 – кристаллокластические и перегородчатые дациты, 3 – игнимбриты дацитов; 4 – дайки гранит-порфиров; 5 – вулканические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса; 6 – песчано-сланцевые отложения Верхоянского комплекса; 7 – четвертичные отложения; 8 – геологические границы резкие: установленные и предполагаемые; 9 – геологические границы фациальные: установленные и предполагаемые; 10 – элементы залегания слоистости и контактов

субинтрузива местами наклонены под вмещающие породы [Ичетовкин, 1962], но в целом преобладает крутое ($30-80^\circ$) центриклинальное их погружение. Вмещающие вулканогенные породы также имеют центриклинальное погружение, но, судя по тому, что состав и мощность их резко меняются, очевидно, что полного согласия в положении контактов с залеганием вулканитов нет.

Песчано-сланцевые отложения верхоянского комплекса в обрамлении массива смяты в пологие ($30-50^\circ$) складки, но непосредственно у контакта субинтрузива они также приобретают моноклинальное залегание, конформное контактовой поверхности (рис. 8). Подворот осадочных пород под массив отмечал также Н.В. Ичетовкин [1962]. Обычно породы в зоне контакта обохрены, сульфидизированы, но там, где его удается наблюдать (левобережье р. Хак-2), он четкий, типично интрузивный, с захватом ксенолитов вмещающих пород.

Верхне-Аллахский субинтрузив сложен серыми, внешне однообразными, густовкрапленниковыми породами дацитового состава. Попытки фациального расчленения Верхне-Аллахского субинтрузива делались и ранее ([Ичетовкин, 1962]; Горохов и др., 1987 г.). В частности, в нем было замечено вертикальное распределение фаций, однако редкая сеть наблюдений не позволила этим исследователям воссоздать адекватную картину пространственного распределения фаций.

Автор провел структурное картирование центральной части массива на площади 10×20 км с детальным опробованием шлифами. В результате удалось выделить ряд петрофаций, имеющих постепенные переходы и закономерное пространственное распределение (см. рис. 8). В эндоконтакте субинтрузива распространены стекловатые породы с сильно протоклазированными вкрапленниками и с типичными для игнимбритов средне- и сильносваренными пепловыми структурами основной массы. Эти породы выделены как фация приподошвенных игнимбритов. В местах максимальных срезов их мощность составляет метры, а на более высоких срезах — десятки метров. Точно такие же породы установлены на участках с высокими абсолютными отметками: с $1700-1800$ м — в периферийных областях и с $1900-2000$ м — в центральной части массива (фация водораздельных игнимбритов). Мощность водораздельных игнимбритов достигает 400 м, граница их субгоризонтальная (перепады в высотах на 1 км проложения не превышают 50 м). На западном фланге массива (левобережье р. Джатон) отмечается смыкание фаций приподошвенных и водораздельных игнимбритов.

От контактов и сверху вниз возрастает кристалличность основной массы пород (от криптофельзитовой до микрогранитовой), параллельно изменяется ее структурный рисунок от игнимбритовой к флюидальной, затем к теневой флюидальной и наконец к массивной в сильно раскристаллизованных разностях пород. Состав вкрапленников при этом не меняется, лишь несколько уменьшается степень их дробления. Эти породы условно выделены в фацию кристаллокластических дацитов, имеющую максимальные мощность ($500-700$ м) и площадное распространение.

В центральной части массива, на участках с наиболее глубоким эрозионным срезом, обнажаются биотит-амфиболовые мелкозернистые грано-

диориты с переходами до гранодиорит-порфиров. Площадь их выходов составляет 12 км². Вверх гранодиориты и гранодиорит-порфиры постепенно переходят в кристаллокластические дациты со своеобразными перегородчатыми структурами, характерными для мигматитов и метасоматитов. Происхождение этой промежуточной фации перегородчатых дацитов можно объяснить приконтактной собирательной перекристаллизацией кристаллокластических дацитов. Мощность перегородчатых дацитов составляет десятки метров, залегание их субгоризонтальное, параллельное нижней границе фации водораздельных игнимбритов.

Прекрасная обнаженность позволяет на крутых склонах наблюдать с одной точки разрез массива на глубину 500–600 м. Породы разбиты единой системой трещин. Преобладают вертикальные трещины, которые создают подобие столбчатой отдельности, пронизывающей массив, независимо от его фациального состава. Верхне-Аллахский субинтрузив вскрыт на глубину 100 м, максимальная же его мощность, оцениваемая с учетом центриклинального залегания подошвы, очевидно, превышает 3000 м.

Субвулканические дациты прорваны дайками и силлами гранит-порфиров и лейкократовыми и субщелочными гранитами, обрамляющими массив с юга и северо-востока и выделяемыми соответственно как вторая и третья фазы становления Верхне-Аллахского массива (Горохов и др., 1977 г.).

Атарбайский массив площадью 200 км² расположен на стыке Ульяновского и Куйдусунского вулканогенов. Субвулканическая природа его была установлена во время геолого-съемочных работ (Горохов и др., 1977 г.). По фациальному составу, морфологии и составу вмещающих пород он очень схож с Верхне-Аллахским субинтрузивом (рис. 9 см. вкл.). Вмещающие массив породы представлены вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса и реже терригенными отложениями верхоянского комплекса. И хотя вдоль южного и юго-западного обрамлений массива основной фон составляют терригенные породы, тем не менее в самой зоне контакта почти повсеместно отмечаются ограниченной мощности (метры–десятки метров) выходы вулканических пород различного химического и фациального состава. Они так же, как и отложения верхоянского комплекса, залегают центриклинально конформно контактовой поверхности субинтрузива; последнее подтверждается многочисленными замерами слоистости и контактов (см. рис. 9). Вмещающие породы в зоне 50–100 м обычно катаклазированы. Сам контакт прекрасно обнажен в береговых обнажениях р. Атарбай (рис. 10). Контакт неровный, но резкий секущий, участками приспосабливается к отдельности вмещающих пород. Последние местами раздроблены, некоторые их обломки отторгнуты и находятся в виде ксенолитов в кристаллоигнимбриите. По многочисленным наблюдениям в коренном залегании такой характер контакта сохраняется по латерали и по падению (см. рис. 10). Игнимбриты приподошвенной фации обычно серые, массивные, вблизи контакта становятся кремовыми, более стекловатыми, в них появляются мелкие фьямме, а непосредственно у контакта сменяются черными обсидианами со средне-сваренными пепловыми структурами основной массы. Мощность стекол до 10 м.

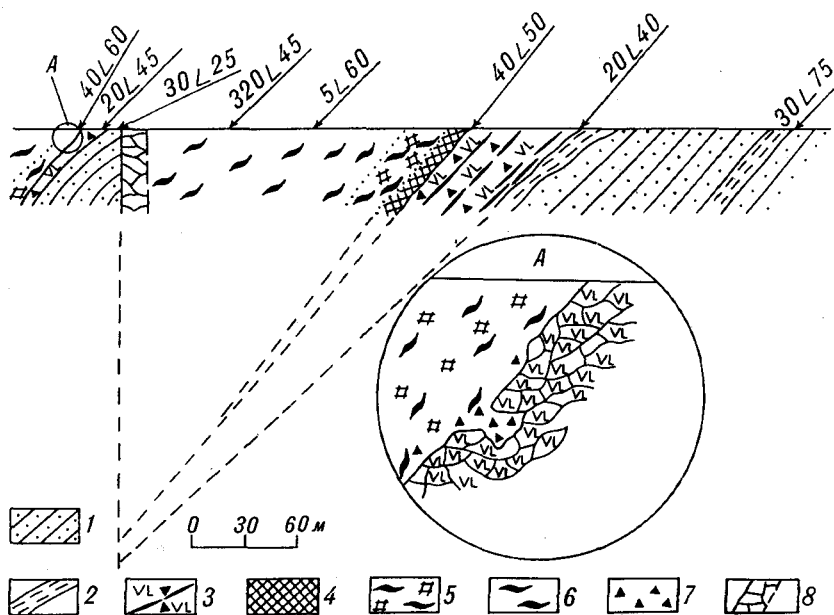


Рис. 10. Разрез приподошвенной зоны Атарбайского массива (р. Атарбай)

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – лавобрекчии андезито-базальтов с милонитизированными прослоями пепловых туфов; 4–6 – субвулканические игнимбриты дацитов: 4 – стекла, 5 – стекловатые кремновые игнимбриты, 6 – серые игнимбриты с фельзитовой основной массой; 7 – отторженцы андезито-базальтов в игнимбритах; 8 – зона дробления и цеолитизации. Стрелками показаны азимут и угол падения контактов, слоистости и флюидальности

В витрофирах отмечаются очень своеобразные включения – шары идеально круглой формы размером от нескольких сантиметров до 50 см. В центре их – затравка-ксенолит вмещающих пород, откруженная стеклом концентрического строения. Там, где витрофировая зона хорошо обнажена, например в истоках ручья Ущельного, видны многочисленные дайки протыкания мощностью от 3–5 до 40 см, сложенные игнимбритами, но менее стекловатыми. Дайки ориентированы по нормали к контакту. За пределами субфации кремновых игнимбритов границы их как бы растворяются. Там, где контактовая поверхность выходит на водоразделы, на контакте появляются слабосваренные туфоподобные игнимбриты, а в глубоких врезках, наоборот, мощность игнимбритовой фации уменьшается, почти полностью исчезают стекла (см. рис. 10) и увеличивается степень сваренности основной массы пород.

От контактов внутрь массива игнимбриты сменяются вначале фацией флюидалных кристаллокластических дацитов, а затем, по мере роста кристалличности основной массы пород, – фацией флюидално-тневых и массивных кристаллокластических дацитов.

Такая же смена фаций в центральной части массива происходит в

вертикальном направлении. Здесь на водоразделах, на отметках 1800–1900 м и выше, залегают породы фации водораздельных игнимбритов. Переход от кристаллокластических дацитов к кристаллокластическим игнимбрикам дацитов здесь изучен во многих местах в непрерывных коренных выходах. Наблюдается сквозная крутая столбчатая отдельность, просматривающаяся непрерывно на сотни метров. С появлением игнимбритовых структур возрастает плотность трещин, перпендикулярных столбчатой отдельности до появления в этой плоскости тонкой плитчатости. Механические свойства пород при этом ощутимо меняются и при субгоризонтальном положении переходной зоны она довольно четко начинает выделяться в рельефе за счет уступа и перегиба профиля склона. Иногда появляется несколько параллельных, слабо выраженных уступов, связанных, очевидно, с некоторой расслоенностью пород по текстурно-структурным признакам, что еще больше создает видимость поточного строения водораздельных игнимбритов. На левобережье ручья Юркий среди водораздельных игнимбритов закартирована горизонтальная септа порфиорокластических игнимбритов и гиаоигнимбритов липаритового состава. Протяженность ее выходов (при мощности 50–100 м) более 2 км. Породы септы резко отличаются от вмещающих кристаллокластических игнимбритов. Контакт эруптивный, с захватом и в кровле и подошве ксенолитов из пород септы. Очевидно, появление септы связано с расклиниванием и отслоением пород кровли.

Гранодиорит-порфиры в пределах Атарбайского массива образуют субгоризонтальную залежь мощностью 200–300 м, круто выклинивающуюся к центральному куполу массива и постепенно – на юго-западном фланге массива. По петрогеохимическому составу они так же, как и в Верхне-Аллахском субинтрузиве, абсолютно идентичны вмещающим их кристаллокластическим дацитам, однако взаимоотношения с последними далеко не однозначные. Переходная зона перегородчатых дацитов здесь составляет лишь десятки сантиметров и явно обязана собирательной перекристаллизации кристаллокластических дацитов. И визуально граница гранодиорит-порфиров и дацитов смотрится довольно четко. В то же время следует заметить, что призматическая столбчатая отдельность, хорошо выраженная в кристаллокластических дацитах, пересекает, не трансформируясь, гранодиорит-порфиры. Это, а также тот факт, что положение гранодиоритовой залежи контролируется положением внутренней фации массивных и флюидално-теневого кристаллокластических дацитов, склоняет в пользу фациальной их природы. Отметим также, что нигде не обнаружены корни гранодиорит-порфировой залежи. Нижний и верхний контакты залежи хорошо видны на местности и прекрасно картируются. Контакты гранодиорит-порфиров при общем субгоризонтальном их положении, сохраняющемся даже в периферийных частях массива, всегда неровные, с заливами и крутыми перегибами. На крупноплановых обнажениях видно, что наряду с неровностями (0,2–3 м) имеется волнистость (часто крутая) с амплитудой в десятки метров. Отметим также отсутствие в гранодиорит-порфирах ориентированных структур и эндоконтактной зональности. Последняя наблюдается только на юго-западном фланге залежи в местах ее постепенного выклинивания.

Зональность проявляется в образовании вблизи контактов пустот и в меньшей раскристаллизации основной массы пород. В центре массива, где происходит выклинивание основной гранодиорит-порфировой залежи, отмечаются дайкоподобные выходы гранодиорит-порфиров. Отдельные небольшие по мощности тела имеют тупое торцовое выклинивание.

При общей округлой в плане формы и центриклинальном залегании подошвы массива напрашивалась мысль, что его корневая зона расположена в центре структуры. Ориентировка же флюидальности однозначно указывает, что корневая зона расположена в периферической части массива и имеет дуговую форму (возможно, кольцевую¹), а в центре расположено куполовидное поднятие. Такое строение субинтрузива подчеркивают также особенности пространственного распределения фаций. В корневой зоне преобладают породы с более кристаллической основной массой, а в центре – более стекловатые, включая фацию водораздельных игнимбритов. В направлении центрального купола произошло также довольно резкое выклинивание горизонтальной залежи гранодиорит-порфиров. Следует, однако, отметить, что тесная связь ориентировки флюидальности с фациальными границами отмечается лишь в эндоконтактной зоне и с фацией водораздельных игнимбритов. Связано это, очевидно, с тем, что между образованием структур течения и становлением фациальной обстановки существовал временной разрыв, обусловивший относительную автономность этих процессов.

Юрин-Каменушинская группа субвулканических интрузий, включающая Юринский, Таланджинский и Каменушинский массивы, расположена на юге Буреинского массива в бассейне верхнего течения рек Юрин и Каменушка. Субвулканическая природа этих образований была установлена при геолого-съёмочных работах при участии автора (Евтушенко и др., 1968, 1970 гг.). Ранее эти породы относились к вулканическим покровам и включались в состав верхнемеловой обманьской свиты. По текстурно-структурным особенностям пород эти субинтрузивные массивы полностью аналогичны вышеописанным Верхне-Аллахскому и Атарбайскому массивам, отличает их только липаритовый состав ($\text{SiO}_2 - 72-75\%$). Краткие сведения о петрографическом составе и строении этих массивов содержатся в работах [Мишин, 1970, 1982], остается лишь подчеркнуть уже наметившиеся закономерности строения этого типа субинтрузивов и отметить новые факты, позволяющие достроить обобщенную модель.

Юринский массив в современном эрозионном срезе представляет серию разобщенных тел площадью от 1–2 км² до 40 км², образующих ареал площадью 80 км² (рис. 11, см. вкл.). Вмещающими породами для него являются протерозойские метаморфические породы, и палеозойские гранитоиды. В пологозалегающих частях массива на отдельных участках отмечаются маломощные (первые метры) прослой ("примазки") вулканических и вулканогенно-осадочных пород, хотя в ближайшем обрамлении выходы вулканогенного чехла не известны. Южная, наименее эродированная, часть массива представляет собой монолитное тело, вытянутое на 14 км при ширине 1–7 км. В поперечном сечении оно имеет грибообразную

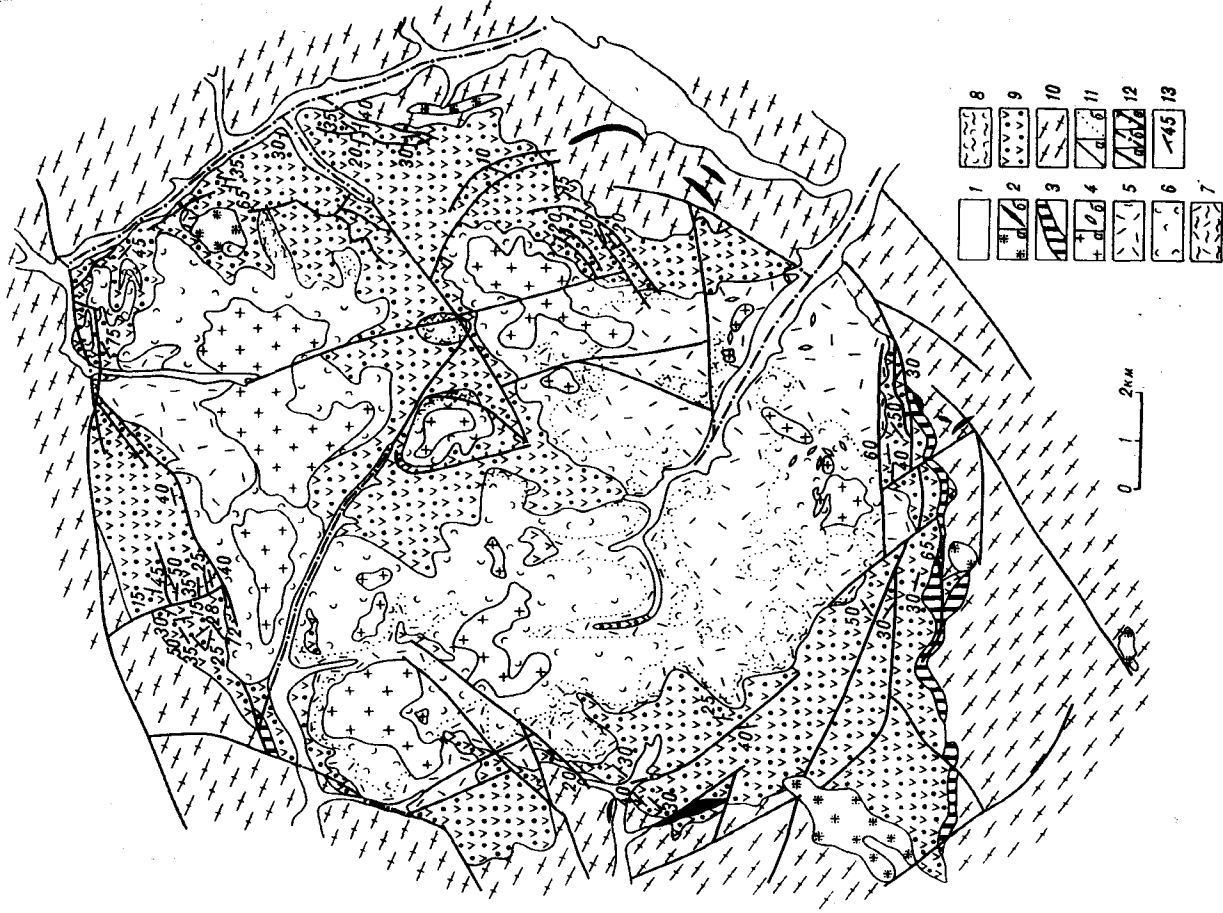
¹ Структурными исследованиями не был охвачен северный фланг массива.

форму — крутопадающая осевая зона и сравнительно полого погружающаяся к центру фланги. К последним причислены "примазки" вулканитов, сложенные андезитами или туфогенно-осадочными породами.

В этом теле хорошо выражена вертикальная слоистость, проявляющаяся в постепенной смене снизу вверх стекловатых средневкрапленниковых липаритов с игнимбритовой основной массой, иногда на контакте с узкой (до 1–2 м) зоной стекол или фациально их замещающих эруптивных брекчий, вначале такими же риолитами, но с флюидалной основной массой, затем крупновкрапленниковыми риолитами с двумя генерациями вкрапленников (ранняя протоклазированные и новая, связанная с дорастанием вкрапленников первой генерации и перекристаллизацией основной массы).

Эти породы имеют уже полнокристаллическую структуру и могут быть названы апориолитовыми гранит-порфирами. По структуре они близки фации перегородчатых дацитов Верхне-Аллахского субинтрузива. Крупновкрапленниковые риолиты постепенно сменяются гранит-порфирами с гломеропорфировыми структурами вкрапленников и микрогранитовой основной массой. В разрезе юго-западной части массива отмечается симметричное повторение фаций. Здесь на водоразделах выше крупно- и средневкрапленниковых риолитов установлены горизонтальные "нашлепки" фаций водораздельных игнимбритов, однако на основной площади разрез субинтрузива завершается гранит-порфирами, бронирующими водораздельные пространства. Субгоризонтальное залегание гранит-порфиров, постепенные переходы к липаритам и отсутствие выходов гранит-порфиров в крутопадающих некковых частях субинтрузива указывают на бескорневой характер гранит-порфировой фациальной зоны. Положению контактовой поверхности подчинена только фация приподошвенных игнимбритов, имеющая в Яуринском массиве незначительную мощность (местами она полностью выклинивается).

В северной, наиболее эродированной части массива, сохранились главным образом крутопадающие воронко- и дайкообразные тела и мелкие дайки. В непосредственной близости от основного тела они соединяются с ним пологозалегающими маломощными перемычками, свидетельствующими о том, что ранее это был единый массив. О том же говорит идентичность их химического и петрографического состава. Крутопадающие тела представлены флюидалными средневкрапленниковыми и кристаллокластическими риолитами, игнимбритами, туффизитами и взрывными брекчиями. Часть из последних, судя по наличию в обрамлении непременных брекчий, связана с закрытыми эксплозиями. Крутопадающие тела концентрируются главным образом в краевой части ареала и образуют вместе с корневой зоной основного тела кольцо диаметром около 7 км. Часть корневых структур (такие, как неки Безымянный и Туманный) изучены на глубину [Волков, 1963]. В поперечном сечении они имеют клиновидную форму и по падению сменяются густой сетью даек такого же состава. Таким образом, в Яуринском массиве сверху вниз выделяется три зоны: пологозалегающая плита, верхняя корневая зона воронкообразных и дайкообразных тел с клиновидными сечениями и нижняя дайковая корневая зона.



Каменушинский массив слагает центральную часть одноименной вулканогенно-тектонической депрессии. Каменушинская кальдера имеет форму овала (размер 21 × 13 км), ориентированного длинной осью в северо-восточном направлении. Фундаментом служат кристаллические породы, представленные гнейсами уральской свиты (нижний протерозой) и палеозойскими гранитоидами. Кальдера сложена меловыми вулканогенными отложениями, расчлененными на серию свит и толщ (рис. 12). В основании залегают андезиты и андезито-базальты станолірской свиты, которые перекрыты выдержанным по площади покровом игнимбритов риолитового состава солонечной свиты. Игнимбриды представлены порфи́ро- и гиалоигнимбридами отчетливо поточного строения.

Верхняя часть разреза, выделенная в составе юринской свиты, сложена преимущественно тонкофлюидальными афировыми и редковкрапленниковыми риолитами, разделенными покровом андезитов и андезито-дацитов на две пачки. В основании юринской свиты залегают туфогенно-осадочные породы мощностью до 200 м с флорой нижнего мела. Часть выходов тонкофлюидальных риолитов, возможно, имеют субвулканическую природу. Стратифицированные вулканогенные образования залегают центриклинально под углами 10–40°. Резко возрастает крутизна залегания пород на южном фланге структуры, где на отдельных участках породы поставлены на голову. Многочисленные разломы образуют дуговую и радиальные системы. Часть дуговых разломов залечена дайками. Смещения по отдельным разломам в обрамлении кальдеры достигают сотен метров. Широко представлены субгоризонтальные срывы с направленностью смещений от центра к обрамлению.

Принципиальный разрез Каменушинского массива дан в работе [Мишин, 1982]. В целом это плитообразное тело имеет площадь 100 км², мощность около 1 км. Вмещающие его породы представлены меловыми вулканогенными образованиями, и на ограниченных участках субинтрузивные породы контактируют с кристаллическими породами фундамента. Ось максимальных погружений подошвы и, очевидно, корневая зона так же, как и в Атарбайском и Юринском массивах, имеет кольцевое расположение в периферийной части массива, причем максимальные погружения подошвы отмечаются на юге и севере массива. С внешней стороны кольца подошва имеет довольно крутое (до 60–80°) погружение к осевой линии, а с внутренней стороны, от осевой линии к центру,

Рис. 12. Схематическая геологическая карта Каменушинской вулканогенно-тектонической депрессии

1 – аллювиальные отложения; 2, 3 – субвулканические интрузии второго этапа (K₂); 2 – интрузии (а) и дайки (б) гранит-порфиров; 3 – дайки и пластовые тела фельзитов; 4–8 – Каменушинский субвулканический массив (K₂); 4 – гранит-порфиры (а) и их немасштабные выходы (б), 5 – риолиты средневкрапленниковые, 6 – фельзиты и редковкрапленниковые риолиты, 7 – риолиты с игнимбритовыми структурами, 8 – фельзиты с игнимбритовыми структурами; 9 – стратифицированные вулканогенные отложения (K₁–K₂); 10 – породы кристаллического фундамента – гнейсы (Pt) и гранитоиды (Pz₁–Pz₃); 11 – геологические границы: резкие (а) и постепенные (б); 12 – разломы установленные (а), предполагаемые (б) и с установленным наклоном сместителя (в); 13 – наклонное залегание слоистости и контактов

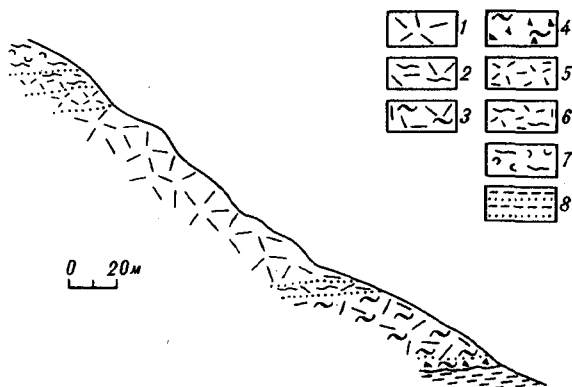


Рис. 13. Разрез приподошвенной части Каменушинского субвулканического интрузива (скальные выходы руч. Хомколдун)

1–4 – риолиты: 1 – массивные, 2 – флюидалные, 3 – с игнимбритовыми структурами, 4 – с игнимбритовыми структурами, насыщенными обломками вмещающих пород; 5–6 – редко-вкрапленниковые риолиты: 5 – массивные, 6 – флюидалные; 7 – флюидалные фельзиты; 8 – туфогенно-осадочные породы яуринской свиты

происходит плавное, согласное с вмещающими породами воздымание ее с отметок 600–700 м до 900–1000 м, где субвулканические породы образуют разобщенные субгоризонтально залегающие эрозионные останцы. Вмещающие породы в центре массива также образуют куполовидное вздутие. Судя по результатам параметрического бурения, кристаллический фундамент тоже формирует в центре кальдеры купол, а максимальное погружение его до 1000 м отмечается в краевых частях структуры. Конформность подошвы субинтрузива контактной поверхности стратифицированных отложений с породами фундамента и с внутренней стратификацией вулканогенных толщ свидетельствует, что образование кальдеры связано с формированием субинтрузива.

Своеобразен фациальный состав Каменушинского массива, в нем накладывается не два, как в ранее описанных массивах, а три достаточно самостоятельных типа структурно-петрографической зональности. Зональность первого типа связана с изменением от контактов к центру структуры основной массы пород от игнимбритовой к флюидалной и затем к теневой флюидалной и к массивной. Эта зональность согласна контактовым поверхностям и ориентировке флюидалности. Зональность второго типа обусловлена изменением кристалличности основной массы пород (от витрофировой до крупнофельзитовой) от контактов к центру и снизу вверх. При этом на фоне общей тенденции увеличения от подошвы вверх кристалличности основной массы пород отмечаются ритмичные колебания кристалличности как на микроуровне [Мишин, 1982], так и на макроуровне [Кравченко, 1977], связанные, очевидно, со струйчатым распределением летучих компонентов [Волынец, 1973]. Эти два типа зональности довольно тесно сопряжены друг с другом, особенно в приконтактных

зонах. Третий тип зональности определяется гипсометрическим положением и не зависит от ориентировки подошвы. Он связан с уменьшением снизу вверх количества и размера вкрапленников. Нижние уровни субинтрузива до отметок 800 м сложены средневкрапленниковыми липаритами, которые вверх через переходную зону мощностью 5–20 м, редко-мелковкрапленниковых липаритов, сменяются афировыми фельзитовыми породами (рис. 13). Переходная зона имеет довольно выдержанное горизонтальное положение. Отклонения от горизонтальности отмечаются лишь над корневыми зонами на южном и северном флангах массива, где густовкрапленниковые липариты образуют пологие купола, и фельзитовая фация поднимается на более высокие абсолютные отметки. Такое распределение вкрапленников можно было бы связать с их гравитационной отсадкой, однако непрерывность изменения (наряду с количеством) размеров и морфологии вкрапленников отвергает эту гипотезу. Остается предположить, что вкрапленники в переходной зоне – это рститы после растворения или зародышевые формы.

Гранит-порфиры в Каменушинском массиве также имеют горизонтальное залегание. Современными врезами гранит-порфировая залежь расчленена на отдельные эрозионные останцы, бронирующие водоразделы почти на одних гипсометрических отметках (1000 м). Мощность в сохранившейся от эрозии части гранит-порфирового тела достигает 200 м. Макроскопически контакт гранит-порфиров и фельзитов четкий, но в шлифах обнаруживается, что состав и зернистость основной массы гранит-порфиров и вмещающих их фельзитов сходны, и граница улавливается только по появлению вкрапленников. И связано это (наряду с одинаковым химическим составом) с тем, что в фельзитах по мере приближения к гранит-порфирам значительно увеличивается их кристалличность до появления микрогранитных или микроаплитовых структур, хотя в самих гранит-порфирах эндоконтактовая зональность отсутствует.

Еще более постепенными оказываются границы гранит-порфиров на тех редких участках, где они контактируют прямо с риолитами, так как в риолитах по мере приближения к гранит-порфирам не только возрастает зернистость основной массы, но и увеличивается размер вкрапленников. Наряду с описанной пластовой залежью гранит-порфиров в периферийных частях массива, а также в обрамлении Каменушинской структуры отмечаются секущие тела гранит-порфиров и фельзитов. Однако они несколько отличаются по петрохимическому и петрографическому составу и главное имеют эндоконтактовую зональность, проявленную в изменении размерности как вкрапленников, так и основной массы. Эти граниты, очевидно, представляют новый заключительный этап в эволюции рассматриваемых магматогенных зон и могут быть сопоставимы с гранитоидами и гранит-порфировыми дайками, прорывающими Верхне-Аллахский массив.

В Каменушинском массиве так же, как и в других рассмотренных объектах, кровля под фельзитами и даже гранит-порфирами отсутствует, однако в краевой северо-восточной части на выклинивании массива установлены многоэтажные пластовые апофизы и участки кровли, представляющие собой слабо перемещенные блоки вмещающих пород

размером в десятки и сотни квадратных метров, сцементированные стеклами [Мишин, 1982].

Таланджинский массив площадью 70 км² занимает центральную часть одноименной вулкано-тектонической депрессии, расположенной в 15 км западнее Каменушинской депрессии. Вулканогенные образования, выполняющие Таланджинскую вулкано-тектоническую депрессию, характеризуются так же пестротой и контрастностью петрографического состава, как и в Каменушинской структуре. Единственным надежным маркером позволяющим сопоставлять эти вулканические структуры, являются игнимбриты солонечной свиты. Разрез Таланджинской структуры осложняется появлением на ее западном фланге под игнимбритами солонечной свиты толщи биотитовых дацитов, отнесенных к Каменушинской свите. Юринская свита в Таланджинской структуре представлена преимущественно туфами риолитов и туфогенно-осадочными породами. В основании свиты залегает покров оливиновых базальтов с маломощными прослоями шлаковых туфов. Верхняя часть разреза юринской свиты, обнажающаяся из-под пологозалегających субвулканических риолитов, образована практически не литофицированной пирокластикой. Наблюдаются две разновидности пирокластических отложений: кристаллопепловые несортированные отложения; то же, но с обломками и глыбами округлой формы, представленными преимущественно игнимбритами. По составу кристаллокластов и глыб игнимбритов эти отложения схожи с субвулканическими риолитами. Возможно, это ранние, вырвавшиеся на поверхность порции расплава, формировавшие субинтрузив.

Основные типоморфные особенности рассматриваемой группы субвулканических интрузий в равной мере присущи и Таланджинскому массиву (рис. 14, см. вкл.). Отличает его прежде всего слабый эрозионный срез. Наиболее погруженная его часть с крутыми контактами и флюидалностью расположена в крайней юго-восточной части массива. Сложена она флюидалными и массивными кристаллокластическими риолитами с относительно маломощной фацией приподошвенных игнимбритов. Еще два небольших участка имеются в краевой части массива, где развита фация флюидалных риолитов. Большая же часть массива сложена риолитами с типичными игнимбритовыми структурами основной массы.

Характерная черта Таланджинского массива – присутствие внутри его протяженных маломощных пологозалегających прослоев рыхлой пирокластики, такой же по составу, как и подстилающие породы. В рельефе им соответствуют протяженные уступы, в целом создающие видимость поточного строения. Подобное расщепление на пластовые апофизы отмечается и в краевых частях массива. Изучение взаимоотношений игнимбритов с рыхлой пирокластикой показывает, что со стороны субинтрузива игнимбриты на контакте с пирокластикой сменяются стеклами, мощность которых достигает десятка метров. Но поскольку вмещающие породы рыхлые, то непосредственно у контактов стекла блокируются и облекаются пирокластикой; вдобавок они обычно осложнены разломами, поэтому достоверно их соотношения не установлены. Однако наличие со стороны риолитов полной зональности и снизу и сверху пирокластических прослоев, а также монолитный характер массива на большую мощность

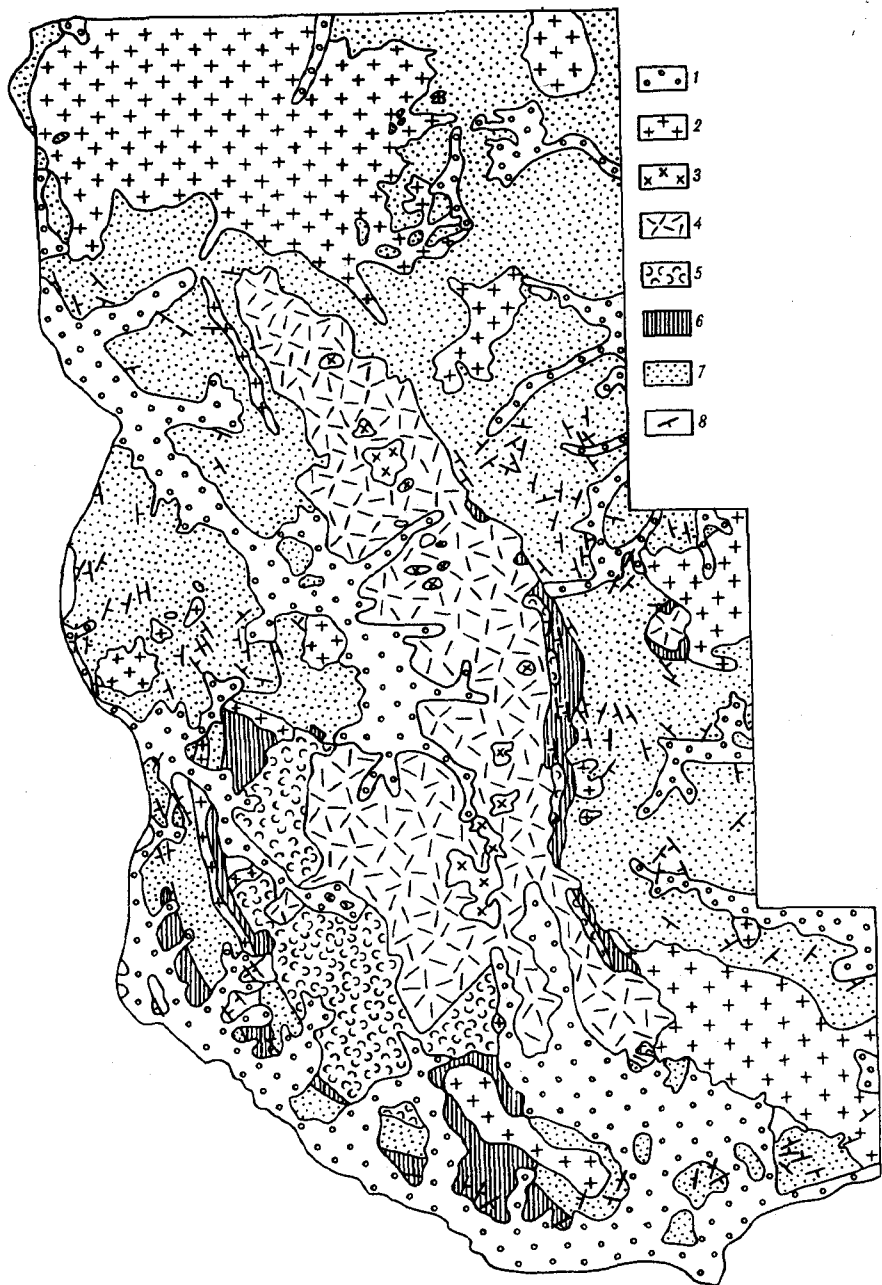


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Тарынского массива (составлена по материалам ГСП)

1 – рыхлые отложения; 2 – постсубвулканические гранитоиды; 3–5 – Тарынский массив: 3 – гранодиорит-порфиры, 4 – дациты, 5 – вулканогенные отложения; 6–7 – терригенные отложения верхоянского комплекса юрского (6) и триасового (7) возраста; 8 – залегание слоистости

на его южном фланге, где массив вскрыт на максимальную глубину (400 м), свидетельствует в пользу субвулканической природы этого массива, хотя внедрение в рыхлую пирокластику делает несколько условным само деление пород на покровные и субвулканические.

В бассейне р. Кайболок субвулканические риолиты прорваны штокообразным телом гранит-порфиров (площадь 4 км²), которое по наличию резких границ и эндоконтактной зональности может быть сопоставлено с гранит-порфирами второго этапа каменушинской структуры. Ко второму этапу относятся также многочисленные (особенно на восточном фланге) дайки и силлы фельзитов и мелкокрапленниковых риолитов, прорывающие субинтрузивные породы.

Тарынский массив. В пределах Яно-Калымской складчатой системы в зоне главного батолитового пояса известна серия субинтрузивов, сопоставимых по площади с самими батолитами. Судя по имеющимся описаниям Тарынского, Буордахского, Сары-Кыллахского и Хатысского массивов [Рудич, 1959, 1966, 1978], строение этих субинтрузивов сходно. Самый крупный из них Тарынский массив, расположенный в осевой части хребта Сарычева, имеет площадь 1300 км², а вместе с гранитным обрамлением площадь этого магматического ареала составляет 12 000 км² (рис. 15). Вмещают Тарынский массив юрско-триасовые терригенные отложения Верхоянского комплекса и несогласно перекрывающие их вулканогенные отложения позднеюрского возраста. Массив сложен однотонными гиперстеновыми, реже биотит-гиперстеновыми дацитами с отдельными мелкими телами гранодиорит-порфиров.

В отличие от ранее описанных субинтрузивов, имеющих в плане изометричную форму, Тарынский массив сильно вытянут в меридиональном направлении.

С целью расшифровки внутреннего строения и выяснения механизма формирования субинтрузива было проведено детальное структурное картирование центрального его сегмента, охватывающего бассейн р. Аид (правый приток р. Б. Тарын) (рис. 16, см. вкл.).

Структура Тарынского массива, состав и взаимоотношения его с вмещающими породами, несмотря на внешнее различие, оказались во многом сходными с ранее описанными субинтрузивами, особенно с Верхне-Аллахским и Атарбайским субинтрузивными массивами.

Западный контакт массива тектонический. Алевролиты на этом фланге, судя по редким коренным выходам, обнажающимся из-под ледниковых отложений, сильно расланцованы с крутым погружением сланцеватости под массив. Восточный фланг хорошо обнажен и изучен более детально. Здесь терригенные отложения верхоянского комплекса смяты в брахиформные складки, но вблизи контакта (в зоне 1 км) приобретают выдержанное моноклинальное залегание с простиранием, параллельным контакту и с падением 30–70° (в среднем 50°) под массив. Между субвулканическими дацитами и терригенными породами во многих местах сохранились маломощные (до 100 м) линзы вулканогенных образований, представленные туфами, игнимбритами и лавами риолит-дацитового состава. Покровные вулканы резко отличаются от субвулканических дацитов фациальной пестротой и более высокой окисленностью железа.

Замеры флюидальности и контактов внутри выходов вулканитов согласны с залеганием терригенных пород и с контактовой поверхностью субинтрузива. Судя по материалам предшественников, такое согласное залегание вмещающих пород с падением под субинтрузив сохраняется и в других частях массива (см. рис. 15). В целом вмещающие породы образуют подобие синклинальной структуры субмеридионального простирания, в осевой части которой расположен субинтрузив. Зона влияния субинтрузива, выражающаяся в согласном залегании пород, прослеживается на 1–2 км. В удаленном обрамлении триасовые отложения имеют совершенно иной структурный план – они смяты в брахиформные складки с преимущественно широтным их простиранием.

Весьма своеобразное строение имеет эндоконтактная зона массива. Сам контакт четкий, согласный; в зоне экзоконтакта мощностью около 20 см алевролиты послойно инъецированы дацитами. Мощность инъекций от нескольких миллиметров до 1–2 см. Далее, внутрь массива, на расстоянии 2–3 км дациты насыщены протяженными (до 3 км) маломощными (от первых метров до 0,5 км) согласными септами алевролитов и реже вулканитов кислого состава. Характерно, что и наиболее крупные ксенолиты имеют также преимущественно уплощенную пластинчатую форму. Эти факты, как и сам характер контакта, показывают, что внедрение магмы происходило преимущественно в виде послойных инъекций, а дробление вмещающих пород имело подчиненное значение.

Следует заметить, что какой-либо закономерности в перемежаемости септ алевролитов и вулканитов нет; по-видимому большинство септ бескорневые, оторванные от субстрата отторженцы. Размеры септ закономерно убывают от контактов к центру массива. За пределами двухкилометровой эндоконтактной зоны септы исчезают полностью.

Массовые замеры флюидальности и совпадающих с ней гомеогенных включений и уплощенных ксенолитов, полученные частично на обнажениях, а в основном в шлифах и образцах, достаточно убедительно говорят о морфологии массива и элементах его внутренней структуры. Так же, как и в других вышеописанных субинтрузивах, максимальное погружение подошвы Тарынского субинтрузивного массива фиксируется в его краевых частях. Осевая зона массива, судя по замерам флюидальности, представляет собой валоподобный выступ подошвы. В краевых (корневых) частях массива флюидальность характеризуется исключительно выдержанным центриклинальным залеганием, в то время как в пределах осевого валоподобного выступа при общем перекинальном залегании пород отмечается значительная изменчивость залегания флюидальности как по простиранию, так и в углах падения. Судя по немногочисленным, но однонаправленным замерам шарниров микроскладок, поступление расплава в западной корневой зоне происходило не строго снизу вверх, а с небольшим отклонением на юг. В восточной корневой зоне сделать замеры линейности не удалось.

В области осевого выступа дациты участками сильно насыщены ксенолитами алевролитов. Такие породы протягиваются наподобие струй вдоль оси массива. На левобережье руч. Брусничного (правый приток р. Аид) в коренных выходах наблюдается переход от дацитов, насы-

ценных ксенолитами, к алевролитовому монолиту (септе). Характер взаимоотношений дацитов с алевролитами свидетельствует о том, что последние подверглись плавлению, а изолированные ксенолиты алевролитов — это практически не перемещенные фрагменты алевролитового основания. Обнажение алевролитов на левобережье руч. Брусничного, очевидно, следует рассматривать как выход подошвы массива в виде фрагмента крупной, возможно частично перемещенной септы. Дациты, обогащенные ксенолитами, представляют подобие шельфа над такими септами-выступами.

Далее на север, в створе выходов дацитов, обогащенных ксенолитами, и алевролитовых выходов левобережья руч. Брусничного отдельные изолированные выходы алевролитов обнажаются во врезях ручьев Брусничного (правый борт), Утара и Хазаранджа, в целом подтверждая наличие валоподобного выступа фундамента в осевой части Тарынского массива.

По степени кристалличности и другим структурным признакам дациты Тарынского массива в сравнении с другими нижеописанными субинтрузивами дифференцированы значительно слабее. Отсутствуют эндоконтактные стекла, а игнимбритовые структуры, причем сильноосваренные, переходные к флюидальным, различаются лишь в непосредственной близости от контакта (первые десятки сантиметров). Фация водораздельных игнимбритов в современном срезе также не установлена. Эндоконтактные зоны и центральную часть изученной части массива слагают стекловатые дациты с фельзитовой и криптофельзитовой основной массой и флюидальной структурой. В корневых зонах породы имеют более высокую кристалличность — это крупнофельзитовые до микроаплитовых и микропойкилитовых структуры с эвтектоидным соотношением кварца и калишпата.

Дациты западной и восточной корневых зон несколько различаются по характеру структур. В западной зоне преобладают породы с такситовыми текстурами. В них участки микроаплитового сложения чередуются с участками с крупнофельзитовой структурой. Иногда дациты приобретают полосчатое строение и насыщены гомеогенными включениями линзовидно-широковидной формы, которые по структурам и составу близки к гранодиорит-порфирам. Размер гомеогенных включений колеблется от нескольких сантиметров до 20–30 см. Границы их нечеткие. Дациты восточной корневой зоны различаются более однородными микропойкилитовыми структурами, иногда со слабо выраженной теневой флюидальностью. Гомеогенные включения в них также имеются, но встречаются значительно реже, в западной зоне.

Судя по тому, что в водораздельных частях массива ореол относительно раскристаллизованных пород расширяется, а во врезях значительно (иногда до полного исчезновения) сужается, можно предположить выклинивание на глубине фации с микроаплитовыми структурами. В корневых зонах имеет место лишь некоторое относительное погружение фронта кристаллизации, очевидно, за счет большего объема расплава и вследствие этого более медленного его остывания.

Гранодиорит-порфиры в Тарынском массиве, в отличие от нижеописанных

санных субинтрузивов, не образуют единой монолитной залежи. Это серия мелких рассредоточенных выходов размером от десятков метров до десятков сантиметров. Относительно крупные тела имеют преимущественно силлоподобную форму. Мелкие выделения гранодиорит-порфиров образуют подобие гнезд, пластовых тел с тупыми ограничениями и т.п. (рис. 17). Контакты их с дацитами преимущественно четкие, но иногда макроскопически граница их с дацитами улавливается с большим трудом, так как дациты вблизи выходов гранодиорит-порфиров имеют максимальную кристалличность основной массы с перегородчатыми структурами непосредственно у контакта. В целом все установленные выходы гранодиорит-порфиров контролируются зоной развития относительно раскристаллизованных дацитов. Характерно, что гранодиорит-порфиры в зоне развития дацитов, обогащенных ксенолитами, также насыщены обломками алевролитов, иногда довольно крупными (до 10 см). Форма ксенолитов, особенно крупных, так же, как и в дацитах, преимущественно уплощенная. Эти данные наряду с морфологией мелких тел — убедительное свидетельство бескорневой природы гранодиорит-порфиров, это следствие особых условий кристаллизации (остаточные микрокамеры).

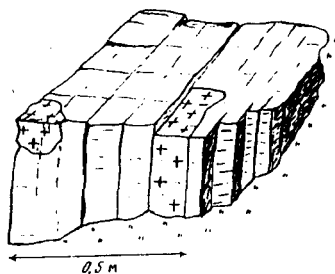


Рис. 17. Брусчатые и гнездообразные выделения гранодиорит-порфиров в дацитах

Несмотря на гигантские размеры, Тарынский массив следует рассматривать как сильно эродированный, во всяком случае срез его проходит ниже зоны развития центральной пластовой залежи гранодиорит-порфиров.

В Тарынском массиве хорошо выражена столбчатая отдельность. Залегание ее не согласуется с ориентировкой флюиальности. Если флюиальность имеет в основном крутые углы, то столбчатость ориентирована субвертикально. Максимальные углы наклона трещин, перпендикулярных столбчатой отдельности, достигают 30° , причем на западе падение преимущественно в западных румбах, а в восточной половине массива — восточное, и в целом по немногочисленным имеющимся замерам трещины, перпендикулярные столбчатости, образуют пологую антиклинальную структуру с осью, примерно совпадающей с таковой, выделяемой по флюиальности. В осевой части наклоны столбчатости так же, как и флюиальность, не выдержаны ни по простиранию, ни по падению.

Таким образом, в строении Тарынского массива просматриваются три

разновременных структурных плана. Первый структурный план образуется в результате течения расплава, второй – в процессе кристаллизации, третий связан с окончательным остыванием субинтрузива, имевшего, очевидно, пластовую форму с двумя корневыми зонами.

Изученные субвулканические массивы обнаруживают большое сходство. Имеющиеся между ними различия связаны главным образом с уровнем эрозионного среза и глубиной становления, поэтому суммарное их рассмотрение позволяет с большой достоверностью построить обобщающую модель для этого типа субвулканических образований (рис. 18).

В вертикальном разрезе рассматриваемой магматогенной системы можно выделить четыре структурных уровня. Верхний уровень – это субинтрузивное плитообразное тело площадью в десятки и сотни квадратных километров при относительно небольшой (1–3 км) мощности. На глубине оно сменяется некковой зоной, представляющей собой серию крутопадающих изометричных и дайковых тел и трубок взрыва, постепенно выклинивающихся вниз. Эти тела располагаются по кольцу и трассируют наиболее погруженную часть субинтрузива. По падению некковая зона сменяется свитой даек, отдельные дайки располагаются в стороне от некков и, очевидно, напрямую соединялись с субинтрузивом. Четвертый уровень может быть намечен на основании геофизических данных. Подобного типа структурам соответствуют контрастные гравитационные минимумы. Расчеты, сделанные для Каменушинской и Хингано-Олонойской вулcano-тектонических депрессий, показывают, что эти аномалии не могут быть скомпенсированы поверхностными объектами, и следует ожидать на глубине гранитные тела [Брянский, 1985]. Для Каменушинской структуры максимальная глубина их по формуле плоскопараллельного слоя при разной, реально допустимой избыточной плотности, оценивается 1,4–3,3 км, для Хингано-Олонойской – 4,3–10,5 км. В рассмотренных магматогенных зонах им соответствуют тела гранитов и гранит-порфиров второго этапа, установленных в обрамлении и краевых частях Верхне-Аллахского, Каменушинского и Таланджинского массивов.

Наиболее полно оказался изученным верхний субвулканический уровень магматогенной системы – основной объект проведенного исследования.

Субинтрузии имеют чашеобразную форму с относительно крутыми (до 90°, в среднем 30°) бортами и пологим, как правило, осложненным центральным куполом днищем. Кровля, судя по положению фации водораздельных игнимбритов, имела выдержанное горизонтальное залегание. За счет центрального купола ось максимальных погружений подошвы субинтрузива смещена ближе к его периферии и имеет кольцевую форму. Вмещающие породы залегают конформно контактовой поверхности. Вблизи контакта они катаклазированы, породы же субинтрузива не нарушены и сохраняют первичное залегание. Особенно это хорошо видно по положению фациальных границ, которые сохраняют горизонтальность залегания даже вблизи круто наклоненных контактов, например гранодиорит-порфиры в Атарбайском массиве, гранит-порфиры и фельзит-

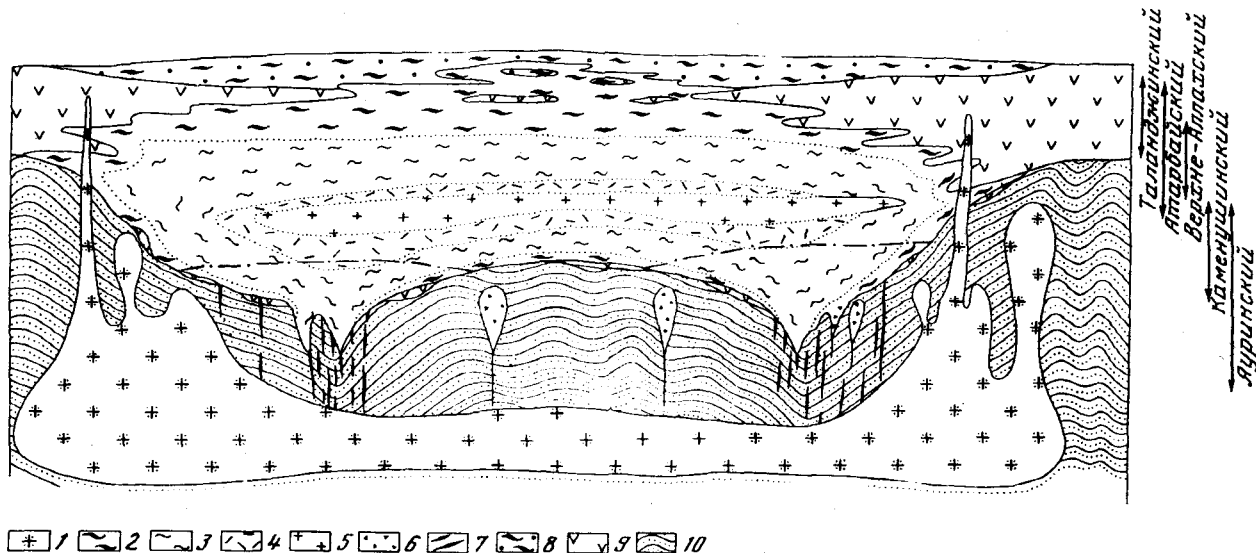


Рис. 18. Обобщенная модель субвулканического массива

1 – гранит-порфиры второго этапа; 2–7 – фации субинтрузивных пород первого этапа: 2 – с игнимбритовыми структурами, 3 – с флюидальными и массивными структурами, 4 – крупновкрапленниковые разности, 5 – гранит-порфиры (гранодиорит-порфиры), 6 – взрывные брекчи и туффзиты, 7 – дайки риолитов (дацитов); 8 – покровные игнимбриты и пирокластические отложения ранней стадии формирования магматогенной системы; 9 – породы вулканогенного чехла; 10 – породы фундамента. Сплошной линией показаны резкие границы, точками – фациальные, штрихпунктирной линией – положение переходной фельзит-порфировой фации в Каменушинском субинтрузиве

порфировая переходная фация в Каменушинском массиве. Эти данные — убедительное свидетельство того, что просадка подстилающих пород происходила синхронно с внедрением расплава. Отсюда вытекает важное следствие — субинтрузивные массивы, их размер и форма определяют размер и морфологию вмещающих их вулкано-тектонических депрессий и, по-видимому, последующую трансформацию глубинного очага. Внедрение расплава происходило главным образом межформационно на границе фундамента и вулканогенного чехла (Верхне-Аллахский, Атарбайский и Юринский массивы) или послойно в пределах вулканогенного разреза (Таланджинский и Каменушинский массивы). Проблема пространства решалась главным образом за счет просадки подошвы и частично за счет активного дробления и захвата вмещающих пород. Например, подсчеты, сделанные для Атарбайского массива, показывают, что в породах содержится 10–13% ксенолитов (без учета микроксенолитов и ксенокристаллов).

Симметричная зональность массивов показывает, что становление их происходило как единой остывающей единицы, и поэтому предположение о поточном строении [Кравченко, 1977] автоматически отпадает.

Достоверно кровля в центральных частях массива нигде не установлена, поэтому вопрос о субвулканической или экструзивной природе этих образований остается открытым. Однако преимущественно межформационная форма внедрения, присутствие септ вмещающих пород, резкие интрузивные контакты, иногда с брекчированием и захватом вмещающих пород, говорят об субинтрузивной их природе. В то же время большой объем слабо раскристаллизованных пород и присутствие на контактах стекол свидетельствуют об относительной открытости системы. Особенности строения Таланджинского массива наводят на мысль, что на значительных площадях кровлю могли образовывать покровные фации, в том числе и рыхлая пирокластика, связанные, очевидно, с прорывом магмы на поверхность на ранней стадии формирования субинтрузивов. Необходимо также учитывать, что все рассмотренные субинтрузивы располагаются в горных массивах, занимая их наиболее приподнятые части, а следовательно, подвергаются длительной эрозии. Кроме того, в слабо вскрытых эрозией массивах ввиду сходства петрографического облика пород и условий залегания (послойное внедрение), трудно, а порой невозможно различить покровные и субвулканические фации, да и само деление на покровные экструзивные и субвулканические породы для верхних уровней системы делается весьма условным.

Просмотр коллекции шлифов и имеющиеся описания показывают, что подобного типа субинтрузивные массивы имеют на востоке России весьма широкое распространение. Это, в частности, обманийский комплекс в Хингано-Олонойской депрессии, Гербинский массив в Баджальской вулканической зоне [Болотников и др., 1974; Лошак, 1977], Кисинский массив в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе [Митрофанов, 1987].

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД

Конкретные массивы имеют выдержанный дацитовый или риолитовый (реже андезитовый) состав, соответственно меняется и количественно-минералогический состав пород (табл. 1). Однако парагенезисы минералов у них однотипные. Особенно убедительно сходство этих пород проявляется в структурно-текстурных особенностях и направленности их изменения.

По текстурно-структурным особенностям породы приподошвенной и прикровлевой (водораздельной) фаций являются типичными порфири- или кристаллокластическими игнимбритами с характерными для этого класса пород протоклазом вкрапленников, ксенолитами, фьямме и с пепловыми, в различной степени сваренными структурами криптофельзитовой (до витрофировой) основной массы (рис. 19). В породах внутренних фаций (исключая гранит-гранодиорит-порфиновую) большинство из перечисленных признаков сохраняется, но снижается степень их выраженности. От краевых фаций к внутренним растет кристалличность основной массы от витрофировой к фельзитовой, затем к микроаллитовой или микроаллотриоморфно-зернистой, далее к перегородчатой и, наконец, к гипидиоморфно-зернистой в гранит-гранодиорит-порфировой центральной фации. С ростом кристалличности первичный структурный рисунок основной массы, связанный с течением расплава, постепенно затушевывается, но по тeneвым реликтовым фрагментам можно видеть, что одновременно с возрастанием кристалличности основной массы структурный рисунок ее меняется от игнимбритовой структуры к плейчатой, затем к пунктирно-флюидальной. В перегородчатой и гранит-гранодиорит-порфировой фациях первичные структуры течения не видны.

Содержание вкрапленников в породах колеблется от 20 до 70%, возрастая в дацитах по отношению к риолитам (см. табл. 1). Вкрапленники сильно протоклазированы и имеют оскольчатую форму. Чтобы оценить степень протоклаза, были сделаны массовые замеры количества вкрапленников в шлифах и вычислены для каждой фации средний размер зерен и количество вкрапленников на единицу площади. Распределение размеров зерен свидетельствует о том, что от внутренних фаций к внешним растет процент мелких зерен (рис. 20)². В этом же направлении увеличивается количество зерен на единицу площади и соответственно уменьшается средний размер вкрапленников (см. табл. 1). Эти факты убедительно свидетельствуют о том, что от центра массивов к внешним фациям растет степень раздробленности вкрапленников. Расчеты подтверждаются и наблюдениями в шлифах. Вкрапленники в эндоконтактовой зоне представлены разобщенными обломками первично идиоморфных кристаллов и очень редко фрагментами их сростков. К центру массивов, наряду с оскольчатыми зернами, появляются идиоморфные зерна и их сростки, а дробленные зерна, как правило, слабо растащены.

² Асимметричная форма гистограмм связана с тем, что измерялись не сами зерна, а их случайные срезы в шлифах.

Таблица 1

Количественный минеральный состав субинтрузивных пород

| Субинтрузивы | Фашии | Количество шлифов | Кварц | Плагиоклаз | Калинаптровый полевой шпат | Пироксены | Биотит | Ильменит | Амфибол | Основная масса | Диаметр вкрапленников, мм | Количество вкрапленников на 1 мм ² |
|------------------|--|--------------------|-------|------------|----------------------------|-----------|--------|----------|---------|----------------|---------------------------|---|
| Верхне-Аллахский | Игнимбриды дацитов | 6 | 3,7 | 28,3 | 5,2 | 1,5 | 3,0 | ед. 3 | 0,8 | 57,5 | 0,38 | 7,12 |
| | Кристаллокластические дациты | 7 | 5,5 | 27,5 | 6,0 | 1,3 | 1,8 | ед. 3 | 1,5 | 56,4 | 0,54 | 3,47 |
| | Перегородчатые дациты | 7 | 10,7 | 29,0 | 17,8 | ед. 3 | 3,0 | ед. 3 | 2,5 | 37,0 | 0,61 | 2,76 |
| | Основная масса кристаллокластических дацитов | 3 | 37,0 | — | 63,0 | — | — | — | — | — | — | — |
| Атарбайский | Гранодиорит-порфиры, гранодиориты | 3 | 23,5 | 47,0 | 19,1 | ед. 3 | 5,6 | ед. 3 | 4,8 | — | — | — |
| | Игнимбриды дацитов | 6 | 6,7 | 22,5 | 1,0 | 1,9 | 0,9 | — | — | 67,0 | 0,39 | 7,52 |
| | Кристаллокластические дациты | 7 | 9,47 | 21,79 | 1,22 | 1,9 | 0,8 | — | — | 64,82 | 0,44 | 7,07 |
| | Гомеогенные включения | 8 | 4,82 | 13,8 | ед. 3 | 0,3 | 1,1 | — | — | 79,38 | <u>1,46*</u> 0,51 | <u>0,56</u> 6,00 |
| | Гранодиорит-порфиры | 2 | 2,82 | 23,34 | 3,5 | 0,4 | 0,7 | — | — | 67,0 | — | — |
| | Основная масса в гранодиорит-порфирах | 6 | 36,0 | — | 65,0 | — | — | — | — | — | — | — |
| | Тарьинский | Игнимбриды дацитов | 3 | ед. 3 | 28,7 | 1,0 | 9,87 | ед. 3 | 3,8 | — | 56,6 | 0,37 |
| Яуринский | Кристаллокластические дациты | 4 | ед. 3 | 34,76 | 0,7 | 10,2 | — | 3,8 | — | 50,6 | 0,39 | — |
| | Игнимбриды риолитов | 37 | 7,3 | 0,2 | 12,2 | ед. 3 | 0,1 | — | — | 80,0 | — | — |
| | Кристаллокластические риолиты | 6 | 9,7 | 0,1 | 12,6 | — | 0,2 | — | — | 77,4 | — | — |
| Таланж-жинский | Перегородчатые риолиты | 7 | 7,3 | 0,1 | 30,6 | — | 0,2 | — | — | 61,8 | — | — |
| | Игнимбриды риолитов | 7 | 12,25 | 7,42 | 16,47 | 2,23 | — | — | — | 61,0 | 0,5 | 3,9 |

* Примечание. Над чертой — в основной массе, под чертой — в гомеогенных включениях.

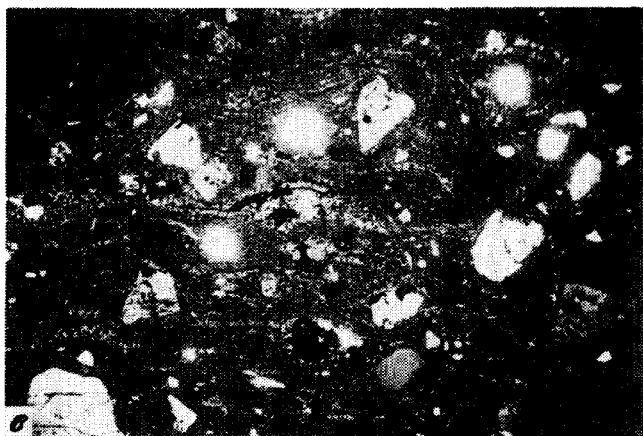
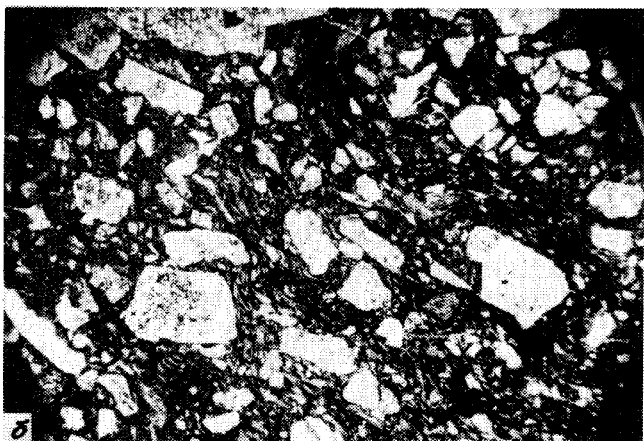
В то же время следует отметить наличие прямой линейной зависимости между средним размером вкрапленников и их содержанием (рис. 21). Эта зависимость может быть объяснена тем, что наряду с "зональностью" степени протоклаза существовала допротоклазовая зональность, связанная с более продвинутой кристаллизацией вкрапленников во внутренних зонах массива. Если сравнивать субинтрузии между собой, то нетрудно заметить (см. рис. 21) обратную тенденцию уменьшения размера зерен с ростом содержания вкрапленников. Эта зависимость, связанная со степенью протоклаза, указывает на то, что последний обусловлен главным образом трением течения и, возможно, лишь частично термическим растрескиванием [Короновский и др., 1978].

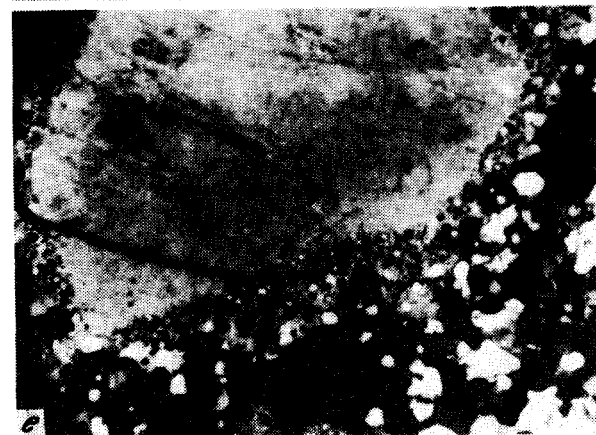
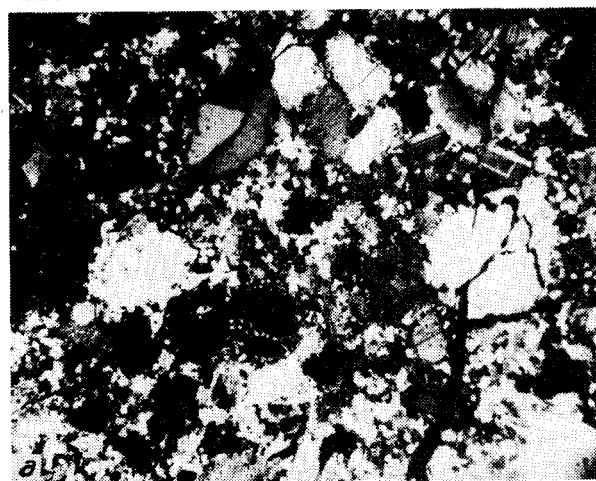
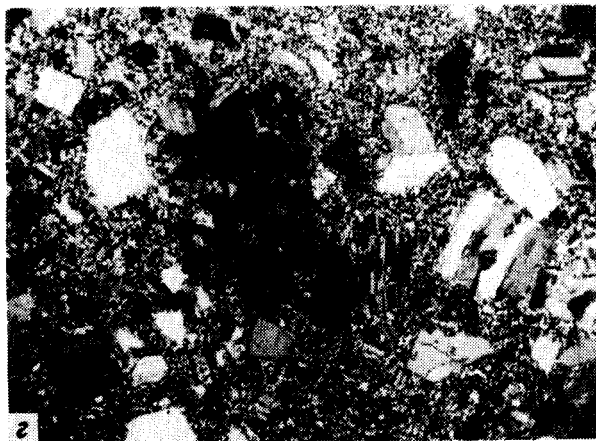
Следующий характерный признак рассматриваемых пород — это резорбция вкрапленников. Зерна кварца за счет многочисленных округлых или неправильной формы каверн и заливов приобретают причудливые, иногда ситовидные и скелетные формы. В кварце отсутствует зональность, поэтому бывает трудно определить, зародышевые ли это формы, или результат растворения ранее полностью ограненных кристаллов. Такие же структуры, хотя и менее ярко выраженные, отмечаются в щелочных полевых шпатах, в пироксенах и в плагиоклазах. В последнем случае по секущему положению каверн относительно зональности плагиоклазов однозначно можно судить, что каверны образовались в результате растворения ранее идиоморфных зерен. В стекловатых породах краевых фаций видно, что растворение зерен происходило до протоклаза. В породах же внутренних фаций протоклазированные зерна имеют закругленные углы, а в отдельных случаях наблюдаются волосяные фрагменты кристаллов, не подвергнутые дроблению. Это свидетельствует о том, что в центральных зонах массивов растворение продолжалось и после дробления. В целом растворение полевых шпатов, и особенно кварца, имело достаточно большие масштабы. Пироксены также растворялись, но чаще происходило их замещение амфиболом, биотитом и рудным минералом.

В игнимбритах приподошвенной и прикровлевой фаций отмечаются мелкие до (1 см) линзовидные фьямме с пламевидными окончаниями. К центральным частям массива фьямме становятся значительно крупнее и трансформируются постепенно в линзовидные гомеогенные обособления размером до 20 см. Границы гомеогенных включений так же, как и фьямме, нечеткие, но если контраст их по кристалличности с основной массой становится значительным, то они приобретают облик жестких

Рис. 19. Изменение структур течения и кристалличности пород от внешних фаций к внутренним

а, б — игнимбрита фаций: *а* — водораздельной, *б* — приподошвенной, Атарбайский массив, увел. 10 и 15, николи II; *в* — пунктирно-флюидальный риолит с фельзитовой основной массой, Юринский массив, увел. 15, николи +; *г-е* — Верхне-Аллахский массив: *г* — кристаллокластический дацит, основная масса, переходная от фельзитовой к микроаплитовой, в центре сильно корродированное зерно кварца, увел. 15, николи+; *д* — перегородчатый дацит, вел. 40, николи +; *е* — доращение протоклазированного вкрапленника КПШ, видно увеличение размера пойкиловключений кварца во внешней части каймы, увел. 80, николи +





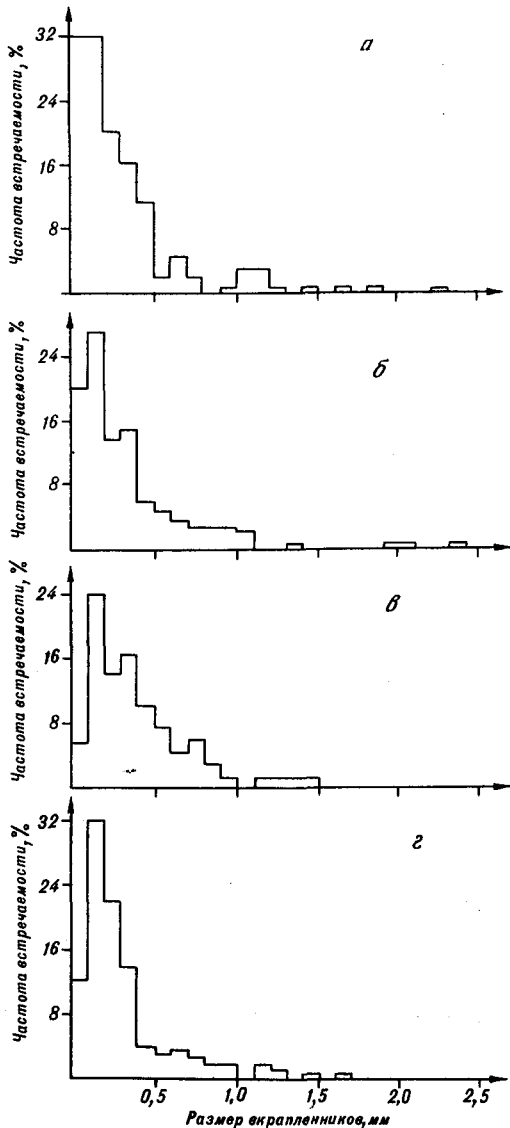


Рис. 20. Гистограммы размеров срезов вкрапленников в шлифах из различных фаций Атарбайского массива

а-г – фации: *а* – игнибритовая, *б* – кристаллокластических дацитов, *в* – перегородчатых дацитов, *г* – гранодиорит-порфиров

включений. По химическому составу, составу вкрапленников и акцессорному составу фьямме и гомеогенные включения не отличаются от включающей их породы (табл. 2). Специфика их заключается в более высокой кристалличности (микрпойкилитовая, аллотриоморфно-зернис-

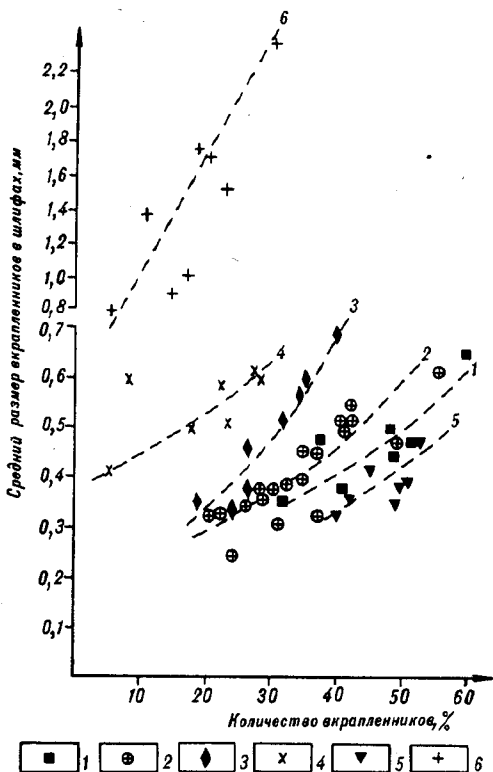


Рис. 21. Соотношение количества (%) и среднего размера вкрапленников в шлифах пород 1-6 – субинтрузивы: Верхне-Аллахский, Атарбайский, Яуринский, Мукулаkitский, Тарынский; 6 – гомеогенные включения в Атарбайском массиве

тая, гранофировая на фоне более тонкозернистой фельзитовой или микроаплитовой) основной массы, в меньшем количестве вкрапленников и соответственно в более крупных их размерах (см. табл. 1). Более крупный размер вкрапленников в гомеогенных включениях и фьямме по сравнению с вмещающей породой обусловлен меньшим их протоклазом. В гомеогенных включениях вкрапленники если и раздроблены, то слабо растащены и легко угадываются их первичные контуры. В крупных гомеогенных включениях нередко наблюдаются даже гломеропорфировые структуры. Такие гомеогенные включения приобретают большое сходство с породами гранит-гранодиорит-порфировой фации. В Тарынском массиве гранодиорит-порфиры в отличие от других массивов образуют не единую залежь, а слагают серию разновеликих тел с переходами от линзовидно-шлифовидных выделений через мелкие (десятки сантиметров – первые метры) тела различной формы к крупным бескорневым силлоподобным залежам, насыщающим верхние уровни субинтрузива. Подобные же переходы от фьямме к пластовым залежам образуют гранит-порфиры в Гербинском субинтрузиве на Баджале (устное сообщение В.Г. Крюкова).

: Таблица 2

Химический состав гомеогенных включений и полосчатых пород

| Номер пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сум- ма |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|------------|
| 454-3-А | 69,2 | 0,4 | 15,7 | 3,6 | 0,05 | 0,6 | 2,6 | 3,5 | 4,2 | 0,08 | 0,4 | 100,2 | |
| 453-3-Б | 69,5 | 0,3 | 15,7 | 3,3 | 0,05 | 0,5 | 2,7 | 3,7 | 4,0 | 0,08 | 0,3 | 100,4 | |
| 791-1-А | 64,79 | 0,84 | 16,3 | 1,70 | 4,03 | 0,06 | 1,99 | 2,87 | 3,41 | 3,81 | 0,22 | 0,69 | 100,98 |
| 791-1-Б | 62,69 | 0,96 | 15,92 | 1,49 | 5,66 | 0,08 | 1,98 | 3,51 | 3,41 | 3,17 | 0,32 | 1,28 | 100,0 |
| 850-А | 64,35 | 0,80 | 15,96 | 0,87 | 4,60 | 0,06 | 2,19 | 3,37 | 3,56 | 3,76 | 0,26 | 1,30 | 101,08 |
| 850-Б | 62,52 | 0,98 | 16,15 | 1,35 | 5,68 | 0,08 | 2,18 | 3,93 | 3,79 | 2,75 | 0,26 | 0,39 | 100,06 |

Примечание. Кристаллодациты, Атарбайский массив: валовой состав (454-3-А), гомеогенное включение (454-3-Б). Полосчатые кристаллодациты, Тарынский массив: темные (стекловатые) полосы (791-1-Б, 850-Б), более широкие светлые полосы (791-1-А, 850-А). Аналитик Н.И. Ильина, ИТиГ ДВО РАН. Здесь и далее в таблицах содержание оксидов в мас.%, микроэлементов – в г/т.

Значительно реже встречаются гомеогенные включения более темные и более стекловатые, чем включающая их порода. В таких случаях (например, в Тарынском массиве) нередки переходы от текстур с гомеогенными включениями к породам с полосчатыми текстурами, в которых темные стекловатые полосы чередуются с более кристаллическими полосами. Ширина полос от 1–2 до 5 см.

Во всех массивах содержатся ксенолиты вмещающих пород. Содержание их колеблется от 1–2 до 15%, преобладающий размер 1–2 см. К центру массивов количество ксенолитов убывает и породы центральной гранит-гранодиорит-порфировой фации обычно их не содержат. Но иногда ксенолиты распределены струйчато, подчеркивая многоканальный характер поступления расплава. В таких случаях, например в Тарынском массиве, ксенолитовые "супы" прослеживаются и через гранодиорит-порфировую фацию, при этом количество и форма ксенолитов в них сохраняются такими же, как и во вмещающих дацитах. Это убедительно доказывает, что тела гранит-гранодиорит-порфировые являются бескорневыми, обособившимися лишь в процессе эволюции магматической камеры.

По составу ксенолиты обычно соответствуют породам ближайшего обрамления, но отмечаются также и мелкие фрагменты частично расплавленных гранитов (бухиты), которые не встречаются на данном эрозионном срезе, а в гранодиоритах и гранодиорит-порфирах Верхне-Аллахского субинтрузива встречены типичные для гранитоидов мелкозернистые включения диоритового и кварцево-диоритового состава.

Форма ксенолитов определяется степенью вспенивания – "игнимбритовостью" массивов. Особенно это убедительно просматривается для однотипных ксенолитов. В Верхне-Аллахском и Атарбайском массивах, характеризующихся интенсивным протоклазом и развитыми фациями приподошвенных и прикровлевых игнимбритов, ксенолиты алевролитов имеют изометричную форму, выдержанный размер и относительно равномерное распределение. В Тарынском массиве, отличающемся лишь зачаточным развитием игнимбритовых фаций, для ксенолитов алевролитов характерны брусчатая или пластинчатая, обычно остроугольная форма и крайне неравномерное распределение в породе. По размеру ксенолиты в Тарынском массиве образуют континуум от осколков миллиметровых размеров до пластинообразных алевролитовых септ протяженностью 1–2 км. В отдельных обнажениях можно наблюдать переходы от изолированных ксенолитов через ксенолитовые "супы" к проплавленному с краев алевритовому монолиту.

Минеральный состав и процентное соотношение вкрапленников (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что соотношение вкрапленников меняется в зависимости от химизма пород, но парагенезисы минералов, их состав, последовательность кристаллизации и последующие преобразования минералов остаются неизменными. Многие исследователи отмечают многостадийность кристаллизации вкрапленников в рассматриваемых типах пород. Например, Н.В. Ичетовкин [1962] выделяет в породах Верхне-Аллахского массива четыре стадии и от двух до четырех генераций каждого минерала. Сходную стадийность кристаллизации

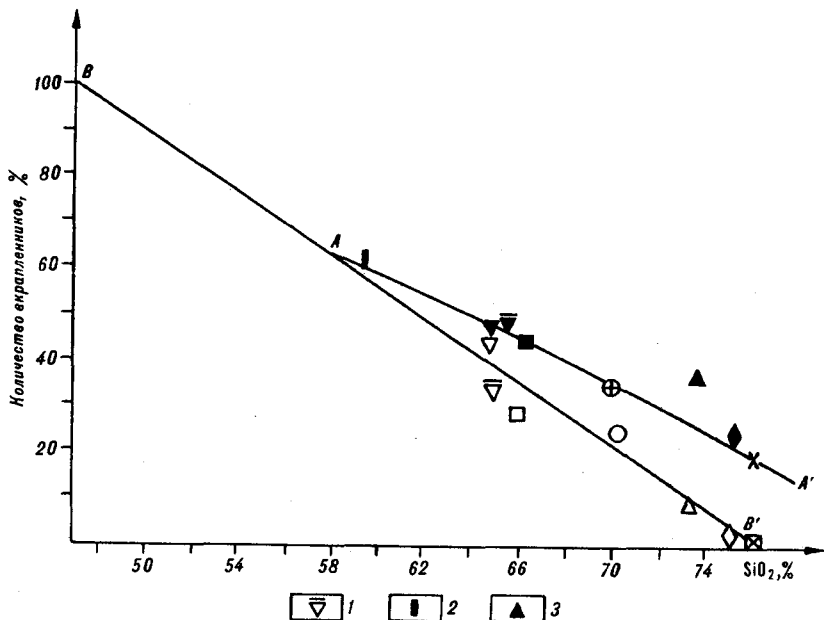


Рис. 22. Зависимость содержаний включенников от кремнекислотности пород

1 – Тарынский массив, биотитсодержащие дациты (по: [Рудич, 1959]); 2 – автомагматические брекчии Карамкенского района (по: [Красильников и др., 1976]); 3 – Таланджинский массив. Залитые знаки – общее содержание включенников, незалитые – содержание включенников габбровой ассоциации. AA' – зависимость содержаний включенников от SiO_2 , BB' – расчетная прямая, показывающая содержание включенников габбровой ассоциации в зависимости от SiO_2 . Остальные условные обозначения см. на рис. 21

вкрапленников в автомагматических брекчиях Центрального Казахстана описывает Г.М. Царева [1986]. Основанием для выделения генераций вкрапленников обычно служат относительный идиоморфизм зерен и включение одних минералов в другие.

Ненадежность этих признаков, в особенности при наблюдениях в шлифах (случайных срезах), убедительно показал В.А. Попов [1985]. В изученных породах объективно могут быть выделены ранняя (габбровая) и поздняя (гранитная) ассоциации вкрапленников. Основанием для выделения габбровой ассоциации основного плагиоклаза с ромбическим и моноклиналильным пироксеном и ильменитом служит тот факт, что эти минералы часто образуют сростки и достаточно крупные (до 4 мм) включения. В этих включениях соотношения пироксенов и плагиоклаза сильно колеблются (от 50% пироксена до чисто плагиоклазовых), но в них полностью отсутствуют кварц и анортотоклаз.

Морфология и состав минералов из разрозненных вкрапленников и из включений идентичны, но иногда отмечаются более мелкозернистые включения с долеритовой структурой и лейстовидной формой плагио-

Таблица 3

Химический состав вкрапленников и основной массы субвулканических пород (мас. %)

| Компо- ненты | Биотит | | | | | | | | | Ромбический пироксен | | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|--------|--------|--------|
| | 231 | | 400-4 | | 234 | 170-2 | 219-1 | 163-3 | | 231 | | 400-4 | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 34,77 | 35,63 | 34,90 | 35,00 | 34,76 | 37,31 | 36,67 | 36,64 | 34,69 | 47,68 | 48,31 | 48,18 | 48,57 |
| TiO ₂ | 6,31 | 5,89 | 5,23 | 5,04 | 5,55 | 5,40 | 5,06 | 6,48 | 6,12 | 0,11 | 0,11 | 0,16 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 12,47 | 13,00 | 12,40 | 12,80 | 12,50 | 12,60 | 12,20 | 12,97 | 13,28 | 0,23 | 0,00 | 0,00 | 0,19 |
| Fe ₂ O ₃ | 26,5 | 24,68 | 29,33 | 28,55 | 26,71 | 21,85 | 22,68 | 24,36 | 23,49 | 5,23 | 2,39 | 2,91 | 3,10 |
| FeO | | | | | | | | | | 33,28 | 36,28 | 35,62 | 33,86 |
| MnO | 0,00 | 0,18 | 0,16 | 0,19 | 0,15 | 0,14 | 0,35 | 0,37 | 0,79 | 0,86 | 1,03 | 0,69 | 0,91 |
| MgO | 7,46 | 8,10 | 5,38 | 6,10 | 8,70 | 10,23 | 10,21 | 8,92 | 8,97 | 10,84 | 10,67 | 10,99 | 12,34 |
| CaO | 0,07 | 0,24 | 0,23 | 0,25 | 0,00 | 0,29 | 0,37 | 0,35 | 0,41 | 1,35 | 1,20 | 1,44 | 1,03 |
| Na ₂ O | 0,51 | 0,58 | 0,62 | 0,60 | 0,31 | 0,00 | 0,60 | 0,57 | 0,61 | 0,41 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K ₂ O | 8,66 | 8,95 | 8,79 | 8,53 | 7,67 | 8,99 | 8,82 | 8,26 | 8,65 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,23 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 0,27 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 97,03 | 97,24 | 97,21 | 97,06 | 96,34 | 97,08 | 97,03 | 96,90 | 97,02 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 99,99 |
| SiO ₂ | 2,775 | 2,827 | 2,833 | 2,817 | 2,731 | 2,000 | 2,872 | 2,732 | 2,741 | 1,928 | 1,960 | 1,951 | 1,949 |
| TiO ₂ | 0,379 | 0,351 | 0,319 | 0,305 | 0,328 | 0,316 | 0,298 | 0,385 | 0,364 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 1,172 | 1,214 | 1,185 | 1,213 | 1,156 | 1,153 | 1,125 | 1,204 | 1,235 | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,009 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,769 | 1,638 | 1,991 | 1,921 | 1,755 | 1,420 | 1,485 | 1,606 | 1,552 | 0,159 | 0,073 | 0,089 | 0,094 |
| FeO | | | | | | | | | | 1,125 | 1,231 | 1,206 | 1,136 |
| MnO | 0,000 | 0,012 | 0,011 | 0,013 | 0,010 | 0,009 | 0,023 | 0,025 | 0,053 | 0,029 | 0,035 | 0,024 | 0,031 |
| MgO | 0,887 | 0,958 | 0,651 | 0,731 | 1,019 | 1,185 | 1,192 | 1,048 | 1,056 | 0,653 | 0,645 | 0,664 | 0,738 |
| CaO | 0,006 | 0,02 | 0,02 | 0,021 | 0,000 | 0,024 | 0,031 | 0,029 | 0,35 | 0,058 | 0,052 | 0,063 | 0,044 |
| Na ₂ O | 0,079 | 0,089 | 0,098 | 0,093 | 0,046 | 0,000 | 0,091 | 0,087 | 0,093 | 0,032 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| K ₂ O | 0,882 | 0,906 | 0,910 | 0,876 | 0,768 | 0,892 | 0,881 | 0,831 | 0,872 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,018 | 0,000 | 0,011 | 0,000 | 0,000 | 0,017 | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Сумма | 22,47 | 22,6 | 22,55 | 22,47 | 22,09 | 22,54 | 22,5 | 22,41 | 22,48 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 |

Таблица 3 (продолжение)

| Компонент | Ромбический пироксен | | | | | | | | | | Моноклинный пироксен | | | |
|--------------------------------|----------------------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|----------------------|-------|-------|-------|
| | 404-4 | | 219-1 | | 681 | | 706 | | | | 231 | | | 400-4 |
| | 14 | 15 | 16 | 17 | 18(ц) | 19(кр) | 20(ц) | 21(кр) | 22(ц) | 23(кр) | 24 | 25 | 26 | 27 |
| SiO ₂ | 48,24 | 47,36 | 47,97 | 48,00 | 49,55 | 50,06 | 48,83 | 48,67 | 49,03 | 48,99 | 49,18 | 48,81 | 49,44 | 51,56 |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,29 | 0,00 | 0,30 | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,14 | 0,09 | 0,00 | 0,35 | 0,18 | 0,71 |
| Al ₂ O ₃ | 0,08 | 0,47 | 0,33 | 0,41 | 2,25 | 2,54 | 2,25 | 2,54 | 2,40 | 2,06 | 0,48 | 0,45 | 0,55 | 0,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,11 | 5,22 | 5,35 | 4,59 | 35,52 | 34,05 | 34,33 | 34,37 | 34,47 | 34,29 | 3,84 | 5,27 | 3,49 | 9,63 |
| FeO | 37,04 | 33,22 | 32,00 | 32,41 | | | | | | | 17,11 | 15,29 | 16,54 | 3,27 |
| MnO | 0,79 | 0,53 | 0,72 | 0,85 | 0,62 | 0,53 | 0,53 | 0,53 | 0,53 | 0,57 | 0,52 | 0,24 | 0,64 | 0,25 |
| MgO | 10,49 | 12,63 | 11,75 | 11,90 | 12,90 | 13,68 | 12,84 | 12,99 | 13,03 | 12,98 | 8,36 | 8,72 | 8,62 | 11,34 |
| CaO | 1,04 | 1,28 | 1,39 | 1,18 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,17 | 0,13 | 0,15 | 20,51 | 20,01 | 19,95 | 19,94 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,39 | 0,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,43 | 0,25 | 2,81 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,00 | 0,43 | 0,33 | 0,09 |
| Сумма | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 101,2 | 101,15 | 99,35 | 98,93 | 99,43 | 99,11 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 99,99 |
| SiO ₂ | 1,960 | 1,901 | 1,927 | 1,926 | 1,943 | 1,947 | 1,944 | 1,948 | 1,952 | 1,955 | 1,932 | 1,911 | 1,935 | 1,936 |
| TiO ₂ | 0,006 | 0,009 | 0,000 | 0,009 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,020 |
| Al ₂ O ₃ | 0,004 | 0,022 | 0,016 | 0,019 | 0,104 | 0,117 | 0,112 | 0,097 | 0,095 | 0,092 | 0,022 | 0,021 | 0,025 | 0,018 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,065 | 0,158 | 0,162 | 0,139 | 1,165 | 1,108 | 1,143 | 1,150 | 1,148 | 1,144 | 0,114 | 0,155 | 0,103 | 0,272 |
| FeO | 1,258 | 1,082 | 1,078 | 1,087 | | | | | | | 0,562 | 0,501 | 0,541 | 0,103 |
| MnO | 0,027 | 0,018 | 0,025 | 0,029 | 0,021 | 0,018 | 0,018 | 0,018 | 0,018 | 0,019 | 0,017 | 0,008 | 0,021 | 0,008 |
| MgO | 0,635 | 0,756 | 0,703 | 0,712 | 0,754 | 0,793 | 0,762 | 0,775 | 0,773 | 0,772 | 0,490 | 0,509 | 0,503 | 0,635 |
| CaO | 0,045 | 0,055 | 0,060 | 0,051 | 0,007 | 0,006 | 0,008 | 0,007 | 0,006 | 0,006 | 0,863 | 0,840 | 0,836 | 0,802 |
| Na ₂ O | 0,000 | 0,000 | 0,031 | 0,028 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,032 | 0,019 | 0,204 |
| K ₂ O | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,013 | 0,010 | 0,003 |
| Сумма | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,00 | 4,001 | 3,992 | 3,995 | 4,000 | 3,998 | 3,995 | 12,00 | 12,00 | 12,00 | 12,00 |

Таблица 3 (продолжение)

| Компонент | Амфибол | | | | Ильменит | | Каликатровый полевой шпат | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|----------|-------|---------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 163-2 | 160 | 163-3 | | 681 | 706 | 163-2 | | 170-2 | | 219-1 | | 231 | |
| | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 |
| SiO ₂ | 50,35 | 40,19 | 44,58 | 44,59 | 0,00 | 0,37 | 65,15 | 63,54 | 65,20 | 65,90 | 65,53 | 66,05 | 71,27 | 65,18 |
| TiO ₂ | 0,14 | 4,33 | 1,64 | 1,33 | 48,19 | 46,01 | 0,47 | 0,18 | 0,24 | 0,14 | 0,49 | 0,41 | 0,00 | 0,39 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 7,98 | 6,38 | 6,51 | 0,10 | 0,15 | 19,36 | 19,22 | 18,87 | 18,37 | 19,55 | 19,22 | 15,74 | 18,76 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,38 | 16,63 | 7,65 | 14,10 | 6,28 | 7,75 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,15 | 0,06 |
| FeO | 16,68 | 8,68 | 7,05 | 13,44 | 41,94 | 39,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,20 | 0,00 | 0,18 | 0,00 | 0,00 |
| MnO | 0,21 | 0,11 | 0,56 | 0,61 | 1,19 | 1,18 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,21 | 0,08 |
| MgO | 9,50 | 8,99 | 10,10 | 10,81 | 0,16 | 0,95 | 0,21 | 0,74 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 20,57 | 10,97 | 10,98 | 10,70 | 0,00 | 0,00 | 0,65 | 0,67 | 0,51 | 0,57 | 0,64 | 0,65 | 0,63 | 0,45 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 1,87 | 2,09 | 0,00 | 0,00 | 3,42 | 2,20 | 3,77 | 3,64 | 3,45 | 5,11 | 2,06 | 2,88 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,13 | 0,59 | 0,60 | 0,03 | 0,03 | 10,94 | 13,18 | 11,32 | 11,14 | 10,69 | 8,54 | 11,37 | 12,32 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,10 | 0,00 | 0,17 | 0,31 | 0,09 | 0,15 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 99,99 | 98,01 | 98,01 | 98,01 | 97,99 | 95,70 | 100,19 | 99,72 | 99,92 | 100,08 | 100,35 | 100,24 | 101,52 | 100,06 |
| SiO ₂ | 1,961 | 6,068 | 6,732 | 6,726 | 0,000 | 0,010 | 2,964 | 2,909 | 2,966 | 2,999 | 2,980 | 2,983 | 3,258 | 2,978 |
| TiO ₂ | 0,004 | 0,492 | 0,186 | 0,151 | 0,936 | 0,909 | 0,016 | 0,006 | 0,008 | 0,005 | 0,017 | 0,014 | 0,000 | 0,013 |
| Al ₂ O ₃ | 0,000 | 1,418 | 1,134 | 1,156 | 0,003 | 0,005 | 1,037 | 1,036 | 1,011 | 0,984 | 1,047 | 0,022 | 0,848 | 1,010 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,070 | 1,889 | 0,802 | 0,868 | 0,122 | 0,153 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 0,543 | 1,096 | 1,781 | 1,695 | 0,905 | 0,858 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,007 | 0,006 | 0,000 |
| MnO | 0,007 | 0,014 | 0,072 | 0,078 | 0,026 | 0,026 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,008 | 0,003 |
| MgO | 0,552 | 2,023 | 2,273 | 2,289 | 0,006 | 0,037 | 0,014 | 0,050 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| CaO | 0,858 | 1,774 | 1,774 | 1,728 | 0,000 | 0,000 | 0,031 | 0,033 | 0,025 | 0,028 | 0,031 | 0,031 | 0,031 | 0,022 |
| Na ₂ O | 0,000 | 0,000 | 0,546 | 0,612 | 0,000 | 0,000 | 0,301 | 0,195 | 0,332 | 0,322 | 0,305 | 0,447 | 0,183 | 0,255 |
| K ₂ O | 0,003 | 0,026 | 0,114 | 0,116 | 0,001 | 0,001 | 0,635 | 0,770 | 0,657 | 0,647 | 0,620 | 0,492 | 0,663 | 0,718 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,003 | 0,000 | 0,020 | 0,037 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Сумма | 12,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 2,001 | 2,002 | 16,06 | 15,90 | 15,97 | 16,02 | 16,12 | 16,08 | 16,52 | 16,02 |

Таблица 3 (окончание)

| Компонент | Каликатровый полевой шпат | | | | Основная масса пород | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------|--------|----------|-----------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|------|
| | 400-4 | | 706 | | 400-4* | | 231* | | 170-2 | | | | |
| | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | |
| SiO ₂ | 65,99 | 65,92 | 64,94(ц) | 64,44(кр) | 76,55 | 75,22 | 75,31 | 75,50 | 76,37 | 71,69 | 76,50 | 71,06 | * |
| TiO ₂ | 0,55 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,21 | 0,08 | 0,12 | 0,18 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 18,37 | 18,65 | 19,02 | 19,20 | 12,41 | 12,45 | 12,31 | 12,50 | 12,81 | 15,07 | 13,56 | 15,08 | 14 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,98 | 0,78 | 0,94 | 0,90 | 1,77 | 1,85 | 1,59 | 1,79 | 1 |
| FeO | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,98 | 0,78 | 0,94 | 0,90 | 1,77 | 1,85 | 1,59 | 1,79 | 1 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | 0,00 | 0 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,57 | 0,69 | 0,46 | 0,63 | 0 |
| CaO | 0,49 | 0,36 | 0,51 | 0,58 | 0,54 | 0,54 | 0,56 | 0,57 | 1,25 | 1,70 | 1,22 | 1,83 | 0. |
| Na ₂ O | 2,78 | 2,67 | 3,88 | 3,87 | 1,56 | 1,80 | 1,56 | 1,60 | 1,99 | 1,52 | 2,73 | 2,53 | 3. |
| K ₂ O | 12,13 | 12,51 | 10,33 | 10,17 | 3,16 | 3,31 | 3,30 | 3,30 | 4,79 | 5,09 | 5,14 | 5,12 | 2. |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 1. |
| Сумма | 100,31 | 100,20 | 98,88 | 98,21 | 95,34 | 94,15 | 94,10 | 94,49 | 99,83 | 97,80 | 101,40 | 98,26 | 100. |
| SiO ₂ | 3,015 | 3,011 | 2,9736 | 2,9713 | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0,019 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,989 | 1,003 | 1,0346 | 1,0335 | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,0008 | 0,0020 | | | | | | | | | |
| FeO | 0,000 | 0,000 | 0,0008 | 0,0020 | | | | | | | | | |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,0000 | 0,0002 | | | | | | | | | |
| MgO | 0,000 | 0,000 | 0,0000 | 0,0014 | | | | | | | | | |
| CaO | 0,024 | 0,018 | 0,0251 | 0,0284 | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | 0,246 | 0,237 | 0,3442 | 0,3460 | | | | | | | | | |
| K ₂ O | 0,707 | 0,729 | 0,6035 | 0,5984 | | | | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,0008 | 0,0019 | | | | | | | | | |
| Сумма | 16,10 | 16,06 | 4,9826 | 4,9831 | | | | | | | | | |

Примечание. 160, 163-3, 165-3, 170-2, 219-1 – Верхне-Аллахский субинтрузив; 231, 234, 400 – Атарбайский субинтрузив; 681, 706 – Тарынский субинтрузив. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самбах": 1-17, 24-31, 34-43 – аналитик В.К. Куранова, ВСЕГЕИ; 18-23, 32-33, 44-53 – аналитик В.М. Чубаров, Институт вулканологии РАН. * – природные стекла, без звездочек – искусственные стекла; ц – центр, кр – край зерна.

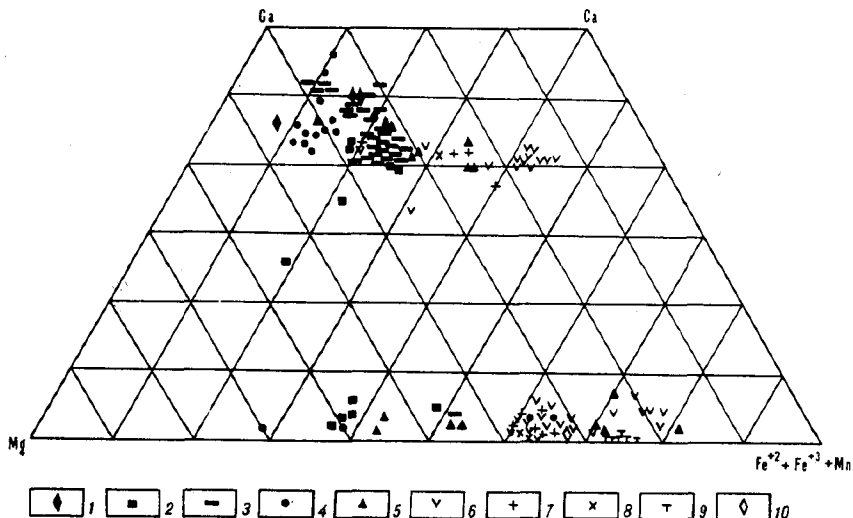


Рис. 23. Диаграмма Mg-Fe-Mn-Ca для пироксенов субвулканических и вулканических пород кислого состава

1-5 – окисленные породы с халькофильной минерализацией: 1, 3 – Ульяновский прогиб (центральная часть – 1, Юровский блок – 3); 2 – колчанский комплекс, Нижнее Приамурье (по: [Мартынов, 1980]); 4 – Токрауская впадина, Центральный Казахстан (по: [Царева, 1986]); 5 – кедровский комплекс, Сихотэ-Алинь (по: [Попов, 1986]); 6-10 – восстановленные породы с литофильной минерализацией: 6 – Баджалский комплекс (по: [Максимов, 1980]), 7-9 – субвулканические массивы (7 – Атарбайский, 8 – Верхне-Аллахский, 9 – Тарынский), 10 – Балыгычано-Сугойский район (по: [Руб, 1970])

клазов, а также сложные включения, в которых центральная мелкозернистая долеритовая зона окаймляется агрегатом более крупных короткопризматических зерен плагиоклаза и пироксенов, аналогичных разрозненным вкрапленникам. Содержание минералов габбровой ассоциации определяется исключительно химизмом пород (рис. 22). В более основных породах Тарынского массива и автомагматических брекчиях Карамкенского района вкрапленники представлены почти исключительно минералами габбрового парагенезиса, а в предельных риолитах минералы габбрового парагенезиса встречаются в виде единичных знаков или совсем отсутствуют. Вкрапленники габбровой ассоциации в сростках имеют границы, указывающие на одновременный эвтектоидный рост минералов.

Плагиоклаз в габбровой ассоциации составляет от 70 до 90%. Он образует зерна с хорошо выраженной прямой зональностью. Состав варьирует от битовнита до олигоклаза. В риолитах преобладает плагиоклаз андезин.

Среди пироксенов преобладает ортопироксен (гиперстен), менее распространен клинопироксен (авгит). Пироксены незональные, имеют выдержанный химический состав, который не зависит от химизма пород (табл. 3, рис. 23), и характеризуются высокой железистостью. Высокая железистость и у биотитов, что резко отличает рассматриваемые породы от субвулканических и покровных образований краевых вулканических поясов, с которыми связана золото-серебряная минерализация. Повы-

шенная железистость темноцветов обусловлена низкой фугитивностью кислорода. На последнее указывают слабая окисленность железа в породах и отсутствие раннемагматического магнетита. Распространенный в наиболее основных по составу породах рудный минерал представлен пластинчатыми зернами ильменита, обычно включенными в пироксены.

Вторая (гранитная) ассоциация биотит–кварц–анортоклаз возникает после кристаллизации габбровой. На раздельность образований габбровой и гранитной ассоциаций вкрапленников указывает, в частности, пространственное распределение образующих их минералов в пределах массивов. Если минералы габбровой ассоциации распределены относительно равномерно, то в распределении минералов гранитной ассоциации наблюдается тенденция возрастания их процентного содержания от периферии к центру массивов (см. табл. 1).

В Каменушинском субинтрузиве нижние его уровни сложены густо-вкрапленниковыми (до 30% кварца и анортоклаза) риолитами, а верхние – афировыми фельзитами. Граница между этими разновидностями постепенная в интервале 5–50 м. Примечательно, что переходная фельзит-порфировая зона имеет субгоризонтальное залегание и торцовое примыкание к контактам субинтрузива, а также секущее положение по отношению к фации приподошвенных игнимбритов. Это свидетельствует о том, что расслоенность по вкрапленникам произошла до структурно-текстурной дефференциации пород. Данное обстоятельство, а также морфологические особенности вкрапленников говорят в пользу того, что расслоенность по вкрапленникам (во всяком случае для гранитной ассоциации) произошла *in situ* в процессе кристаллизации, а не путем растворения интрателлурических вкрапленников. Хотя в отдельных случаях не исключается образование фельзитов путем растворения вкрапленников. Так, очевидно, произошло образование даек и силлов фельзитов дополнительной фазы Таланджинского субвулканического массива. Характерная особенность этих пород – наличие многочисленных мелких зерен кварца и калишпата в виде округлых или тонких скелетных по форме реликтов.

Кварц – основной минерал гранитной ассоциации – образует характерные зерна бипирамидального габитуса бесцветные или серого цвета. В эндоконтактовых фациях кварц нередко дымчатый. Вкрапленники биотита (первая генерация) обычно деформированы. По химическому составу биотиты Атарбайского и Верхне-Аллахского массива, несмотря на разницу в валовом составе пород, сходны. Это высокотитанистые и высокожелезистые разновидности (см. табл. 3).

Калинатовые полевые шпаты по составу ближе к анортоклазам, Смесимость K_2O и Na_2O практически не зависит от химического состава пород 2v полевых шпатов, который связан с их структурной упорядоченностью, направленно растет от контактов к центральным зонам массивов. Так, в Верхне-Аллахском субинтрузиве, по данным Н.В. Ичетовкина [1962], в породах краевых фаций 2v щелочных полевых шпатов изменяется от 30 до 60° (90% замеров – 30–50°), в центральных фациях – от 36 до 75° (85% замеров – 50–70°) Н.В. Ичетовкин связывает

уменьшение значений 2α в полевых шпатах эндоконтактовых фации с более быстрым охлаждением пород. В Юрин-Каменушинской группе субинтрузивов 2α варьирует от 0 до 80° [Мишин, 1978]. Эти изменения 2α согласуются с изменением инфракрасной упорядоченности (соответственно от 0 до 0,9). Упорядоченные полевые шпаты в риолитах характеризуются пертитовым строением. Выделение пертитов сопровождается замутнением полевых шпатов, что позволило проследить в пределах Юрин-Каменушинской группы структур пространственное распределение различных упорядоченных полевых шпатов. Выяснилось, что степень упорядоченности полевых шпатов находится в зависимости от характера пост- и эпимагматических преобразований пород [Мишин, 1978] и опосредованно связана с эрозионным срезом структур и положением проб в субинтрузивах относительно их контакта. Как будет показано далее, наиболее интенсивные эпимагматические преобразования пород происходили в центральных зонах субинтрузивов.

Основная масса в рассматриваемых породах имеет кварц-калишпатовый состав. Подсчеты, проведенные для наиболее раскристаллизованных разностей пород (см. табл. 1), показывают, что соотношение кварца и калишпата стабильное, соответствует сухой эвтектике и не зависит от валового состава пород. Здесь можно провести аналогию с гранитоидами умеренно кислого состава. Так, по данным исследователей [Ферштатер, Бородина, 1975] для гранитоидов тоналит-гранодиоритового состава характерны две минеральные ассоциации. Ранняя представлена плагиоклазом и амфиболом, нередко с реликтами пироксена, а поздняя — гранофиновый агрегат, отвечающий кварц-полевошпатовой эвтектике с содержанием кварца 35–40%. На неравновесность состава гранитоидов обращали внимание и другие исследователи [Pitcher, 1987].

В эпимагматическую заключительную стадию становления субинтрузивов формировался амфибол-биотит-полевошпатовый парагенезис и происходила собирательная перекристаллизация основной массы пород. Эти процессы наиболее полно протекали во внутренних фациях, в то время как эндоконтактовые закаленные породы практически не подвергались эпимагматическим изменениям. Наиболее неустойчивые в эпимагматическую стадию пироксены замещаются зеленовато-бурой роговой обманкой, крупночешуйчатым биотитом и рудным минералом. По основной массе развивается зеленый амфибол, образующий зерна в виде пятен с неровными краями и обильными пойкиловключениями кварца основной массы. Состав амфибола приведен в табл. 3. В дацитовых породах по основной массе совместно с амфиболом развивается мелкочешуйчатый бурый биотит; в риолитах по основной массе и полевым шпатам развивается исключительно мелкочешуйчатый, иногда розетчатый ярко-зеленый биотит. Эпимагматические преобразования пород сопровождаются укрупнением зерен калишпата в основной массе и дорастанием вкрапленников калинатрового полевого шпата с образованием пойкилобластических зерен и кайм. В качестве пойкиловключений выступают ранее образованные зерна кварца основной массы. Характерная особенность калишпатовых каемок — наблюдаемое укрупнение включений кварца от внутренних частей каемок к внешним (см. рис. 19). Эта

универсальная, характерная для всех субинтрузивов данного типа, особенность свидетельствует о том, что одновременно с укрупнением зерен щелочного полевого шпата и образованием калишпатовых каемок шло укрупнение зерен кварца в основной массе. Наиболее интенсивно процессы собирательной перекристаллизации основной массы происходили в породах "перегородчатой" фации, в результате чего они приобретали полнокристаллический облик и поэтому обычно описываются (в зависимости от состава) как гранит- или гранодиорит-порфиры. Судя по изменению размера включений кварца в калишпатовых каемках, зерна в основной массе в породах перегородчатой фации укрупнялись в 10 раз и более. Обилие вкрапленников и сильная перекристаллизация основной массы создают своеобразную структуру этих пород. Подобные структуры широко распространены в мигматитах (перегородчатая структура [Раген, 1979]), в метасоматически измененных породах (криптовая структура [Половинкина, 1966]) и описаны [Hawkes, 1929] как гломерозернистые в частично расплавленных гранитах. На эпимагматическую собирательную перекристаллизацию первично-витрофировых и фельзитовых структур указывает также теневой характер первичных структур течения в относительно раскристаллизованных породах промежуточных фаций.

В гомеогенных включениях эпимагматическая перекристаллизация ведет к образованию в дацитах порфиroidных выделений олигоклаза, а в риолитах — калишпата, иногда совместно с плагиоклазом. При этом наблюдаются все стадии индивидуализации вещества от пятнисто-угасающей основной массы к агрегату слабо индивидуализированных округлых выделений несдвойникового полевого шпата с диффузионными границами, которые в дальнейшем приобретают общую оптическую ориентировку, общее двойникование и принимают облик порфиroidных выделений. Чаще всего такая порфиризация происходит лишь в гомеогенных включениях, например в Атарбайском массиве, но иногда, например в Юринской субинтрузии, порфиризация захватывает основную массу пород; в итоге граница кристаллокластических дацитов и гранит-порфиров полностью размывается. В промежуточных по структуре крупновкрапленниковых риолитах фиксируются протоклазированные вкрапленники и новообразованные гломеропорфиroidные выделения калишпата и реже кварца.

Структура пород центральной гранит-гранодиорит-порфиroidной фации изменяется от порфиroidной через порфиroidную к равномерно-зернистой. Порфиroidные разности наиболее близки к вмещающим их породам, особенно велико сходство с гомеогенными включениями и породами перегородчатой фации. Вкрапленники образуют гломеропорфиroidные структуры, свидетельствующие о кристаллизации их *in situ*, однако слабые проявления дробления и коррозии вкрапленников (особенно это заметно для кварца) в них все же имеют место. Минеральный состав вкрапленников приведен в табл. 3. Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом (последний развивался по пироксенам). Основная масса кварц-полевошпатовая со стабильным соотношением кварца и полевого шпата, не зависящим от валового химического состава пород

Таблица 4

Средний химический состав вулканических интрузий (идiomорфный тип)

| Компоненты | 1(5) | 2(19) | 3(35) | 4(5) | 5(22) | 6(8) | 7(35) | 8(17) |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 76,12 | 76,69 | 75,28 | 73,83 | 69,85 | 65,98 | 64,62 | 62,18 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,12 | 0,16 | 0,25 | 0,29 | 0,54 | 0,77 | 0,73 |
| Al ₂ O ₃ | 11,63 | 12,49 | 12,63 | 12,8 | 14,97 | 15,2 | 15,99 | 16,78 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,33 | 0,83 | 0,74 | 0,68 | 1,12 | 0,82 | 1,16 | 1,97 |
| FeO | 1,06 | 1,00 | 1,15 | 1,4 | 1,86 | 3,63 | 4,21 | 4,00 |
| MnO | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,12 |
| MgO | 0,34 | 0,22 | 0,13 | 0,38 | 0,49 | 1,45 | 1,58 | 1,55 |
| CaO | 0,62 | 0,33 | 0,78 | 0,96 | 1,99 | 3,13 | 2,87 | 3,88 |
| Na ₂ O | 3,23 | 3,5 | 2,82 | 3,1 | 3,48 | 3,60 | 3,57 | 3,91 |
| K ₂ O | 4,51 | 4,67 | 4,75 | 4,75 | 4,20 | 3,79 | 3,59 | 2,98 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,16 | 0,22 | 0,19 |
| Rb | — | — | 56 | — | 126 | 86 | 131 | — |
| Sr | — | — | 3 | — | 297 | 225 | 171 | — |
| U | — | — | 1 | — | — | 4 | 4 | — |
| Th | — | — | 6 | — | — | 11 | 15 | — |
| Y | — | — | 6 | — | 19 | 9 | 35 | — |
| Nb | — | — | 8 | — | 9 | 2 | 14 | — |
| Zr | — | — | 26 | — | 182 | 42 | 287 | — |
| Pb | — | — | 5 | — | 26 | — | — | — |

Примечание. 1–8 – субинтрузивы: 1 – Мукулакитский, 2 – Каменушинский, 3 – Яуринский, 4 – Таланджинский, 5 – Атарбайский, 6 – Верхне-Аллахский, 7 – Тарынский, 8 – автомагматические брекчи Карамкенского района. Используются анализы из работы Л.Б. Скипиной (1990 г.). В скобках – число анализов.

(см. табл. 3). Это соотношение близко, как и в породах обрамляющих фаций, к сухой кварц-полевошпатовой эвтектике.

Порфиоровидные и равномерно-зернистые полнокристаллические породы отмечены только в массивах дацитового состава. Порфиоровые выделения в них представлены зернами плагиоклаза размером до 1 см состава лабрадор–олигоклаз. От порфиоровых выделений, образовавшихся в эпимагматическую стадию, их отличают более основной состав, резко зональное строение и высокий идиоморфизм. Основная масса в порфиоровидных и равномерно-зернистых гранодиоритах (Верхне-Аллахский массив) гранитовая с резким ксеноморфизмом кварца по отношению к полевым шпатам и темноцветным минералам.

По химическому составу породы относятся к известково-щелочному ряду с некоторым преобладанием калия над натрием в риолитах и натрия над калием в породах андезит-дацитового состава (табл. 4, рис. 24). Относительно высокая глиноземистость позволяет сопоставлять их с S-гранитами, а низкая магнитная восприимчивость из-за отсутствия акцессорного магнетита и низкая окисленность железа – с ильменитовой серией гранитоидов [Мишин, Петухова, 1990]. По содержанию петрогенных и

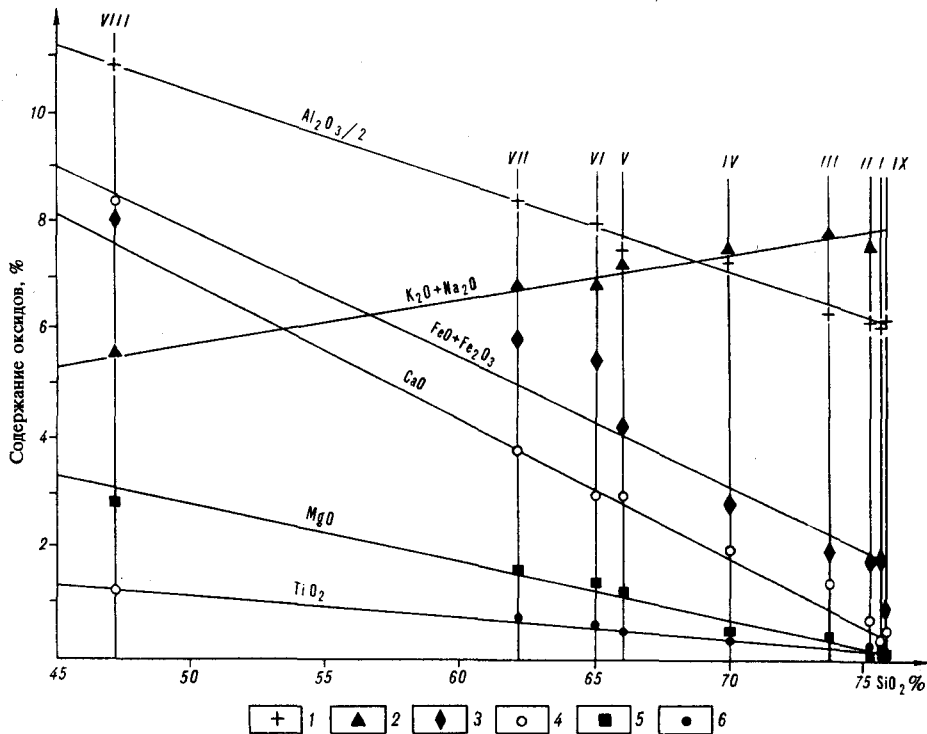


Рис. 24. Диаграмма Харкера средних содержаний петрогенных элементов в породах Каменушинского (I), Яуринского (II), Таланджинского (III), Атарбайского (IV), Верхне-Аллахского (V), Тарынского (VI) субвулканических массивов и автомагматических брекчий Карамкенского района (VII) (по данным Л.Б. Скинниной и др., 1990 г.). Расчетные составы вкрапленников габбровой ассоциации (VIII) и основной массы пород Атарбайского и Верхне-Аллахского массивов (IX)

1 - $Al_2O_3/2$; 2 - $K_2O + Na_2O$; 3 - $FeO + Fe_2O_3$; 4 - CaO ; 5 - MgO ; 6 - TiO_2

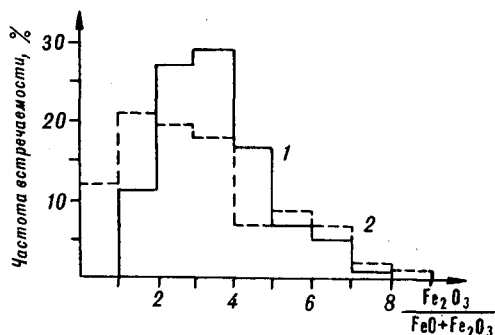


Рис. 25. Гистограммы коэффициента окисленности железа субвулканических (1, $n = 82$) и комагматических вулканических (2, $n = 217$) пород

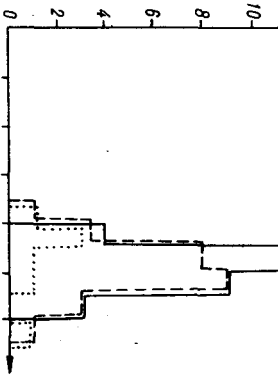
малых элементов ратсмаатриваемые субвулканические породы не отличаются от комагматичных им покровных фаций. Считается, что чем больше глубина кристаллизации магматических пород, тем ниже в них окисленность железа. Этот признак часто используется для разделения покровных и субвулканических фаций. Сравнительное изучение вулканических и субвулканических пород показывает ошибочность таких представлений. Окисленность железа в магматических породах, если исключить туфы и шлаки в лавовых потоках, не зависит от глубины их кристаллизации (рис. 25). Различия магматических пород по окисленности железа контрастно проявляются лишь при сравнении крупных вулканоплутонических зон, различающихся металлогеническим профилем [Мишин и др., 1988; Мишин, Петухова, 1990].

В целом состав субинтрузий варьирует от андезита ($\text{SiO}_2 - 62\%$) до риолита ($\text{SiO}_2 - 76\%$), но в пределах отдельных массивов породы всех фаций, включая и гранит-гранодиорит-порфировую, имеют одинаковые петрохимический и геохимический составы, что еще раз подтверждает их фациальную природу (рис. 26).

Судя по минералогическим подсчетам (см. табл. 1) и микрозондовым анализам природных и искусственных стекол (см. табл. 3), состав основной массы пород и валовый состав вкрапленников гранитной ассоциации близки между собой и сохраняются неизменными во всех субинтрузивах. Они соответствуют составу предельных эвтектоидных гранитов и примерно отвечают риолитам Каменушинского и Юринского субинтрузивов, практически лишенным вкрапленников габбровой ассоциации. В природных стеклах оказались аномально низкие содержания щелочей, что связано, очевидно, с гидратацией и выносом главным образом натрия. В искусственных стеклах, хотя чистота отбора пробы основной массы и степень гомогенизации оказались недостаточными (см. табл. 3), содержание щелочей соответствует расчетному. Исходя из процентного содержания вкрапленников габбровой ассоциации, валового химического состава пород, состава основной массы и вкрапленников гранитной ассоциации, был рассчитан валовой химический состав вкрапленников габбровой ассоциации. По содержанию SiO_2 и Al_2O_3 он оказался близок к эвкритовым включениям, часто встречающимся в современных лавах [Селянгин, 1974]. Экстраполяции по диаграмме Харкера трендов петрогенных оксидов до состава с $\text{SiO}_2 = 47,15\%$ (рассчитанное содержание во вкрапленниках габбровой ассоциации) дает почти идеальное совпадение расчетного и графически полученного состава габбровой ассоциации вкрапленников (см. рис. 24). Геохимический состав пород иллюстрирует рис. 26.

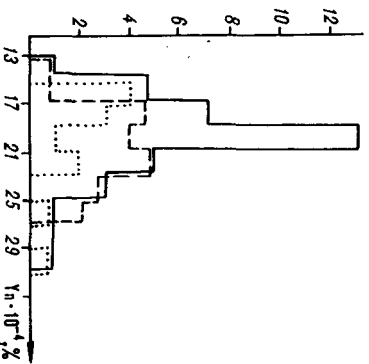
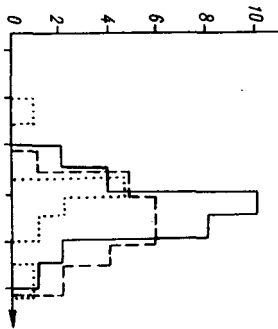
Исключительно выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов, соединяющих составы габбровой ассоциации вкрапленников и основной массы пород (см. рис. 24), указывает на то, что состав любой из интрузий может быть получен путем смешения этих предельных составов. Это наиболее простое объяснение наблюдаемого разнообразия пород, но логике таких построений противоречит стабильный петрогеохимический состав пород в пределах субинтрузивов. Так, вариации содержаний SiO_2 составляют максимум 5%, а если учесть

Количество случаев

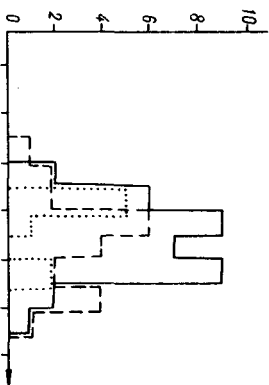


6

Количество случаев

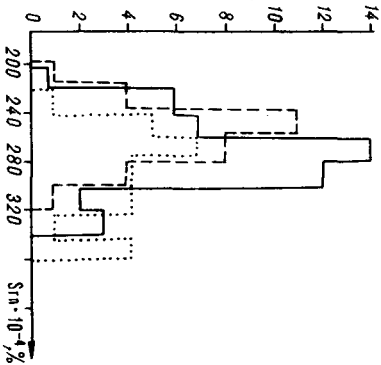


Количество случаев



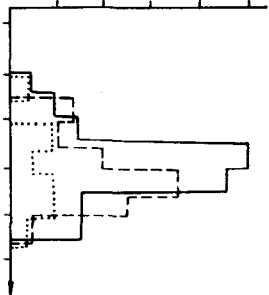
D

Количество случаев



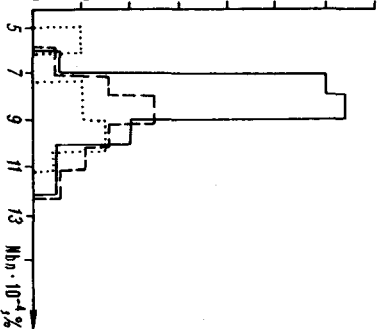
D

Количество случаев



D

Количество случаев



D

засоренность пород ксеноматериалом и их гидротермальные изменения, то эти вариации, очевидно, не превысят 1–2%, т.е. находятся в пределах точности химического анализа. Поэтому для принятия смещения как ведущего петрологического процесса требуется идеальное перемешивание исходных расплавов, что, учитывая большие, а порой гигантские размеры (до 1800 км²) субинтрузивов, не реально. Гипотезе смещения противоречит также аномальность валового химического состава вкрапленников габбровой ассоциации, характеризующихся низкой магнизиальностью и высокой глинозёмистостью. Базальты и габбро подобного состава не встречаются, исключение составляют некоторые разновидности пород из анортозитовых комплексов.

Линейный характер трендов и прямая зависимость содержаний вкрапленников от химического состава пород могут найти удовлетворительное объяснение также с точки зрения кристаллизационной дифференциации. Однако такой процесс предполагает для всех субинтрузивов единую исходную магму и единый глубинный очаг, в котором бы происходила отсадка вкрапленников габбрового парагенезиса. Эти допущения слишком сильные, поскольку рассмотренные субинтрузивы отстоят друг от друга на сотни и тысячи километров. Кроме того, имеются признаки, указывающие на возможность плавления пород ближайшего обрамления субинтрузивов. Так, к югу Атарбайского массива в пределах Сизинджинского гранитоидного массива автором изучены многочисленные тела бухитов, образовавшихся по гранитоидам и вулканитам. Породы имеют структуры, сходные с перегородчатой фацией Атарбайского массива. Прямые признаки плавления осадочных пород имеются в Тарынском массиве. Очевидно, мобилизованными бухитами являются многочисленные брекчиевые тела в фундаменте Юринского субинтрузива.

С учетом того, что магма состава габбровой ассоциации вкрапленников (расчетное содержание SiO₂ – 47%) при кристаллизации должна на 100% состоять из вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, а предельные риолиты Юринского субинтрузива (SiO₂ – 76%) содержат плагиоклаз и пироксены в виде единичных зерен, на рис. 22 проведена расчетная прямая, показывающая зависимость содержания вкрапленников габбровой ассоциации от содержания SiO₂ в породах. Реальное содержание вкрапленников оказалось в хорошем соответствии с расчетным. Это еще раз подтверждает, что валовой состав габбровой ассоциации вкрапленников рассчитан верно и он относительно постоянен во всех субинтрузивах. Последний момент особенно важен для понимания генезиса пород.

Из экспериментальных работ по плавлению гранитоидов [Хитаров и др., 1969; Piwinski, Wyllie, 1968; Wyllie, 1977; и др.] известно, что вначале выплавляется низкотемпературная эвтектика, которая сосуществует в

Рис. 26. Гистограммы содержаний малых элементов в породах Верхне-Аллахского (а) и Атарбайского (б) массивов

1–3 – фации: 1 – кристаллокластических и перегородчатых дацитов; 2 – игнимбритовая; 3 – гранодиорит-порфировая

Таблица 5

Температуры кристаллизации вкрапленников, полученные различными методами

| Номер образца | Субвулканический массив | Двупироксеновый термометр | | Гомогенизация расплавных и твердофазных включений | Примечания |
|---|-------------------------|---------------------------|---------------------|---|--------------------------------|
| | | [Wells, 1977] | [Wood, Bonno, 1973] | | |
| 231 | Атарбайский | 1049 | 1162 | н.а. | |
| 400-4 | | 1107 | 1146 | н.а. | |
| 232-2 | Верхне-Аллахский | н.а. | н.а. | 850-855 | П.Р.В. во вкрапленниках кварца |
| Субвулканические породы Баджальской вулканической зоны [Максимов, 1982] | | | | | |
| | Гоинский | 1257 | 1285 | н.а. | |
| | | 1094 | 1219 | н.а. | |
| | Гербинский | 1022 | 1154 | н.а. | |
| | | 1023 | 1173 | н.а. | |
| | | 1038 | 1164 | н.а. | |
| | | 1016 | 1163 | н.а. | |

широком температурном интервале (при давлении водяного пара 2 кбар — от 700–730° до 900°) с тугоплавким реститом. Вследствие этого многие исследователи двухфазность состава, характерную для гранитоидов, склонны объяснять как смесь реститовых кристаллов (плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит), суспензированных в гранитном расплаве [White, Chappell, 1977; Шкодзинский, 1985; Pitcher, 1987].

Заметим, что определить в гранитоидах природу (реститы или кристаллизация из магмы) слагающих их минералов весьма затруднительно, поскольку породы претерпевают длительную эволюцию и окончательный облик их формируется, по-видимому, в твердом виде. Применительно к рассматриваемым субвулканическим породам эта проблема решается более однозначно. Реститовому происхождению габбровой ассоциации вкрапленников противоречат их выдержанный валовой химический состав, а также особенности химизма самих минералов. Так, все темноцветные минералы отличаются гомогенностью и стабильностью состава. Их характеризует высокая железитость, что хорошо согласуется с отсутствием акцессорного магнетита (рудный минерал если присутствует, то представлен ильменитом) и низкой окисленностью железа в породе [Мишин, Петухова, 1990]. Кристаллографические формы также указывают на свободную кристаллизацию в расплаве. Таким образом, можно заключить, что обе кристаллические фазы имеют первично-магматическое происхождение.

Вначале кристаллизуется габбровый парагенезис вкрапленников. Именно обязательность кристаллизации этого парагенезиса обуславливает

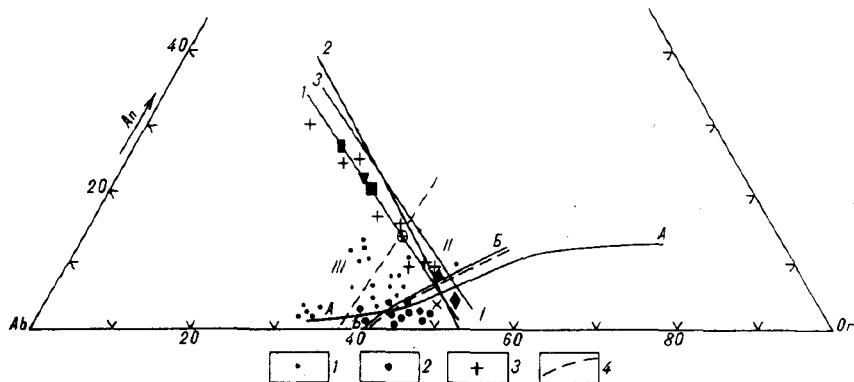


Рис. 27. Диаграмма Ab–An–Or, показывающая соотношение котектических и эвтектических вулканитов

1–3 – фигуративные точки пород (1 – кислые вулканические и субвулканические породы центральной части Ульинского прогиба; 2 – то же, Нижне-Буреинского вулканического поля; 3 – Баджальский вулканический комплекс); 4 – границы полей первичной кристаллизации разных полевых шпатов: санидина (I), санидина и плагиоклаза (II), плагиоклаза (III) (по: [Ферштатер, Бородина, 1975]). Котектические линии: AA' (по: [Tuttle, Bowen, 1958]), BB' (по: [Ферштатер, Бородина, 1975]). Вариационные линии субвулканических пород оловоносных вулканических зон (1), 26 гранитоидов батолита Сьерра-Невада (2) (по: [Presnall, Bateman, 1973]) и Яно-Колымской складчатой области (3) (по: [Соболев, Колесниченко, 1979]). Остальные условные обозначения см. на рис. 3, 4

линейную зависимость между кремнекислотностью пород и количеством вкрапленников. После того как остаточная жидкость сместится к составу эвтектики, начинает кристаллизоваться гранитный парагенезис кварца, калинатрового полевого шпата и биотита. Определения температуры кристаллизации по расплавленным включениям в кварце и в плагиоклазе, сделанные Н.В. Бердниковым, а также данные дупироксеновых термометров показывают, что разрыв в температуре между вкрапленниками габбрового и гранитного парагенезисов превышает 300° (табл. 5). Соотношение вкрапленников кварца и полевого шпата в предельных риолитах близко к эвтектоидному, но по отношению к основной массе пород это соотношение несколько смещено в сторону больших содержаний SiO₂ (41% кварца – Таланджинский субинтрузив, 43% – Юринский). Это свидетельствует о более высоком давлении, при котором происходила кристаллизация вкрапленников гранитного парагенезиса в сравнении с кристаллизацией основной массы пород. На различие условий кристаллизации основной массы и вкрапленников указывает также интенсивная коррозия последних. В породах дацитового состава гранитный парагенезис слагает небольшой объем и соотношение кварца и калинатрового полевого шпата весьма изменчивое. Весьма изменчиво и валовое содержание вкрапленников гранитного парагенезиса, а в отдельных случаях (например, фельзиты Каменушинского субинтрузива) они совсем отсутствуют.

Выдержанный линейный характер петрохимических трендов и

двухстадийная кристаллизация с образованием во всех субинтрузивах одинаковых кристаллических фаз свидетельствует о строго дозированном составе исходных выплавок. Такая дозировка могла достигаться последовательным выплавлением (в разных соотношениях) гранитной и габбровой эвтектик с последующим отделением расплава. Большой интерес представляет модель плавления пород коры, рассмотренная Д. Пресналом и П. Батманом [Presnall, Bateman, 1973] и А.Ф. Белоусовым [1976]. Анализируя систему $Ab-An-Or-Q$ применительно к гранитоидам батолита Сьерра-Невада, Д.Преснал и П. Батман пришли к выводу, что в условиях относительной сухости системы и давлений менее 10 кбар повторные эпизоды равновесного плавления породы коры (состав андезита и кислее) дают спектр расплавов, хорошо соответствующих тренду пород батолита Сьерра-Невада, и лишь для получения основных членов серии необходимо дополнительное привлечение процесса кристаллизационной дифференциации. Заметим, что тренд пород батолита Сьерра-Невада универсален для гранитоидов известково-щелочного ряда и с ним хорошо согласуются составы рассматриваемых субинтрузивов (рис. 27). Относительная сухость системы, низкое давление и состав эдукта также хорошо согласуются с геологическими условиями и петрографическими особенностями пород, что позволяет использовать модель [Presnall, Bateman, 1973] для объяснения начальной стадии формирования субинтрузивов.

Кристаллизацией гранитного парагенезиса вкрапленников завершился ранний этап кристаллизации субинтрузивов, который по $P-T$ условиям и динамике кристаллизации протекал по типу гипабиссальных гранитоидов.

Во вторую стадию произошло вспенивание расплава. Процесс носил взрывной характер, свидетельствами чего являются обилие ксенолитов, протоклаз вкрапленников, развитие в эндоконтактах типично игнимбритовых пеплоподобных структур и структур фьямме, гомеогенных включений, что в целом позволяет отнести породы, исключая центральную фацию, к игнимбрикам. Рассматривая природу этих образований, следует специально подчеркнуть особенности строения фьямме и гомеогенных включений. Эти выделения по химическому составу и видовому составу вкрапленников практически не отличаются от вмещающей их породы (см. табл. 2), но систематически содержат меньше вкрапленников (по объему и количеству зерен), и вкрапленники в них всегда менее протоклазирванные.

Подобное различие фьямме и основной массы в равной мере присуще и типично покровным игнимбрикам [Короновский, 1976; Кокс и др., 1982]. Универсальный характер этой особенности еще раз подтверждает, что фьямме и гомеогенные включения имеют одинаковое происхождение и, следовательно, фьямме нельзя рассматривать как обрывки пемзы, отличающиеся от вмещающей их пирокластикой тем, что в последней в процессе извержения происходило обогащение кристаллокластами [Кокс и др., 1982]. Образование фьямме и гомеогенных включений связано с расслоением расплава по вязкости, пористости, окисленности железа и т.п. вследствие неравномерной его дегазации. Различие фьямме и вмещающей их породы по количеству вкрапленников связано, возможно, с дифференциацией течения.

Вспенивание расплава с образованием игнимбритовых и игнимбритоподобных структур тесно сопряжено с дроблением вкрапленников, и оно же обусловило застекловывание пород, иначе трудно объяснить близкоодновременное затвердевание огромных масс расплава. Возможно, причиной вспенивания послужила разгерметизация камеры или обогащение остаточного расплава водой [Шкодзинский, 1985].

Зональное строение субинтрузивов свидетельствует, что формирование и окончательная кристаллизация их происходили как отдельных остывающих единиц, что даже при отсутствии прямых признаков интрузивного залегания может указывать на их субвулканическую природу. На какой-то стадии, очевидно, вследствие неравномерности дегазации между остаточными камерами и внешними затвердевшими зонами возникал незначительный температурный градиент, что подтверждается появлением между гранит-гранодиорит-порфировой и перегордчатой фацией резкостных границ, а иногда и полное выклинивание перегордчатой фации.

По-видимому, в условиях маломощной проницаемой кровли (на это указывает большая мощность стекловатых пород и большая мощность субгоризонтально залегающих "водораздельных" игнимбритов) магматическая камера не только по форме, но и по P - T -условиям напоминала лавовое озеро. В этом случае на дегазацию и условия кристаллизации большое влияние могло оказывать гидростатическое давление магмы, что в совокупности и определяло преимущественно горизонтальное залегание границ фациальных разновидностей пород.

С заключительным этапом становления субинтрузивов связывается кристаллизация остаточной камеры. Судя по структурам пород, условия кристаллизации в этот период приближались к тем, при которых происходит становление гиабиссальных гранитоидов. Ранее закристаллизовавшиеся интрателлурические вкрапленники подвергались растворению либо происходило их твердофазовое замещение новыми минералами. По-видимому, одновременно с кристаллизацией остаточной камеры шла перекристаллизация ранее сформированных пород краевых фаций с образованием пойкилобластических и перегордчатых структур.

СУБИНТРУЗИИ, КОМАГМАТИЧНЫЕ ЛАВОВОМУ КОМПЛЕКСУ (КСЕНОМОРФНЫЙ ТИП)

Этот тип субинтрузивов повсеместно распространен среди мезозойско-кайнозойских вулканических пород Востока России, но преимущественное развитие эти образования получили во внутренних зонах окраинно-континентальных вулканических поясов.

Автор изучал данный тип субинтрузивов в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (Ульинский прогиб, Куйдусунский вулканоген, Восточно-Чукотский сегмент) и на юге Буреинского массива (Хинган-Юурин-Каменушинская группа структур и Нижне-Бурейское вулканическое поле).

В пределах вулканических полей распределение субинтрузий неравномерное. Обычно повышенная плотность субинтрузий замечается в тектонических поднятиях. Нередко разновозрастные субинтрузии образуют протяженные пояса, связанные, очевидно, со структурами фундамента. Так, например, в центральной части Ульинского прогиба выделяется Нютский и Девокшинский субвулканические пояса, которые маркируются резкими перегибами в структуре Ульинской моноклинали [Мишин, 1982, 1986]. Более локальные скопления субинтрузий обычно приурочены к купольно-кольцевым структурам диаметром 10–20 км.

Независимо от вариаций петрогеохимического состава, субинтрузии рассматриваемого типа имеют однотипные морфологию, внутреннюю структуру и большое сходство структурно-петрографических признаков. Это небольшие в плане тела угловатой конфигурации площадью до 5 км², чаще – 0,5–1 км², группирующиеся в мозаичные скопления диаметром до 12 км. Плотность субинтрузий в скоплениях может достигать таких величин, что вмещающие породы оказываются в виде включений или узких перегородок.

Обычно это однотипные по количеству и составу вкрапленников породы, реже отмечается вся гамма от афировых до густовкрапленниковых (30–40%) разностей, однако в пределах одного тела количество вкрапленников остается почти одинаковым.

Вмещают субинтрузии вулканогенные образования ближайшей части стратиграфической колонки, но в слабо эродированных структурах в качестве вмещающих неизменно выступают кислые породы "лавового комплекса", представленные лавами, лавобрекчиями, пемзовыми туфами и текстурно пестрыми слоистыми витротуфами размерностью от лапиллиевых до пепловых [Мишин, 1982]. Типоморфными породами, распространение которых контролируется ареалом субинтрузии, являются короткие маломощные (до 5 м) потоки стекол и их лавобрекчий, разделенные прослоями обычно цеолитизированных и адуляризированных витротуфов и витробрекчий, а также более мощные (до 70 м) потоки относительно рас-

кристаллизованных пород. При этом отмечается исключительное петрографическое сходство субвулканических и эффузивных пород. Например, в центральной части Ульяновского прогиба [Мишин, 1982], в Средне-Нютском субвулкане (корневой зоне), общими являются афировость и повышенная пористость пород. Для Верхне-Ядринской постройки характерны крупнопорфировые структуры с ассоциацией вкрапленников: андезин, биотит, роговая обманка; породы Лево-Ядринской постройки выделяются плагиоклаз-кварц-калишпатовой ассоциацией вкрапленников интенсивной девитрификацией стекла и очень специфичными яркими красными цветами.

По фациальному составу комплекс вулканических пород, комагматичный субинтрузивам, сопоставим с риолитовыми куполовидными четвертичными вулканами Армении [Карапетян, 1970].

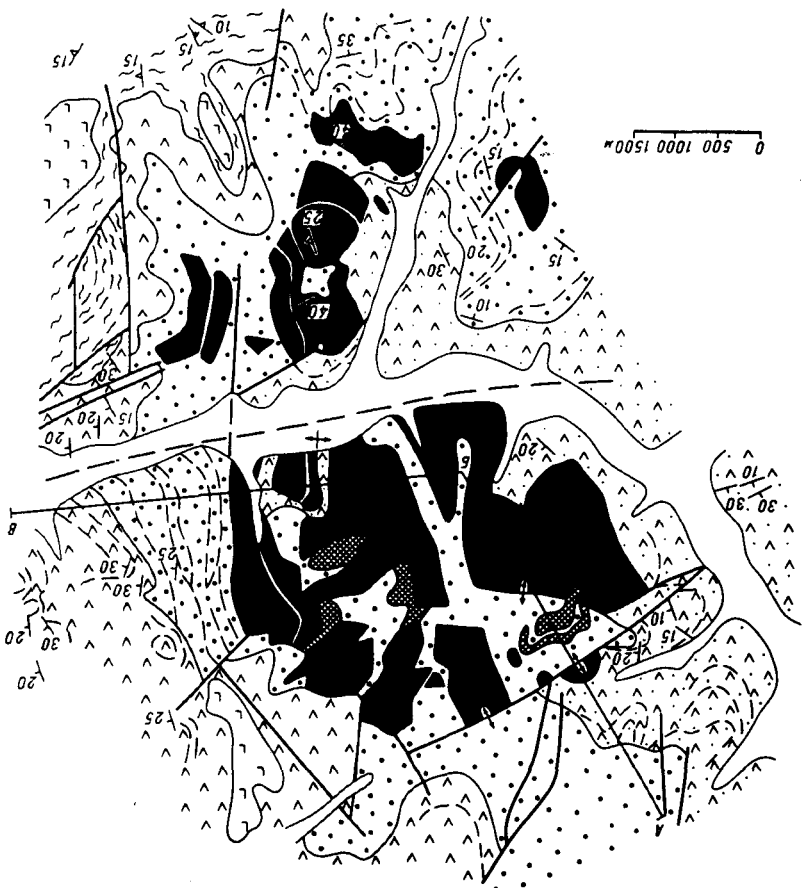
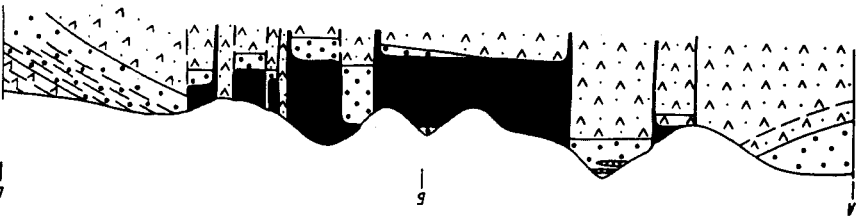
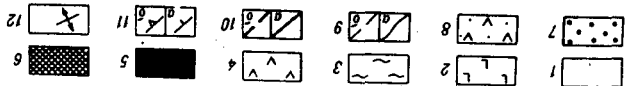
Отмеченные закономерности строения субинтрузий ксеноморфного типа были обоснованы в ранних работах автора [Мишин, 1982а, б]. В связи с этим в дальнейшем ограничимся лишь описанием эталонных объектов и новых данных, позволяющих более углубленно рассмотреть проблему строения и формирования субинтрузий этого типа.

СТРУКТУРА СУБИНТРУЗИВОВ

Прекрасным полигоном для изучения субинтрузий является Ульяновский прогиб (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Здесь субвулканам на местности соответствуют безлесные горные массивы с глубокими врезами. Тела субинтрузивных пород обычно хорошо отпрепарированы, поэтому хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и выделяются визуально по цвету пород.

Своеобразным эталоном могут быть субинтрузии в среднем течении р. Нют. Вмещающие породы в пределах Средне-Нютского субвулкана образуют асимметричный открытый на запад купол диаметром 10 км (рис. 28). Центральная часть купола сложена лавами и туфами среднего состава и туфогенно-осадочными породами альбского возраста, выделенными в составе бирандянской толщи [Мишин, 1982]. С северо-востока, юга и на водоразделах в своде купола отложения бирандянской толщи перекрыты трахириолитовыми туфами и лавами нютской толщи, имеющими переклиналное залегание под углами 5–30°. На севере купола нютская толща сложена исключительно слабо сортированными пемзовыми туфами трахириолитов, выполняющими одноименную кальдеру. В пределах же субинтрузивного ареала толща представлена пестрыми разнозернистыми витрофировыми туфами трахириолитов (размерностью от лапиллиевых до пепловых, иногда пизолитовых), которые перемежаются с лавами и лавобрекчиями трахириолитов. Маломощные потоки лав (до 10 м) сложены целиком обсидианами, перлитами или обсидиановыми лавобрекчиями, а в более мощных потоках стекла различаются лишь в подошве потоков. Лавовые потоки разделяются витротуфами или витробрекчиями.

Трахириолитовая толща, в свою очередь, перекрыта средними по



составу вулканитами, выделенными в составе быстринской толщи. Они представлены андезито-базальтами, реже андезитами и андезито-дацитами с линзами туфогенно-осадочных пород. Излияния лав быстринской толщи происходили после внедрения субинтрузий Средне-Нютского субвулкана, тем не менее они имеют такой же переклиналиный структурный план, как и нютская толща. Это означает, что куполообразование произошло (или продолжалось) после формирования субвулкана.

В Средне-Нютском субвулкане на площади 35 км² сосредоточено 20 субинтрузивов трахириолитов. Площадь отдельных тел достигает 6 км². В плане это чаще четырехугольники, иногда вытянутые в субмеридиональном направлении.

Глубокая расчлененность рельефа позволяет наблюдать большинство субинтрузивов в объеме. Главное в их морфологии – это сочетание преимущественно прямолинейных субвертикальных контактов с горизонтальными кровлей и подошвой, что и определяет блоковую форму тел. Иногда контактовая поверхность имеет уступы, когда горизонтальная на каком-то участке подошва снова принимает вертикальное положение. Мощность отдельных слабо эродированных блоков достигает 500 м, в целом вертикальный диапазон становления субинтрузивов, очевидно, не превышает 600–700 м. Сопряженные тела трахириолитов обычно разделены стеклами, но чаще их разделяют пластины вмещающих пород, имеющих иногда при значительной протяженности весьма небольшую толщину (первые метры). В отдельных случаях пластины сложены однотипными базальтами или андезито-базальтами, слагающими, возможно, каркас из досубинтрузивных даек вдоль которых происходило внедрение магмы и перемещение блоков вмещающих пород.

Линейный характер контактов создает впечатление их тектонической природы, тем более, что на их продолжении во вмещающих породах обычно дешифрируются разломы. Вскрытие контактов горными выработками показало, что действительно породы в зоне контакта тектонически брекчированы. Однако наличие в эндоконтактах стекол и других эндоконтактовых фаций однозначно указывают, что разломы не определяют форму контактов, а лишь осложняют их, активизируя досубинтрузивные разрывы.

Субинтрузии в Средне-Нютском субвулкане сложены тонкоплитчатыми мелкопористыми трахириолитами с микросферолитовой и микролитовой трахитоидной структурами основной массы. Вкрапленники в них представлены единичными мелкими зернами олигоклаза и биотита. В эндоконтак-

Рис. 28. Геологическая карта Средне-Нютского субвулкана

1 – аллювиальные отложения; 2 – кулийская толща (K₂) – базальты; 3 – тапская толща (K₂) – игнимбриты трахириолитов; 4 – андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты и туфогенно-осадочные породы; 5 – субвулканические трахириолиты; 6–7 – нютская толща (K₂); 6 – витрофировые трахириолиты, 7 – туфы трахириолитов; 8 – бирандянская толща (K₁); андезиты, андезито-базальты и туфогенно-осадочные породы; 9 – границы толщ субинтрузивов (а) и отдельных потоков и горизонтов (б); 10 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – наклонное залегание слоистости (а) и флюиальности (б); 12 – вертикальное залегание контактов

товой зоне породы становятся более стекловатыми и приобретают толсто-плитчатую отдельность. Эндоконтактовая зона в наиболее полном виде имеет следующее строение (от контакта к центру): 1 – стекла черные или их брекчии; 2 – витробрекчии светло-зеленого цвета; 3 – сферолитовые (сферолиты до 2 см) трахириолиты (мощность 1–3 зон различна, но не превышает 10–15 м); 4 – сильнопористые, иногда пузыристые, трахириолиты с микросферолитовой основной массой (ширина зоны до 100 м). Основную центральную часть субинтрузивов слагают сравнительно массивные трахириолиты с микролитовой основной массой. Описанная зональность выдерживается не повсеместно, иногда на контакте присутствуют одни витробрекчии туфоподобного облика. Контакты с вмещающими породами резкие, без дробления и захвата вмещающих пород, поэтому ксенолиты встречаются крайне редко и главным образом непосредственно у контакта. Внутри субинтрузивных тел ксенолиты отсутствуют полностью. В зоне контакта отсутствуют инъекции и заливы трахириолитов во вмещающие породы, а сама плоскость контакта обычно наследует трещиноватость вмещающих пород.

Подводящие каналы к блоковым телам в Средне-Нютском субвулкане не установлены за исключением одного тела, вскрытого в береговых обнажениях р. Нют. Мощность тела 60 м, оно круто (30–85°) сечет андезитово-базальты бирдянской толщи. Сложено тело полосчато чередующимися перлитами и адуляризированными витробрекчиями. Мощность полос 1–5 м.

Субвулканические трахириолиты внешне, по минеральному и петрохимическому составу, а также по характеру зональности аналогичны покровным трахириолитам Нютской толщи, поэтому проблема комагматичности не возникает. Значительно чаще появляются сомнения в правильности отнесения отдельных выходов к покровным фациям.

На левобережье нижнего течения р. Девочки (центральная часть Ульинского прогиба) на площади 30 км² сосредоточено 15 сближенных субинтрузивов площадью до 1,3 км². Вмещающие породы представлены андезитами, игнимбритами и туфами трахириолитов с линзами туфогенно-осадочных пород амкинской серии [Мишин, 1982]. Они образуют аналогичный Средне-Нютскому асимметричный, открытый на запад, купол размером 5×8 км. Субинтрузии трахидацитов сконцентрированы в сводовой части купола. Нижне-Девочкинский субвулкан сильно эродирован, поэтому в разрезе отсутствуют комагматичные субинтрузиям покровные фации. По этой же причине сохранились от эрозии главным образом нижние части субинтрузивных тел с субгоризонтальными днищами и фрагментами боковых субвертикальных бортов. На горе Дружба мощность горизонтально залегающих трахидацитов составляет 320 м.

Днища субинтрузий расположены на разных гипсометрических уровнях выше уровня основных водотоков, поэтому форма выходов субинтрузий в плане во многом определяется особенностями рельефа [Мишин, 1982].

Сопряженные тела трахидацитов, как и в Средне-Нютском субвулкане, разделены стеклами, а чаще стеклами и тонкими "пластинами" вмещающих пород.

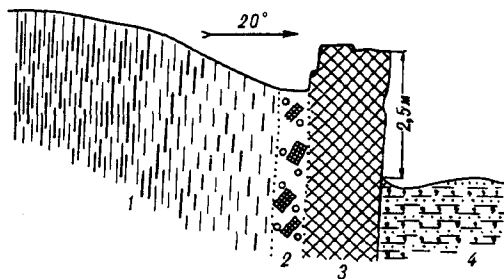


Рис. 29. Вертикальный контакт трахидацитов с пелловыми туфами (левобережье нижнего течения р. Девокша)

1-3 – трахидациты: 1 – плитчатые с трахитоидной основной массой, 2 – стекловатые с пузырями, порами и сферолитами, 3 – обсидианы; 4 – туфопесчаники с прослоями пелловых туфов

Поскольку стекла устойчивы к выветриванию, они часто образуют гребни, прослеживающиеся на значительные расстояния.

Трахидациты субинтрузии представлены двумя петрографическими разновидностями – крупно- и средневкрапленниковыми трахидацитами с вкрапленниками олигоклаза, биотита и базальтической роговой обманкой. Отдельные субинтрузивы сложены одной из этих петрографических разновидностей трахидацитов.

Вблизи контакта трахидациты становятся стекловатыми и пористыми с отдельными крупными пузырями и сферолитами, непосредственно на контакте появляются черные обсидианы и перлиты (рис. 29).

В центральной части Ульинского прогиба субинтрузии кислого состава слагают 8% его площади, но все их разнообразие практически исчерпывается приведенными описаниями. В дополнение следует лишь отметить появление в отдельных субинтрузивах на контакте на фоне тонкофлюидальной основной массы текстур фьямме. В таких случаях, например в Верхне-Ядринском субвулкане [Мишин, 1982], наблюдается относительная замусоренность эндоконтактной зоны местным ксеногенным материалом. Отдельные субинтрузивные зоны отличаются несколько повышенной кристалличностью, что проявляется в исчезновении эндоконтактных стекол и в возникновении в отдельных телах крупнопорфировых разновидностей с полнокристаллическими структурами основной массы пород.

Короткинский субвулканический ареал, насчитывающий более 30 субинтрузивных тел, расположен в бассейне р. Короткой в пределах Амгуэмо-Канчаланского поля, образующего западный фланг Восточно-Чукотского вулканического пояса (рис. 30).

Разрез вулканогенных накоплений в пределах субвулкана снизу вверх представлен: толщей андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и их туфов, сопоставляемых нами с экитыкинской свитой; толщей нерасчлененных по составу туфов с отдельными потоками пород среднего состава; толщей кислого состава, сопоставляемой с леурваамской свитой и завершающими разрез платобазальтами теркенмемвээмской свиты, которые по данным А.П. Павлова разделяются на три подсвиты.

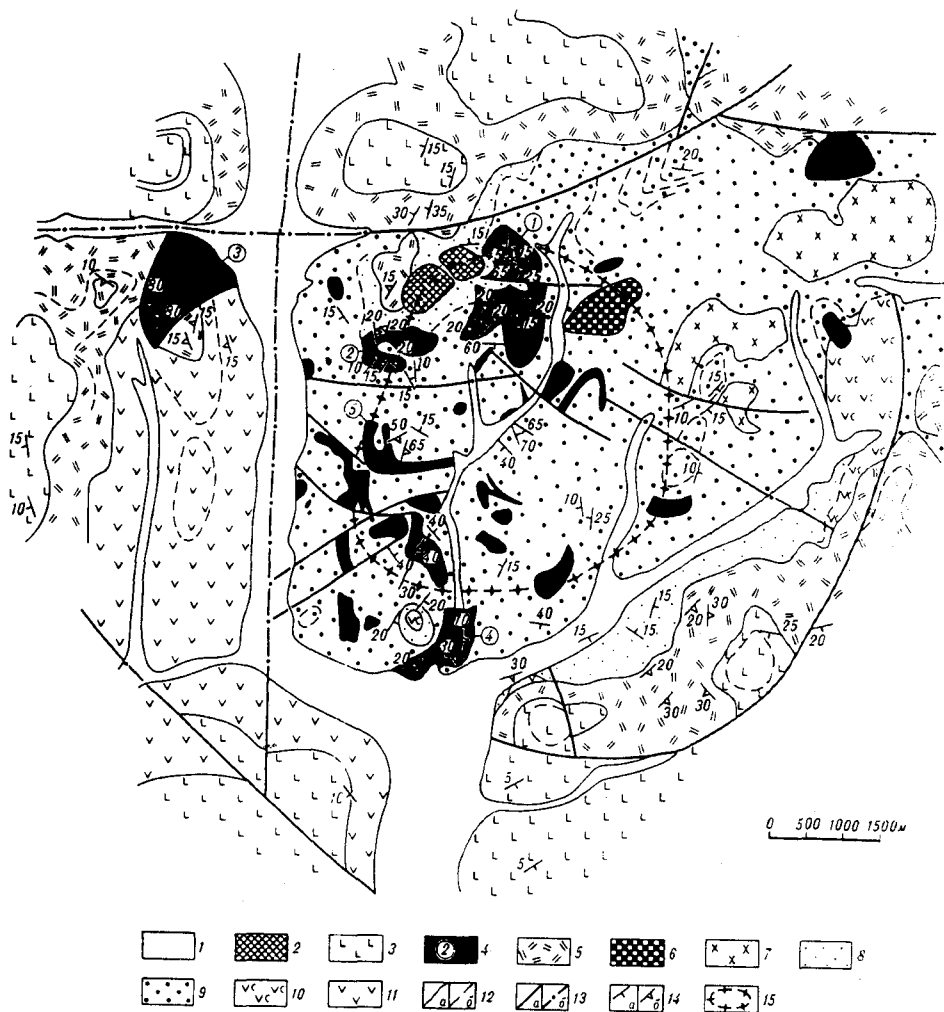


Рис. 30. Геологическая карта Короткинского купола

1 – аллювиальные отложения; 2 – субинтрузии базальтов (P₁₋₂); 3 – тюрнерерская свита (P₁₋₂): базальты, андезит-базальты, редко их туфы; 4 – субвулканические трахириолиты (K₂); 5 – леурваамская свита (K₂): трахириолиты, риолиты, дациты, реже их туфы и игнимбриты; 6 – субвулканические андезит-дациты (K₂); 7 – гранодиорит-порфиры; 8–10 – туфовая толща (K₂): 8 – туфы нерасчлененные, преимущественно андезит-дацитов, 9 – туфы трахириолитов, спекшиеся и туфогенно-осадочные породы, 10 – андезит-дациты; 11 – экитыкинская свита (K₂): андезит-базальты, андезиты и их туфы, 12 – границы свит и субинтрузий (а) и отдельных потоков и горизонтов (б); 13 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – наклонное залегание слоистости (а) и флюиальности (б); 15 – осевая линия преклонального залегания пород

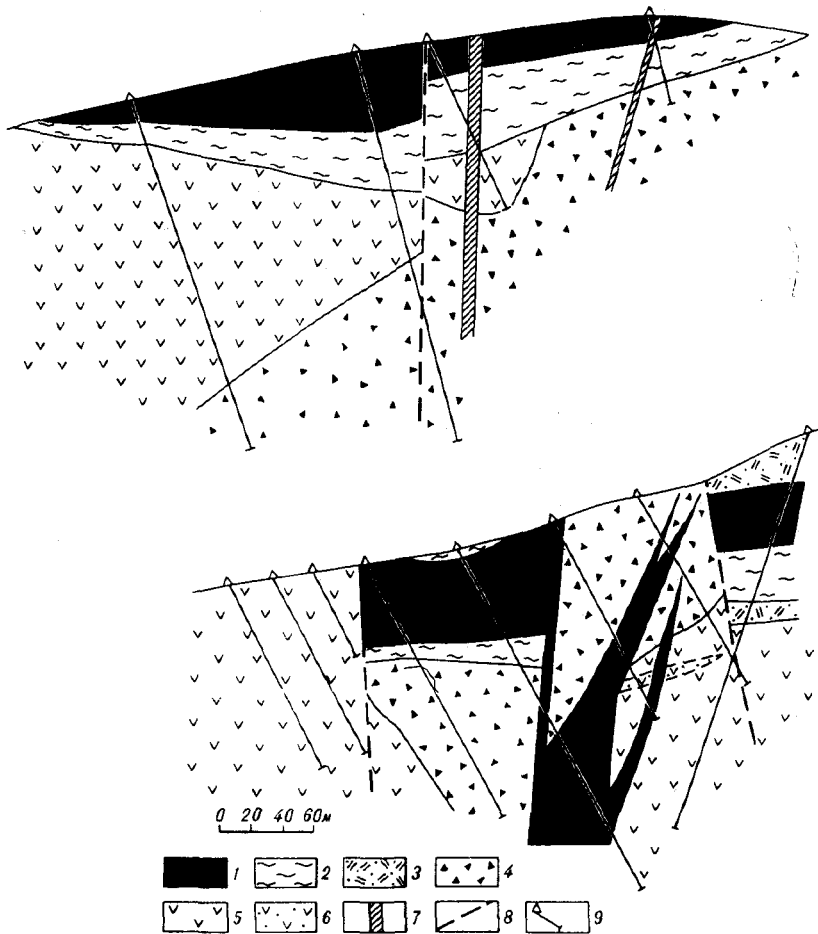


Рис. 31. Разрезы через субинтрузив № 2 (а) и № 5 (б) (см. рис. 30)

1 – субвулканические трахириолиты; 2–3 – туфы трахилипаритов: 2 – витрокластические спекшиеся, 3 – разномерные слоистые; 4 – агломератово-глыбовые жерловые туфы кислого состава; 5 – андезито-базальты и андезиты; 6 – туфы андезитов; 7 – дайки базальтов; 8 – предполагаемые разломы; 9 – скважины

Вулканогенные накопления образуют симметричный, несколько вытянутый в северо-восточном направлении, купол диаметром 10 км. Центральная часть купола сложена туфами андезито-дацитов, андезитов и риолито-дацитов с отдельными потоками андезитов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. Активные солифлюкционные процессы в центральной части купола, которым способствовали интенсивная разломная тектоника и сильные гидротермальные изменения, в том числе и супергенная каолинизация, не позволяют детально расчленить и откартировать отдельные горизонты туфовой толщи. В ее составе преобладают пемзово-шлаковые

несортированные лапиллиевые туфы андезито-дацитового состава, содержащие горизонты слоистых туфов и туффитов. Верхнюю часть разреза толщи слагают риолито-дацитовые туфы. Среди них преобладают слоистые витрокластические, нередко спекшиеся туфы с фьяммеподобными обломками стекла. В западной части свода широко распространены агломератово-глыбовые туфы. Состав обломков в них пестрый, но глыбы представлены почти исключительно пироксен-плагиоклазовыми андезитобазальтами, образующими фундамент туфовой толщи. Состав цемента в туфобрекчиях кислый. Судя по результатам бурения, туфобрекчии выполняют крупную жерловину или серию сопряженных жерловин. На рис. 31 показан западный фланг такой жерловины.

Туфовая толща подстилается лавами андезитобазальтов, реже андезитов, андезитодацитов и их туфов. Типоморфными для этой толщи являются густовкрапленниковые пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты. Туфовая толща имеет локальное распространение, в периферийных частях купола ее мощность резко сокращается. На отдельных участках происходит полное выклинивание, при этом более поздние образования леурваамской свиты залегают непосредственно на андезитах, подстилающих туфовую толщу.

Фланги Короткинского купола прекрасно обнажены и неплохо дешифрируются. Выходы леурваамской свиты слагают крылья купола, образуя почти непрерывное кольцо шириной 500–2000 м. Свита сложена вулканитами кислого состава с резким преобладанием тонкофлюидальных, тонкоплитчатых редковкрапленниковых и афировых трахириолитов. В основании ее местами залегают потоки густовкрапленниковых трахидацитов, реже их туфолав и игнимбритов. Мощность потоков достигает 70 м. Маломощные потоки сложены обычно стеклами и их лавобрекчиями. Разделяются потоки витротуфами или витробрекчиями. Мощность леурваамской свиты достигает 600 м.

Кислую часть разреза туфовой толщи, возможно, тоже следовало бы отнести к леурваамской свите, но структурно витротуфы трахириолитов тесно связаны с туфовой толщей. На флангах купола они, как правило, фациально замещаются туфогенно-осадочными породами, которые, в свою очередь, перекрываются лавами трахидацитов и трахириолитов.

Платобазальты тюнерерской свиты палеогенового возраста образуют внешнее обрамление купола, занимая преимущественно водораздельные пространства. Они слагают плащевые потоки мощностью 5–10 м, разделенные шлаками и реже маломощными прослоями туфов и туфогенноосадочных пород. По данным А.П. Павлова [1991], базальтовое плато имеет контрастное трехчленное строение – нижняя и верхняя, собственно базальтовые, части разделяются горизонтом дацитовых туфов. Базальты перекрывают трахириолиты леурваамской свиты, а на отдельных участках, где происходит выклинивание кислой толщи, они контактируют непосредственно со средними породами экитыкинской свиты. Максимальная мощность базальтов в пределах купола 150 м.

Купольная структура хорошо просматривается в кольцевом расположении выходов, в омоложении стратифицированных отложений от центра к периферии и подтверждается многочисленными замерами сло-

стости и флюидности. На уровне выходов леурваамской свиты породы характеризуются переклиналильным залеганием с углами падения 15–35°. С удалением от центра углы постепенно выволаживаются и базальты тюнерской свиты имеют уже переклиналильность под углами 5–10°.

Центральная часть купола, судя по элементам залегания слоистости, представляет собой изометричный провал диаметром 4 км. Углы падения слоистости в пределах просадки колеблются от 10 до 40°. В самом центре просадки на отдельных ее участках породы стоят почти на голове. Линия перегиба слоистости от переклиналильного к центриклинальному залеганию имеет почти круговую форму. Наличие перегиба подтверждается выходами вблизи него подстилающих туфовую толщу густовкрапленниковых пироксен-плагиоклазовых андезит-базальтов. К центральной просадке приурочены основные мощности туфовой толщи и большинство субинтрузий трахириолитов. С контурами центральной просадки почти идеально совпадает поле развития кварцевых жил.

Короткинский купол разбит многочисленными радиальными и дуговыми разломами. Часть разломов контролируется купольной структурой в целом, часть связана с центральной просадкой.

Субинтрузивные породы по химическому составу образуют широкий спектр от базальтов до трахириолитов и по кристалличности – от стекол до полнокристаллических пород. Субинтрузивные породы основного и среднего состава сосредоточены в северо-восточной части купола. Диоритовые порфириды слагают два тела с площадью выходов 2 и 3 км². Угловатая в плане форма выходов и сочетание прямолинейных субвертикальных контактов с фрагментами субгоризонтальной кровли позволяют считать форму субинтрузивов как блоковую. Такую же форму, по-видимому, имеют два сопряженных тела плагиофировых базальтов. В современном срезе от них сохранилась лишь приподошвенная часть субинтрузивов и фрагменты вертикальных контактов вдоль узкой перемычки туфов трахириолитов, разделяющей субинтрузивные тела. По характеру выходов на поверхности блоковую форму можно предполагать у субинтрузии дацитов на правом борту руч. Шалого.

Субинтрузии трахириолитов сосредоточены в области центральной просадки или в ближайшем ее обрамлении, и лишь отдельные тела расположены в периферии купола в поле выходов леурваамской свиты. В силу слабой обнаженности центральной части купола рисовка контуров субинтрузивов на рис. 30 достаточно условна, в основном она дана по материалам В.П. Шабалина. Отдельные детально изученные субинтрузивные тела даны на рис. 30 под номерами.

Размеры выходов субинтрузивных тел колеблются от нескольких метров до 3 км. В силу слабой обнаженности часть выходов, особенно мелких, возможно была пропущена в процессе съемочных работ.

По форме выходов субинтрузивных пород на поверхности можно предполагать, что бо́льшая их часть имеет форму утолщенных пластин с тупыми торцевыми ограничениями. У части выходов дайко- или силлообразная форма.

Материалы по бурению и структурные исследования подтверждают, что в целом преобладают субинтрузивы с формой уплощенных блоков.

Самое крупное тело (№ 1, рис. 30) по результатам бурения интерпретировалось как лакколит с подводящим каналом в его центральной части. На местности, на восточном фланге субинтрузива, благодаря ярко-красному цвету трахириолитов хорошо просматривается полого погружающаяся к центру подошва; на западном фланге – фрагменты горизонтальной кровли, но плавного выклинивания трахириолитов в западном направлении не наблюдается. Линия контакта здесь круто сечет рельеф в субмеридиональном направлении. Прямолинейное ограничение имеет субинтрузив и в долине руч. Шалого. Многочисленные замеры флюидалности не выявили корневой зоны. На всей площади субинтрузива флюидалность исключительно выдержанно погружается в западных румбах под углами 15–20° (редко до 65°). Это позволяет в целом рассматривать субинтрузив в виде уплощенного, наклоненного на запад, блока. Относительное погружение подошвы к осевой части тела, к которой приурочена основная масса рудоносных кварцевых жил, связана, очевидно, с субинтрузивными просадками вдоль системы северо-восточных разломов, залеченных впоследствии кварцевыми жилами. Подтверждением служит согласное залегание с подошвой субинтрузива подстилающих стратифицированных отложений.

Субинтрузивное тело № 2 по результатам бурения представляет собой останец приподошвенной части блокового или пластового тела. Сохранившаяся мощность его не превышает 25 м. Подошва субинтрузива образует подобие пологой седловидной складки. Западное крыло полого (5–10°) погружается на запад, а восточное также полого – на восток. На рис. 31 показан западный разбуренный фланг субинтрузива. Флюидалность в пределах субинтрузива пологая (10–20°), устойчивая по простиранию, но с изменчивым азимутом падения.

Тело № 4, обнажающееся в бортах приустьевой части руч. Шалого, представляет собой пластовое тело мощностью около 60 м, полого погружающееся на юго-восток. Вниз по ручью трахириолиты перекрыты рыхлыми отложениями, а вверх имеют тупое выклинивание. Верхний субгоризонтальный контакт отпрепарирован на местности в виде уступа. Подошва субпараллельна кровле, сам контакт обнажен в коренном залегании. В эндоконтакте в зоне мощностью 0,5 м породы становятся стекловатыми и приобретают более густой кремовый цвет.

Субинтрузив № 3 на правобережье р. Короткой хорошо обнажен и резко выделяется на местности за счет осыпей и характерного светло-кремового цвета пород. В плане он имеет форму четырехугольника, напоминающего трапецию. Западный и восточный контакты отпрепарированы в виде уступов и круто секут водораздел.

Субинтрузив вскрыт врезам водотоков на глубину 300 м. Субвертикальная ориентировка флюидалности, параллельная удлинению массива, подтверждает его блоковую форму. Подошва субинтрузива находится, по видимому, на уровне обрамляющих водотоков. На это, в частности, указывает тот факт, что на юге выходы субинтрузивных пород не опускаются до самого русла, они оказались как бы подвешенными.

Скважинным профилем на западном фланге купола (см. рис. 31) вскрыты два тела трахириолитов в виде уплощенных блоков и дайкообразное

тело, расщепляющееся вверх на серию клиновидных в поперечном сечении жил, часть из которых, очевидно, является проводниками (корнями) для блокопластовых тел. Мощность блоко-пластин невелика — до 60 м при ширине выходов до 250 м. Верхнее, не выходящее на поверхность, тело трахириолитов прослеживается, по данным бурения, на соседний профиль, сохраняя свою мощность и залегание. Подошва пластинчато-блоковых тел на этом профиле имеет пологий наклон на запад согласно с общим переклиналимым залеганием пород на западном фланге купола. В подошве и кровле пластинчато-блоковых тел залегают витрокластические, в том числе и сваренные туфы трахириолитов, явно опущенные по разломам по сравнению с тем гипсометрическим уровнем, которое занимают трахириолитовые туфы на поверхности.

Субинтрузии трахириолитов купола Короткинский сложены однотипными тонкофлюидалными афировыми трахириолитами светло-коричневых и розовых цветов. Иногда в них в качестве вкрапленников отмечаются единичные мелкие зерна олигоклаза. Субвулканические трахириолиты по минеральному составу и структурам не отличимы от покровных трахипаритов леурваамской свиты.

Субинтрузии имеют простую и короткую зональность, однотипную во всех интрузивах независимо от их гипсометрического положения. В эндоконтакте в узкой зоне 20–50 см породы становятся более стекловатыми, более массивными и приобретают густо-коричневую окраску. Иногда в самой зоне контакта появляются структуры фьямме, и в этом случае граница трахириолитов со сваренными витротуфами становится расплывчатой. Не исключено, что сваренность в туфах частично возникла под воздействием тепла субинтрузивов, на это указывает преимущественное развитие сваренных структур в туфах, в экзоконтакте их с субинтрузивными трахириолитами.

В отличие от покровов в субвулканических породах ни разу не встречено стекло, т.е. в целом кристалличность в субинтрузивах несколько выше, чем в покровах.

В субинтрузивах трахириолитов обычны брекчиевые структуры. Обломки и цемент в брекчиях имеют одинаковый состав. Брекчии не имеют какого-то строгого места в структуре субинтрузивов. Скорее всего, это бескорневые линзы, связанные с неодновременным застыванием расплава и последующей его активизацией.

Сизинджинская субинтрузивная зона расположена в Куйдусунском вулканогене, вдоль западного фланга Сизинджинского массива (будет рассмотрен в следующих главах). В полосе шириной 1–1,5 км на протяжении 7 км закартирована густая сеть выходов риолитов площадью от 1 м² до 0,15 км². Многие сотни выходов, изолированных друг от друга и напоминающих ксенолиты, создают своеобразный оспенный микрорельеф. Вмещают риолиты различные гранитоиды и терригенные породы верхоянского комплекса.

На правом берегу р. Сизинджи риолиты образуют максимальные скопления и участками сливаются в единую жильную зону. Почти 100%-ная обнаженность на отдельных участках позволила детально откартировать один из фрагментов такой системы (рис. 32). Это оказалась сложноветвя-

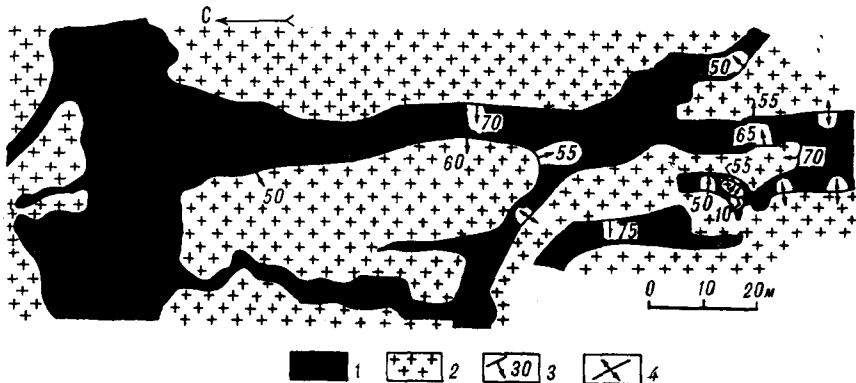


Рис. 32. Дайко-жильная система риодацитов

1 – риодациты; 2 – адамеллиты; 3–4 – залегание контактов: 3 – наклонное, 4 – вертикальное

щаяся система коленчатых даек и жил с невыдержанными простиранием и углами наклона контактов. Жилы, изображенные на рис. 32, откартированы на плоском водоразделе. Но такой же рисунок выходов риолитов отмечается и на крутых склонах. Этот факт, а также невыдержанность контактов на глубину говорят о том, что морфология тел сохраняется одинаковой как в горизонтальной, так и в вертикальной проекциях. Контакты риолитов четкие прямолинейные, с резкими изломами, подчиненными трещиноватости вмещающих их гранитов. Изолированные выходы риолитов имеют точно такие же контакты и морфологические особенности, как и в описываемой жильной системе. Иногда внутри жил отмечаются перемещенные отторженцы вмещающих пород в виде угловатых блоков, хотя, учитывая отсутствие объемных наблюдений, нельзя отрицать, что это не фрагменты перегородок. Точно так же для большинства изолированных на поверхности выходов риолитов можно предполагать наличие на глубине проводников, соединяющих их в единую жильную систему.

Характер контактов и все морфологические особенности риолитовых тел указывают на формирование их в условиях всестороннего растяжения, возможно – обрушения. В целом структуру Сизинджинской субинтрузивной зоны можно интерпретировать как гигантскую брекчию, роль цемента которой выполняют риолиты.

Сизинджинская субинтрузивная зона сложена тонкоплитчатыми тонкофлюидальными афировыми риолитами с редкими вкрапленниками олигоклаза. Вблизи контакта (10–20 см) риолиты становятся массивными, стекловатыми, пористыми, с отдельными пузырями диаметром до 1 см. Иногда в эндоконтакте породы становятся полосчатыми. Эвтакситовые текстуры обусловлены чередованием микропойкилитовых и микросферолитовых структур. В микросферолитовых полосках иногда наблюдаются фрагменты перлитовой отдельности. Выходы риолитов во врезках р. Сизинджи и ее притоков отличаются более массивным сложением и полно-

кристаллическими микропойкилитовыми и микроаплитовыми структурами основной массы.

На левобережье р. Сизинджи на контакте риолитов с песчаниками отмечались переплавление и дезинтеграция последних, в результате контакт оказался постепенным. Во всех других случаях ксенолиты как внутри жил, так и в зоне контакта отсутствуют.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СУБИНТРУЗИЙ КСЕНОМОРФНОГО ТИПА

Для понимания механизма образования субинтрузий решающее значение имеют тектонические условия их формирования, морфология субинтрузивных тел, характер контактов и текстурно-структурные особенности слагающих их пород.

Большинство рассмотренных субвулканов приурочены к тектоническим куполам. При этом максимальные скопления субинтрузий наблюдаются в сводовых частях купола. Степень выраженности куполов, т.е. крутизна их крыльев, различна, но размеры их сопоставимы (10–15 км). Изученные автором купола в пределах Ульяновского прогиба, в силу того что они были вовлечены в региональную моноклиналь [Мишин, 1986], отличаются асимметричным строением – восточные крылья залегают более круто, чем западные. Наиболее выраженный Короткинский купол имеет симметричное строение.

Купола весьма характерны для тектоники вулканических поясов, к ним часто приурочены эндогенные месторождения. Особенно типичны купольные структуры для эпитермальных месторождений [Константинов, 1984; Хомич и др., 1989]. Прекрасный анализ купольных структур, включая их рудоносность и экспериментальные данные, сделан Э. Уиссером [1964].

Куполообразование сопровождается растяжением в апикальной части купола, что приводит к образованию радиальных и концентрических трещин отрыва. В экспериментах по куполообразованию в апикальных частях куполов, кроме трещин, формировались округлые грабены; в некоторых случаях грабены расходились по радиусу от вершины купола. Формирование апикальных и радиальных грабенов, как отмечает Э. Уиссер [1964. С. 25], – "неотъемлемая часть куполообразования и никоим образом не связана с более поздним оседанием".

Э. Уиссер рассматривал куполообразование как чисто тектоническое коробление под воздействием вертикальных глубинных сил, действующих в форме штампа. Однако следует заметить, что при физическом моделировании купольных структур под воздействием инъективных сил возникают такие же структурные формы, что и при тектоническом куполообразовании. В процессе инъективного куполообразования [Тащи и др., 1988] формируются радиальные клиновидные трещины отрыва, а в центре модели, где сходятся радиальные трещины, образуется изометричная впадина: по мере разрастания купола возникает система дуговых кулисных трещин растяжения. Дуговые трещины также имеют клиновидную форму и центриклинальное погружение. При дальнейшем развитии купола образуются краевые сопряженные кольцевые антиклиналь и

синклиналь, граница между которыми постепенно перерастает в надвиг. Углубление дуговых и радиальных трещин до инъективного тела ведет к заполнению трещин отрыва инъективным материалом.

Таким образом, внедрение субинтрузии в инъективной модели знаменует зрелую стадию развития купольной структуры.

Приведенные в работе описания субинтрузивных систем находятся в хорошем соответствии с известными геологическими и экспериментальными данными по купольным структурам. Наиболее полное развитие получил купол Короткинский с его довольно крутыми крыльями, центральной просадкой и системой дуговых и радиальных разломов, к которым приурочены субинтрузивные тела. На примере Короткинского купола можно показать, что процесс куполообразования имеет длительную и сложную историю и что внедрение субинтрузий не причина, а одно из следствий, один из эпизодов куполообразования.

Возникновению Короткинского купола предшествовало образование стратовулкана. На этом свидетельствуют локальное распространение туфовой толщи и широкое распространение жерловых брекчий. Тектоническое куполообразование (коробление стратифицированных отложений), очевидно, началось после отложения риолито-дацитовых витротуфов. Внедрение субинтрузий риолито-дацитов несколько предшествовало или было одновременно с образованием центрального грабена. В пользу последнего предположения свидетельствует тесная пространственная связь субинтрузий с центральным грабеном. В то же время наличие седловидных перегибов подошвы пластовых субинтрузивов, расположенных на линии перегиба от переклиналиного к центральному залеганию, указывает на деформацию субинтрузий в процессе формирования центральной просадки. Четкий контроль распространения гидротермальных изменений пород и многочисленных кварцевых жил сводовой частью купола, а точнее центральной просадкой, также подтверждает, что куполообразование продолжалось и после формирования субинтрузий риолито-дацитов. И наконец, следует отметить, что в Короткинском куполе так же, как и в других рассмотренных нами куполах, деформации подтверждены постсубвулканические стратифицированные отложения: в Короткинском куполе – палеогеновые базальты, а в Средне-Нютском – отложения быстригской и тапской толщ. Для всех куполов можно отметить более пологие узлы залегания пород постинтрузивных толщ. Частично это связано со структурной зональностью (поздние образования слагают фланги куполов), но главная причина заключается в затухании куполообразования в его длительно унаследованном развитии. Например, в Короткинском куполе отчетливо видно, что в направлении свода происходит уменьшение мощности палеогеновых базальтов за счет выклинивания нижних потоков. Это свидетельствует, что на момент излияния базальтов в рельефе существовала положительная морфоструктура.

Купола – это наиболее типичная структура для локализации субвулканических интрузий, особенно их крупных скоплений, но куполообразование не исчерпывает всего разнообразия обстановок их формирования. Нередко субинтрузии концентрируются в обрамлении вулканотектонических депрессий либо контролируются флексурными перегибами вулкано-

генного чехла. Более общим условием, сохраняющимся для всего класса ксеноморфного типа субинтрузивов, является условие растяжения. Доказательством этого вывода служат морфология субинтрузивных тел, их структура и особенности контактов.

Блоковая форма субинтрузий была описана автором в ранних работах [Мишин, 1982а, б], однако в то время не было получено веских стратиграфических данных, которые указывали бы на амплитудные перемещения блоков при формировании субинтрузий. В Короткинском субвулкане в подошве всех блоково-пластовой формы тел бурением вскрываются витрокластические туфы трахириолитов. На поверхности они слагают маломощные останцы, и то преимущественно в краях свода. Это убедительное доказательство опускания блоков вмещающих пород в подошве субинтрузивов. Амплитуда опускания в субинтрузии (№ 1) достигает 300 м.

Материалы по Короткинскому субвулкану показывают, что наряду с типично блоковой формой обычна пластовая форма субинтрузивных тел, но эти пласты также имеют тупые торцовые ограничения и по сути своей являются уплощенными блоками.

Третья характерная форма субинтрузивов ксеноморфного типа – это коленчатые и клиновидной формы дайки и жилы, чаще сложно сочетающаяся система таких даек, жил и блоков. Прямолинейные контакты с резкими изгибами и разветвлениями, наследующими трещиноватость вмещающих пород, – наиболее типичные признаки трещин отрыва, которые в процессе их раздвижения заполнялись магмой. Весьма важно заметить, что дайкообразные системы в плане и в разрезе имеют сходную морфологию. В местах сгущений субинтрузивных тел вся система жил и блоков образует единое тело, напоминающее гигантско-глыбовую брекчию. Подобные субинтрузивные системы иногда образуются и в кровле крупнообъемных субинтрузивов идиоморфного типа. Типичный пример такой гигантско-глыбовой брекчии – северо-западный фланг Каменушинского субинтрузива [Мишин, 1982]. Основное различие таких морфологически сходных образований заключается в отсутствии в субинтрузивах ксеноморфного типа ксенолитов вмещающих пород и эруптивных брекчий, весьма характерных для вторых.

Морфология тел и особенности контактов подтверждают ранее сделанный вывод [Мишин, 1982] о формировании субинтрузий ксеноморфного типа в обстановке растяжения путем выполнения пространства, образующегося при опускании тектонических блоков и при раздвижении трещин отрыва. Флюидално-полосчатые структуры пород и плавное огибание флюидалностью выступов вмещающих пород свидетельствуют о спокойном ламинарном течении расплава. Пассивность заполнения камер подчеркивается отсутствием на контактах эруптивных брекчий, ксенолитов и инъекций расплава в виде заливов во вмещающие породы. Не исключено, что в результате перемещений блоков в отдельных случаях мог возникать всасывающий эффект. Со всасыванием связывает В.П. Коржаев [1982] образование необычных воронкообразных субинтрузивов, установленных на Алтае.

Было бы упрощением рассматривать формирование субвулканов как

некоторый одновременный акт. Наличие между субинтрузивами резких контактов с эндоконтактовыми стеклами, а также нередко наблюдаемое различие субинтрузивов по степени кристалличности свидетельствуют о многоактном формировании субвулканов. Субинтрузивный магматизм можно рассматривать как самостоятельный процесс, сопоставимый, а в отдельных случаях превосходящий по объему наземные излияния кислой магмы.

По петрографическому составу породы рассматриваемых субинтрузий ксеноморфного типа резко отличаются от аналогичных по химизму пород крупнообъемных субинтрузивов. Среди них преобладают афировые и редковкрапленниковые разности, а в порфириновых породах содержание вкрапленников редко превышает 30%. Между количеством (%) вкрапленников и их размером наблюдается отрицательная корреляция. В крупнообъемных субинтрузиях эта корреляция имеет положительную направленность. Вкрапленники характеризуются идиоморфными гранями без следов протоклаза. Весьма характерны гломеропорфириновые и сериальнопорфириновые структуры, хотя достаточно часто отмечается трахитоидное расположение вкрапленников со следами их вращения (см. рис. 4). Такие структуры указывают, что кристаллизация вкрапленников происходила как *in situ*, так и во время внедрения магмы. В эндоконтактовых стеклах нередко отмечается протоклаз вкрапленников, но в отличие от пород с игнимбритовыми структурами протоклаз носит не объемный, а локально-струйчатый характер. Обычно в одном шлифе удается одновременно наблюдать целые, не затронутые дроблением, вкрапленники и очень мелко дробленные оскольчатые зерна. Показательно, что в таких породах с протоклазированными вкрапленниками появляются ксенолиты вмещающих пород и структура пород из тонкофлюидальной и полосчатой трансформируется в плейчато-прерывистофлюидальную, иногда с линзовидными фьямме. Породы с такими структурами следует называть туфолавами – образованиями промежуточными по структуре между игнимбритами и лавами [Мишин, 1982]. Таким образом, вырисовывается отчетливая связь между способностью магмы к вспениванию, к дроблению и захвату ею вмещающих пород (ее игнимбритовостью) с морфологией и механизмом образования субвулканических интрузий. Во внутренних зонах субинтрузивов ксенолиты отсутствуют полностью, также отсутствуют ксенокристы, весьма характерные для первого типа субинтрузивов.

Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом и магнетитом. В породах дацитового и трахитового состава иногда присутствуют редкие зерна пироксенов. Содержание темноцветных минералов обычно не превышает 5–10% от содержания вкрапленников. Парагенезисы минералов вкрапленников находятся в строгом соответствии с основностью пород и их сериальной принадлежностью. Кварц – распространенный минерал риолитов. В дацитах и в субщелочных риолитах основными минералами вкрапленников являются полевые шпаты. При этом, казалось бы, близкие в петрохимическом отношении породы в одних вулканических зонах содержат вкрапленники плагиоклаза, а в других – калинатровый полевой шпат. Например, в центральной части Ульяновского прогиба во всех породах с

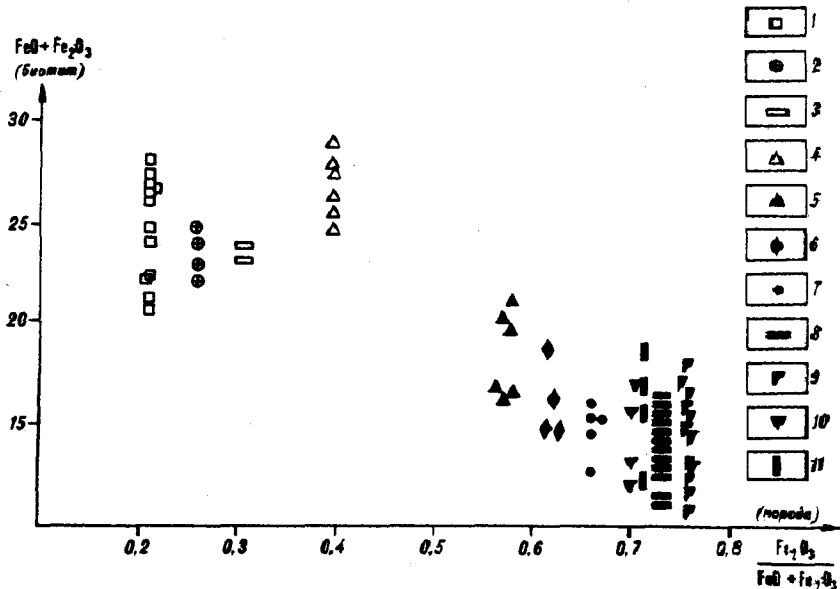


Рис. 33. Зависимость содержаний $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в биотитах от окисленности железа в породах (усредненные данные)

1 – Баджалский комплекс; 2 – Верхне-Аллахский субинтрузив; 3 – Булыгычано-Сугойский район; 4 – Атарбайский субинтрузив; 5 – кедровская серия, Сижотэ-Алинь, (по: [Попов, 1986]); 6 – колчанский комплекс, Нижний Амур (по: [Мартынов, 1983]); 7–9 – Юровский блок, Ульяновский прогиб: 7 – верхнегырбинская толща, 8 – хоторчанская толща, 9 – верхнегырбыканская толща; 10–11 – центральная часть Ульяновского прогиба: 10 – амкинская серия, 11 – хакаринская серия. Залитые знаки – золотоносные зоны, незалитые – оловяносные

содержанием SiO_2 65% вкрапленники полевых шпатов представлены почти исключительно плагиоклазом. И лишь в породах, приближающихся по щелочности к трахитам и трахифонолитам, наряду с преобладающим плагиоклазом появляются отдельные вкрапленники калинатрового полевого шпата. Другой пример – Нижне-Бурейское вулканическое поле. Оно сложено породами близкими по формационному и петрохимическому составу к породам центральной части Ульяновского прогиба. Это также породы повышенной щелочности, но с несколько более высокой калиевоcтью. Однако полевой шпат в субинтрузивных породах и в покровных образованиях в Нижне-Бурейском поле представлен исключительно анортоклазом.

Плагиоклазы вкрапленников представлены зональными таблитчатыми кристаллами. Основность центральных частей вкрапленников соответствует 20–30% Ап, редко достигает 40% Ап. Разница в основности центральных и краевых зон незначительная, обычно не превышает 10% Ап. В целом основность плагиоклазов находится в соответствии с кремнекислотностью пород, и поэтому модальный и нормативный их составы близки между собой.

Таблица 6

Химический состав вкрапленников субвулканических (ксеноморфный тип) и комагматичных вулканических пород кислого состава

| Компо- ненты | Биотит | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|---------|-----------|---------|-------------|---------|-----------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|-------------|
| | обр. 1085 | | обр. 3320 | | обр. 3585-1 | | обр. 3680 | | | 1 | 2 | 3 | 4 | обр. 1089-1 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| SiO ₂ | 34,78 | 36,87 | 32,48 | 35,47 | 36,49 | 35,56 | 36,37 | 38,42 | 46,25 | 40,27 | 40,71 | 38,95 | 39,42 | 41,33 |
| TiO ₂ | 3,76 | 3,81 | 4,82 | 4,59 | 3,48 | 3,42 | 4,84 | 4,72 | 1,23 | 5,27 | 4,99 | 6,08 | 3,31 | 2,75 |
| Al ₂ O ₃ | 13,03 | 13,52 | 12,76 | 13,46 | 14,31 | 14,33 | 14,05 | 14,87 | 7,58 | 15,97 | 14,80 | 13,62 | 17,60 | 11,00 |
| Fe | 15,84 | 16,95 | 19,97 | 12,65 | 12,61 | 12,34 | 11,65 | 11,55 | 11,70 | 14,95 | 15,34 | 15,42 | 17,17 | 11,30 |
| MnO | 0,79 | 0,74 | 0,23 | 0,22 | 0,47 | 0,42 | 0,16 | 0,25 | 0,58 | 0,50 | 0,48 | 0,29 | 0,47 | 0,30 |
| MgO | 13,79 | 13,30 | 16,47 | 16,62 | 16,11 | 16,12 | 16,48 | 17,07 | 14,25 | 15,36 | 14,45 | 14,79 | 14,23 | 14,45 |
| CaO | 0,02 | — | 0,04 | 0,03 | — | — | — | 0,01 | 10,66 | 0,25 | 0,74 | 0,66 | 1,43 | 11,08 |
| Na ₂ O | 0,33 | 0,35 | 0,45 | 0,58 | 0,90 | 0,66 | 0,78 | 0,63 | 1,36 | 0,45 | 0,78 | 1,54 | 0,62 | 2,22 |
| K ₂ O | 9,26 | 9,60 | 8,57 | 9,17 | 8,36 | 8,49 | 9,12 | 9,15 | 0,50 | 6,71 | 7,15 | 8,13 | 5,32 | 0,90 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | — | 0,16 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,12 | 0,14 | 0,05 | 0,14 | — |
| H ₂ O | 3,79 | 3,93 | 3,88 | 3,91 | 3,94 | 3,88 | 3,97 | 4,14 | 4,15 | — | — | — | — | 1,98 |
| Сумма | 95,40 | 99,08 | 99,84 | 96,74 | 96,71 | 95,25 | 97,45 | 100,89 | 98,30 | 99,85 | 99,58 | 99,53 | 99,91 | 97,30 |
| Si | 5,5056 | 5,6164 | 5,0198 | 5,4319 | 5,5474 | 5,4933 | 5,4838 | 5,5570 | 6,6779 | 3,0642 | 3,1162 | 3,0510 | 2,8934 | 6,2506 |
| Ti | 0,4471 | 0,4360 | 0,5599 | 0,5291 | 0,3978 | 0,3976 | 0,5486 | 0,5166 | 0,1341 | 0,3139 | 0,2883 | 0,3560 | 0,2005 | 0,3130 |
| Al | 2,4309 | 2,4272 | 2,3240 | 2,4292 | 2,5636 | 2,6101 | 2,4970 | 2,5350 | 1,2904 | 1,4282 | 1,6368 | 1,2726 | 1,5831 | 1,9600 |
| Fe | 2,0967 | 2,1589 | 2,5811 | 1,6200 | 1,6032 | 1,5942 | 1,4694 | 1,3966 | 1,4128 | 0,9549 | 0,9849 | 1,0019 | 1,0980 | 1,4297 |
| Mn | 0,1063 | 0,0959 | 0,0300 | 0,0287 | 0,0609 | 0,0547 | 0,0204 | 0,0306 | 0,0708 | 0,0319 | 0,0314 | 0,0201 | 0,0294 | 0,0383 |
| Mg | 3,2536 | 3,0183 | 3,7942 | 3,7936 | 3,6505 | 3,7130 | 3,7094 | 3,6803 | 3,0670 | 1,7416 | 1,6788 | 1,7135 | 1,5722 | 3,2580 |
| Ca | 0,0027 | 0,0000 | 0,0063 | 0,0055 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0023 | 1,6492 | 0,0204 | 0,0591 | 0,0487 | 0,0644 | 1,7949 |
| Na | 0,1028 | 0,1033 | 0,1359 | 0,1719 | 0,2644 | 0,1965 | 0,2278 | 0,1763 | 0,3800 | 0,0655 | 0,1159 | 0,1736 | 0,0892 | 0,6504 |
| K | 1,8698 | 1,8653 | 1,6894 | 1,7913 | 1,6216 | 1,6736 | 1,7549 | 1,6885 | 0,0922 | 0,6562 | 0,7092 | 0,8749 | 0,5179 | 0,1735 |
| Cr | 0,0018 | 0,0004 | 0,0200 | 0,0032 | 0,0043 | 0,0041 | 0,0024 | 0,0051 | 0,0030 | 0,0077 | 0,0081 | 0,0031 | 0,0093 | 0,0000 |
| H ₂ O | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 2,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 1,0000 |
| Сумма | 17,8173 | 17,7199 | 18,1608 | 17,8044 | 17,7138 | 17,7371 | 17,7092 | 17,5886 | 16,7774 | 8,2835 | 8,6267 | 8,5154 | 8,0574 | 16,8683 |
| | Центр | Край | Центр | Край | Центр | Край | Центр | Край | Центр | | | | | Центр |

Таблица 6 (продолжение)

| Компо- ненты | Амфибол | | | | | | Магнетит | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|-----------|---------|-------------|---------|-------------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|---------|
| | обр. 1089-1 | | обр. 3320 | | обр. 4735-4 | | обр. 1095-1 | | | | | | обр. 1085 | |
| | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
| SiO ₂ | 42,58 | 44,57 | 43,86 | 48,23 | 42,54 | 42,06 | - | - | - | 0,09 | 1,21 | 0,39 | 2,07 | 2,78 |
| TiO ₂ | 2,78 | 1,18 | 1,18 | 1,26 | 2,32 | 2,25 | 3,79 | 3,89 | 4,30 | 4,23 | 26,46 | 2,10 | 1,76 | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 11,46 | 9,42 | 9,29 | 6,86 | 11,38 | 11,41 | 0,42 | 0,86 | 0,79 | 0,49 | 0,72 | 0,69 | 0,45 | 0,09 |
| Fe | 11,23 | 12,31 | 12,58 | 11,83 | 12,72 | 11,26 | 59,89 | 60,29 | 59,00 | 58,01 | 8,73 | 60,57 | 57,70 | 57,31 |
| MnO | 0,28 | 0,25 | 0,19 | 0,40 | 0,33 | 00,24 | 27,74 | 22,61 | 30,46 | 31,93 | 54,16 | 31,56 | 32,65 | 32,78 |
| MgO | 14,66 | 14,06 | 13,54 | 14,85 | 13,07 | 13,95 | 6,14 | 11,97 | 4,27 | 2,26 | 0,61 | 0,77 | 1,45 | 1,01 |
| CaO | 11,29 | 11,15 | 11,42 | 10,85 | 11,15 | 11,27 | - | - | - | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,06 |
| Na ₂ O | 2,44 | 1,55 | 1,56 | 1,44 | 1,98 | 2,18 | 0,08 | 0,01 | - | - | 0,10 | 0,03 | 0,23 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,92 | 0,55 | 0,58 | 0,55 | 0,72 | 0,67 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | - | 0,04 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,05 |
| H ₂ O | 2,03 | 1,99 | 1,97 | 2,04 | 2,00 | 1,99 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,07 | 0,02 |
| Сумма | 99,69 | 97,04 | 96,20 | 98,36 | 98,29 | 97,31 | 98,13 | 99,71 | 98,86 | 97,11 | 92,12 | 96,23 | 96,43 | 94,92 |
| Si | 6,2722 | 6,7068 | 6,6836 | 7,0986 | 6,3744 | 6,3341 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0280 | 0,3884 | 0,1242 | 0,6523 | 0,8878 |
| Ti | 0,3076 | 0,1337 | 0,1350 | 0,1396 | 0,2616 | 0,2544 | 0,8882 | 0,8944 | 0,9981 | 1,0021 | 6,4077 | 0,5014 | 0,4159 | 0,1929 |
| Al | 1,9888 | 1,6710 | 1,6691 | 1,1899 | 2,0087 | 2,0243 | 0,1535 | 0,3111 | 0,2869 | 0,1825 | 0,2738 | 0,2586 | 0,1675 | 0,0341 |
| Fe | 1,3830 | 1,5493 | 1,6026 | 1,4563 | 1,5950 | 1,4183 | 14,0561 | 13,8844 | 13,7123 | 13,7461 | 2,1153 | 14,4773 | 13,6739 | 13,7956 |
| Mn | 0,0353 | 0,0322 | 0,0241 | 0,0504 | 0,0425 | 0,0310 | 7,2367 | 5,7863 | 7,8689 | 8,4099 | 14,5850 | 8,3834 | 8,5991 | 8,7679 |
| Mg | 3,2188 | 3,1534 | 3,0752 | 3,2580 | 2,9197 | 3,1314 | 1,6231 | 3,1037 | 1,1172 | 0,6015 | 0,1653 | 0,2060 | 0,3875 | 0,2724 |
| Ca | 1,7823 | 1,7970 | 1,8637 | 1,7106 | 1,7899 | 1,8187 | 0,0014 | 0,0000 | 0,0115 | 0,0165 | 0,0063 | 0,0241 | 0,0027 | 0,0265 |
| Na | 0,6967 | 0,4533 | 0,4617 | 0,4146 | 0,5748 | 0,6367 | 0,0260 | 0,0023 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0358 | 0,0096 | 0,0767 | 0,0113 |
| K | 0,1729 | 0,1061 | 0,1126 | 0,1038 | 0,1375 | 0,1291 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| Cr | 0,0019 | 0,0005 | 0,0043 | 0,0038 | 0,0085 | 0,0028 | 0,0077 | 0,0164 | 0,0039 | 0,0168 | 0,0292 | 0,0195 | 0,0162 | 0,0203 |
| H ₂ O | 1,0000 | 1,0000 | 1,0000 | 1,0000 | 1,0000 | 1,0000 | 0,0121 | 0,0116 | 0,0035 | 0,0070 | 0,0114 | 0,0081 | 0,0182 | 0,0039 |
| Сумма | 16,8596 | 16,6035 | 16,6319 | 16,4226 | 16,7116 | 16,7808 | 24,0048 | 24,0102 | 24,0024 | 24,0105 | 24,0183 | 24,0122 | 24,0102 | 24,0127 |
| | Край | Центр | Край | | Центр | Край | Центр | Край | Центр | Край | Темн. | Светл. | Центр | Край |

Таблица 6 (окончание)

| Компо- ненты | Магнетит | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|-----------|---------|---------|---------|-----------|---------|-------------|---------|-------------|---------|---------|
| | обр. 1089-1 | | обр. 3590 | | | | обр. 3680 | | обр. 4743-3 | | обр. 4735-4 | | |
| | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 |
| SiO ₂ | 1,50 | — | 0,98 | — | 0,66 | — | — | — | 1,50 | 0,17 | — | 1,54 | — |
| TiO ₂ | 1,47 | 4,14 | 1,18 | 12,90 | 0,63 | 12,71 | 4,65 | 4,85 | 5,95 | 1,13 | 5,58 | 7,52 | 5,54 |
| Al ₂ O ₃ | — | 1,25 | 0,57 | 0,98 | — | 1,13 | 3,03 | 3,04 | 0,83 | — | 1,27 | 1,21 | 1,54 |
| Fe | 61,83 | 59,14 | 63,21 | 40,96 | 65,39 | 42,30 | 57,63 | 57,27 | 56,77 | 67,08 | 56,73 | 49,88 | 56,61 |
| MnO | 32,20 | 31,84 | 32,55 | 40,84 | 31,61 | 40,92 | 34,57 | 35,22 | 36,46 | 33,37 | 36,11 | 38,06 | 36,19 |
| MgO | 1,22 | 2,53 | 0,40 | 0,16 | 0,47 | 0,25 | 0,99 | 1,00 | 0,33 | 0,23 | 0,25 | 0,24 | 0,29 |
| CaO | 0,14 | 0,03 | 0,19 | 0,76 | 0,04 | 0,87 | 0,48 | 0,24 | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,18 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,28 | — | 0,04 | — | — | — | — | — | 0,02 | 0,01 | — | 1,48 | — |
| K ₂ O | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,05 | 0,12 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | — | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 |
| H ₂ O | 0,01 | — | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,06 | — | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,1 |
| Сумма | 98,67 | 99,24 | 99,29 | 96,69 | 98,88 | 98,26 | 101,39 | 101,75 | 100,48 | 101,10 | 100,11 | 100,18 | 96,69 |
| Si | 0,4640 | 0,0000 | 0,3009 | 0,0000 | 0,2061 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0532 | 0,0000 | 0,4624 | 0,0000 |
| Ti | 0,3408 | 0,9530 | 0,2730 | 3,0175 | 0,1466 | 2,9212 | 1,0381 | 1,0796 | 1,3570 | 0,2589 | 1,2744 | 1,6947 | 1,2613 |
| Al | 0,0000 | 0,4498 | 0,2048 | 0,3590 | 0,0000 | 0,4067 | 1,0577 | 1,0621 | 0,2976 | 0,0000 | 0,4533 | 0,4277 | 0,5493 |
| Fe | 14,3857 | 13,6387 | 14,6207 | 9,5874 | 15,2832 | 9,7323 | 12,8630 | 12,7986 | 12,9660 | 15,3604 | 12,9758 | 11,2469 | 12,9037 |
| Mn | 8,3296 | 8,1593 | 8,3671 | 10,6224 | 8,2089 | 10,4610 | 8,5742 | 8,7213 | 9,2540 | 8,2390 | 9,1905 | 9,5380 | 9,1676 |
| MgO | 0,3186 | 0,6568 | 0,1029 | 0,0424 | 0,1244 | 0,0638 | 0,2497 | 0,2503 | 0,0852 | 0,0582 | 0,0653 | 0,0612 | 0,0749 |
| Ca | 0,0643 | 0,1355 | 0,0861 | 0,3511 | 0,0165 | 0,3947 | 0,2128 | 0,1046 | 0,1000 | 0,0045 | 0,0271 | 0,0824 | 0,0180 |
| Na | 0,0935 | 0,0000 | 0,0120 | 0,0000 | 0,0004 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0068 | 0,0038 | 0,0000 | 0,4748 | 0,0000 |
| K | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| Cr | 0,0107 | 0,0192 | 0,0458 | 0,0120 | 0,0203 | 0,0133 | 0,0109 | 0,0272 | 0,0080 | 0,0130 | 0,0124 | 0,0056 | 0,0059 |
| H ₂ O | 0,0020 | 0,0006 | 0,0153 | 0,0157 | 0,0062 | 0,0143 | 0,0004 | 0,0134 | 0,0203 | 0,0122 | 0,0190 | 0,0053 | 0,0229 |
| Сумма | 24,0067 | 24,0120 | 24,0119 | 24,0286 | 24,0075 | 24,0127 | 24,0068 | 24,0170 | 24,0050 | 24,0081 | 24,0078 | 24,0035 | 24,0037 |
| | Центр | Край | Центр | Край | Основ. | Ламель | Центр | Край | Темн. | Светл. | Основ. | Ламель | Ламель |

Примечание. Центральная часть Ульяновского прогиба: хакаринская серия – 3320*, 3680*; амкинская серия – 1085*, 1089-1*, 1095*, 3385, 3590; ядринская серия – 3595. Юровский блок Ульяновского прогиба (средние составы по толщам, по данным Б.Р. Григоряна, 1991 г.): I – верхнегырбыканская,

Вкрапленники роговой обманки появляются главным образом в дацитах, и их состав также определяется особенностями химического состава пород. Например, в центральной части Ульяновского прогиба они представлены керсутитами (табл. 6), а в Нижне-Бурейском вулканическом поле арфедсонитом и рибекитом.

Биотит – типичный минерал в субщелочных и щелочных породах и реже встречается в риолитах нормальной щелочности. Это высокотитанистая разновидность с низким содержанием железа и высокой его окисленностью (рис. 33, табл. 6).

Вкрапленники пироксенов, встречающиеся в ограниченном количестве чаще в породах дацитового состава, характеризуются, как и биотиты, низкими содержаниями суммарного железа и его высокой окисленностью (см. рис. 23). Ю.А. Мартынов [1983] отмечает для вулканических и субвулканических образований колчанского комплекса (Нижний Амур) возрастание в клинопироксенах содержания волластонитового минала с ростом кремнекислотности пород.

Магнетит – характерный акцессорных минерал в изученных нами субинтрузивах. Иногда содержание его достигает 1–2%, а размер зерен до 0,5 мм. Это, как правило, хорошо ограненные тетраэдрические кристаллы, находящиеся в виде отдельных вкрапленников либо включенные в другие минералы (чаще биотит). На классификационной диаграмме фигуративные точки магнетитов из центральной части Ульяновского прогиба попадают в поле низкотитанистых магнетитов. Ламмели в магнетитах, претерпевших распад, имеют более высокое содержание титана и более низкую окисленность железа. Сходный состав имеют магнетиты из покровных и субвулканических пород в Преджугджурском вулканическом прогибе (см. табл. 6). Магнетиты из кислых пород колчанского комплекса [Мартынов, 1983] характеризуются более высокой титанистостью и более высокой окисленностью железа. При этом с ростом кремнекислотности пород в титаномагнетитах отмечаются увеличение степени окисленности железа и уменьшение их титанистости.

Вкрапленники в рассматриваемых породах, за редким исключением, представлены одной генерацией, и в них практически отсутствует коррозия. Иногда отмечается коррозия вкрапленников кварца, но значительно более слабая, чем в крупнообъемных субинтрузивах. Отмеченные факты, а также близость модального и нормативного составов вкрапленников плагиоклазов и направленное изменение состава вкрапленников с изменением кремнекислотности пород свидетельствуют о равновесной кристаллизации вкрапленников.

Имеющиеся определения температур кристаллизации вкрапленников с использованием различных термометров показывают значительные колебания температур для одних и тех же минералов в сходных в петрографическом отношении пород. Так, например, кислые вулканические и субвулканические породы мел-палеогенового возраста в Амгуэмо-Канчаланском вулканическом поле, включающем Короткинский купол [Полин, Коновалов, 1985], имеют температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза (плагиоклазовые термометры для $P_{H_2O} = 0$ кбар) от 875 до 1200°. Температура кристаллизации пироксенов в перлитах белоувалин-

ского комплекса [Маракушев, 1968; Gells, 1977; Wood, Banno, 1973] составляет в среднем 912° , а температура кристаллизации плагиоклазов в тех же породах для $P_{H_2O} = 0$ кбар составляет 1115° .

По данным Ю.А. Мартынова [1983], температуры кристаллизации вкрапленников в субщелочных плагиолипаритах (Бухтынская структура) распределяются следующим образом: пироксены 950° (двупироксеновый термометр Маракушева [1968]); биотит – 780° (биотит-магнетитовый термометр Ферштатера, (по Бородиной, 1975 г.); плагиоклаз – 1160° (температура гомогенизации расплавных включений). Температура гомогенизации серии расплавных включений (определения Н.В. Бердникова) из трахилипаритов амкинской серии (центральная часть Ульинского прогиба) составила $1170-1190^{\circ}$. Частично такой разброс температур обусловлен последовательностью кристаллизации минералов, однако разница между ликвидусом и солидусом в 400° не реальна, по-видимому, разброс температур, как отмечает Ю.А. Мартынов [1983], обусловлен несовершенством термометров. Однако для нас более важны не абсолютные температуры, а порядок кристаллизации минералов. Первыми, судя по температурам и взаимоотношениям минералов, кристаллизуются кварц и плагиоклаз, а последними – пироксены и биотит. В крупнообъемных субинтрузиях идиоморфного типа кристаллизация вкрапленников происходила в обратной последовательности.

Структура и состав основной массы пород субинтрузий ксеноморфного типа закономерно меняются в зависимости от кремнекислотности пород. В дацитах и трахидацитах основная масса микролитовая с элементами микропойкилитовой. Микролиты обычно представлены олигоклазом (по составу они как бы продолжают зональность вкрапленников), они погружены в слабо девитрифицированный пятнисто угасающий стекловатый базис. С ростом кремнекислотности пород основная масса постепенно трансформируется в чисто микропойкилитовую, а в менее раскристаллизованных разностях – в микросферолитовую или аксиолитовую. Чисто фельзитовые и микроаплитовые структуры для этого типа пород не характерны. Полосчатые разности характеризуются эвтакситовым чередованием полос сферолитового или микролитового строения с полосами микропойкилитового строения. Последние нередко содержат щелевидные полости, стенки которых выполнены друзовидным кварцем, иногда совместно с калишпатом.

Таким образом, главная особенность петрографического состава пород субинтрузий ксеноморфного типа – это высокая комплементарность состава вкрапленников и основной массы с валовым составом пород, характерная для большинства вулканических серий. Ю.П. Масуренков [1979] отмечает, что полная комплементарность валового состава и основной массы, в порфировых породах достигается крайне редко и свидетельствует о кристаллизационной дифференциации. В большинстве вулканических серий вектора (валовой состав – основная масса) направлены под углом к вариационным (серийным) линиям с общей тенденцией раскисления основной массы с ростом кремнекислотности пород. В результате составы основной массы пород на роевых диаграммах образуют вариационные линии, субпараллельные вариационным линиям, построенным на основе

валовых составов пород. Наглядным примером таких сопряженных вариационных линий являются вулканические серии Малого Семячика и Налычевской структуры на Камчатке [Масуренков, 1979].

Петрохимический состав субвулканических интрузий ксеноморфного типа и комагматичных им вулканитов был рассмотрен детально в ранних работах автора [Мишин, 1982, 1983]. Следует отметить, что по уровню содержаний петрогенных и малых элементов породы субинтрузивов идиоморфного и ксеноморфного типов практически не различаются (см. табл. 4, 7). Наблюдаемые вариации содержаний петрогенных оксидов связаны в них главным образом с особенностями тектонического положения вулканических зон либо обусловлены возрастной направленностью изменения химизма пород. В силу этого многие петрохимические признаки лишь опосредованно связаны с петрогенезисом субвулканических образований и в силу этого же часто имеют узко региональное значение. Применительно к Востоку России в качестве петрохимического критерия разделения названных типов субинтрузивных пород может быть использован коэффициент окисленности железа f . Во всех рассмотренных крупнообъемных субинтрузивах f не поднимается выше 0,4, чаще — 0,2–0,3.

Субинтрузии же ксеноморфного типа, за небольшим исключением, имеют значения f более 0,5. Однако этот признак не годится для Казахстана и Рудного Алтая, поскольку широко распространенные в этих районах субвулканические интрузии автомагматических брекчий, сопоставимые по петрографическим признакам с субинтрузиями идиоморфного типа, характеризуются высокой окисленностью железа (см. рис. 33).

В качестве второго петрохимического критерия, имеющего региональное значение, может быть рассмотрено калинатовое отношение. А.А. Маракушев и Е.Б. Яковлева [1975], главным образом на примере Казахстана, выделили два типа вулканических пород кислого состава. В качестве основного классификационного признака они использовали калинатовое отношение. Выделенные этими авторами типы I и II кислых вулканитов по многим петрографическим признакам хорошо сопоставляются соответственно с ксеноморфным и идиоморфным типами субинтрузий. Однако оказалось, что изученные нами субинтрузии, как видно из рис. 34, по калинатовому отношению практически не различаются.

Сравнительный петрогеохимический анализ субинтрузий показывает, что наиболее существенные их различия проявляются в направленностях изменений петрохимического состава в рамках вулканических серий. Субинтрузии ксеноморфного типа образуют в пределах базальт-риолитовых серий дискретную породную группу с содержанием SiO_2 66–67%. Дискретность проявляется в прерывности распределения, в скачкообразном изменении уровня содержаний элементов и в нарушении корреляционных связей петрогенных элементов, в первую очередь некогерентных. Для большинства вулканических серий, включающих ксеноморфный тип субинтрузивов, характерна кантелеритовая тенденция уменьшения содержаний щелочей с ростом их кремнекислотности (рис. 35) либо их постоянство в рамках риолитовой породной группы. Для субинтрузий идиоморфного типа

Таблица 7

Химический состав субвулканических (ксеноморфный тип) и комагматичных вулканических пород

| Компоненты | 787 | 82a | 771 | 702 | 5778 | 1873 | 40 | 5624 | 5625-1 | 1081 | 3140-1 | 8078 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 61,72 | 62,31 | 62,42 | 62,68 | 62,72 | 63,91 | 66,74 | 71,07 | 72,27 | 68,06 | 74,61 | 75,98 |
| TiO ₂ | 0,34 | 0,43 | 0,45 | 0,31 | 0,64 | 0,49 | 0,61 | 0,34 | 0,35 | 0,25 | 0,28 | 0,1 |
| Al ₂ O ₃ | 18,02 | 17,33 | 17,74 | 17,38 | 16,95 | 16,75 | 16,02 | 14,61 | 14,04 | 14,95 | 13,5 | 12,09 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,02 | 2,66 | 2,33 | 2,26 | 2,84 | 3,94 | 2,09 | 1,97 | 1,91 | 2,12 | 1,61 | 1,3 |
| FeO | 2,24 | 1,67 | 2,14 | 1,47 | 1,66 | 0,97 | 0,59 | 0,43 | 0,35 | 1,21 | 0,29 | 0,31 |
| MnO | 0,07 | 0,11 | 0,02 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,11 | 0,06 | 0,1 | 0,06 |
| MgO | 1,66 | 1,45 | 1,63 | 1,04 | 1,28 | 1,58 | 0,74 | 0,85 | 0,66 | 1,40 | 0,38 | 0,45 |
| CaO | 2,51 | 2,7 | 2,09 | 2,31 | 3,40 | 3,30 | 2,35 | 1,37 | 1,69 | 1,01 | 0,44 | 0,42 |
| Na ₂ O | 4,16 | 4,38 | 4,46 | 4,35 | 4,09 | 3,60 | 3,62 | 3,57 | 3,84 | 5,15 | 4,23 | 3,84 |
| K ₂ O | 5,73 | 5,88 | 5,80 | 5,67 | 5,46 | 4,02 | 5,18 | 3,61 | 3,63 | 5,73 | 4,27 | 4,36 |
| SO ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,82 | 0,71 | 0,46 | 1,01 | 0,27 | 0,23 | 0,17 | 0,14 | 0,12 | 1,08 | 0,06 | 0,01 |
| CO ₂ | 0,23 | 0,19 | 0,2 | 0,14 | 0,16 | - | 0,07 | 0,20 | 0,18 | 0,15 | 0,07 | 0,32 |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | - | 0,54 | 0,79 | 1,66 | 1,25 | 0,36 | - | - | 0,4 |
| H ₂ O ⁻ | 0,27 | 0,39 | 0,62 | 1,25 | - | - | - | - | - | 1,13 | - | - |
| Сумма | 99,79 | 100,21 | 100,36 | 99,96 | 100,1 | 99,64 | 99,91 | 99,52 | 99,51 | 102,3 | 99,84 | 99,63 |

Таблица 7 (продолжение)

| Компо- ненты | 5464-1 | 295 | 1405-1 | 8030 | 5887 | 1249-1 | 3585 | 1550 | 1249-5 | 3873 | 7192 | 7818a |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| | 13* | 14* | 15* | 16* | 17* | 18* | 19 | 20 | 21* | 22* | 23 | 24 |
| SiO ₂ | 73,93 | 65,08 | 64,83 | 65,82 | 67,81 | 71,0 | 71,66 | 72,09 | 72,52 | 66,56 | 62,73 | 68,17 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,29 | 0,46 | 0,27 | 0,56 | 0,11 | 0,38 | 0,28 | 0,14 | 0,68 | 0,77 | 0,50 |
| Al ₂ O ₃ | 14,53 | 16,34 | 16,31 | 16,38 | 15,87 | 13,07 | 15,55 | 15,04 | 13,23 | 16,14 | 17,08 | 15,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,45 | 1,85 | 3,25 | 3,12 | 2,17 | 0,36 | 0,93 | 1,36 | 0,46 | 3,33 | 1,86 | 2,25 |
| FeO | 0,42 | 1,85 | 0,74 | 0,47 | 0,61 | 1,45 | 0,37 | 0,22 | 3,40 | 0,43 | 2,50 | 0,52 |
| MnO | 0,02 | 0,09 | 0,12 | 0,19 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,10 | 0,09 |
| MgO | 0,1 | 1,31 | 0,96 | 1,3 | 0,52 | 0,49 | 0,58 | 0,33 | 0,36 | 0,78 | 1,31 | 0,94 |
| CaO | 0,43 | 2,31 | 3,55 | 2,22 | 2,22 | 0,85 | 0,49 | 0,49 | 0,26 | 2,64 | 3,00 | 1,99 |
| Na ₂ O | 3,95 | 4,72 | 4,65 | 4,00 | 4,74 | 4,12 | 4,81 | 4,1 | 4,26 | 3,71 | 3,80 | 3,68 |
| K ₂ O | 4,64 | 4,13 | 3,44 | 4,08 | 4,10 | 3,01 | 3,19 | 4,1 | 4,58 | 4,09 | 4,41 | 4,41 |
| SO ₃ | 0,01 | - | 0,02 | 0,01 | 0,01 | - | - | 0,1 | - | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,71 | 0,20 | 0,17 | 0,16 | 1,69 | 0,12 | 0,06 | 0,31 | 0,18 | 0,26 | 0,15 |
| CO ₂ | 0,03 | 0,14 | 0,12 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,34 | 0,48 | 0,03 | 0,24 | 1,21 | 0,82 |
| H ₂ O ⁺ | 0,64 | - | - | - | 0,60 | - | 1,04 | 0,89 | - | 0,68 | - | - |
| H ₂ O ⁻ | - | 1,00 | - | - | - | 4,09 | - | - | 0,63 | - | - | - |
| Сумма | 100,53 | 99,82 | 98,65 | 98,11 | 99,51 | 100,37 | 99,56 | 99,51 | 100,23 | 99,53 | 99,03 | 98,78 |

Таблица 7 (продолжение)

| Компо- ненты | 7014 | 2499-1 | 2535* | ш-303 | 2203 | 1197 | 1216-2 | 1472* | 1508 | - 7 | 171В | 1003-1 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
| SiO ₂ | 69,66 | 74,32 | 69,06 | 74,52 | 68,47 | 75,23 | 64,85 | 70,87 | 76,41 | 69,03 | 72,06 | 72,49 |
| TiO ₂ | 0,53 | 0,30 | 0,37 | 0,17 | 0,51 | 0,15 | 0,61 | 0,28 | 0,28 | 1,16 | 0,28 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 15,82 | 12,37 | 14,93 | 12,13 | 16,85 | 12,12 | 16,94 | 14,57 | 11,14 | 15,07 | 13,17 | 14,17 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,95 | 2,27 | 1,74 | 1,71 | 1,54 | 2,53 | 2,78 | 2,60 | 2,41 | 1,81 | 2,89 | 1,96 |
| FeO | 0,14 | 0,26 | 0,45 | 0,72 | 0,60 | 0,41 | 1,13 | 0,16 | 0,36 | 0,54 | 0,55 | 0,51 |
| MnO | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,09 | 0,01 | 0,01 | - | 0,02 | 0,01 |
| MgO | 0,41 | 0,38 | 0,83 | 0,32 | 0,45 | 0,2 | 0,41 | 0,3 | - | 0,44 | 0,79 | 0,38 |
| CaO | 0,57 | 0,22 | 0,78 | 0,44 | 1,08 | 0,43 | 1,42 | 0,26 | 0,28 | 0,68 | 0,65 | 0,25 |
| Na ₂ O | 5,04 | 3,61 | 4,32 | 3,86 | 4,87 | 4,00 | 4,68 | 4,92 | 3,76 | 4,59 | 2,27 | 4,24 |
| K ₂ O | 4,41 | 4,94 | 5,86 | 4,36 | 4,14 | 3,98 | 4,80 | 5,78 | 4,26 | 5,76 | 5,12 | 5,36 |
| SO ₃ | 0,01 | - | 0,03 | - | - | 0,27 | 1,28 | 0,02 | - | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,06 | 0,11 | 0,03 | 0,09 | 0,08 | 0,18 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | - |
| CO ₂ | - | - | - | 0,76 | 0,08 | - | 0,28 | - | - | 0,07 | 0,04 | 0,03 |
| H ₂ O ⁺ | - | 0,75 | 0,97 | 0,46 | 0,8 | 0,17 | 0,26 | 0,12 | 0,57 | 1,06 | 1,96 | 0,68 |
| H ₂ O ⁻ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99,73 | 99,5 | 99,5 | 99,51 | 99,5 | 99,62 | 99,71 | 99,96 | 99,51 | 100,23 | 100,38 | 100,33 |

Таблица 7 (окончание)

| Компо- ненты | 1253 | 1256-1 | 1362 | 1384 | 916* | 933 | 943* | 952* | 958* | 960-3 | 962* |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 |
| SiO ₂ | 69,92 | 73,72 | 72,16 | 71,83 | 72,27 | 72,46 | 66,87 | 64,94 | 77,03 | 71,60 | 72,63 |
| TiO ₂ | 0,34 | 0,31 | 0,34 | 0,32 | 0,21 | 0,33 | 0,36 | 0,74 | 0,42 | 0,35 | 0,33 |
| Al ₂ O ₃ | 14,48 | 12,56 | 14,23 | 15,11 | 12,97 | 13,90 | 14,00 | 15,18 | 10,60 | 12,95 | 13,66 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,65 | 3,02 | 1,7 | 1,65 | 0,98 | 1,94 | 2,06 | 3,29 | 1,13 | 1,63 | 2,12 |
| FeO | 0,67 | 0,51 | 0,33 | 0,29 | 1,02 | 1,26 | 0,69 | 2,24 | 1,87 | 2,30 | 1,11 |
| MnO | 0,02 | — | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,02 |
| MgO | 0,4 | 0,33 | 0,23 | 0,28 | 0,55 | 0,69 | 0,75 | 0,96 | 0,85 | 0,89 | 0,24 |
| CaO | 0,57 | 0,32 | 0,28 | 0,2 | 1,34 | 0,42 | 3,50 | 2,15 | 0,72 | 1,47 | 0,49 |
| Na ₂ O | 3,94 | 3,59 | 5,01 | 4,11 | 3,75 | 3,34 | 3,00 | 5,11 | 2,63 | 2,53 | 3,21 |
| K ₂ O | 5,63 | 4,68 | 5,13 | 5,46 | 3,58 | 5,21 | 2,34 | 3,25 | 3,64 | 5,33 | 5,24 |
| SO ₃ | 0,02 | 0,02 | — | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,16 | 0,06 | 0,03 | 0,04 |
| CO ₂ | 0,06 | — | — | 0,07 | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 1,00 | 0,9 | 0,47 | 0,97 | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | — | — | — | — | 0,56 | 0,19 | 1,97 | 0,41 | 0,20 | 0,14 | 0,3 |
| Сумма | 99,71 | 99,97 | 99,91 | 100,34 | 100,46 | 100,16 | 99,55 | 99,61 | 99,91 | 100,23 | 99,62 |

Примечание. * — покровные фации. 1–25 — центральная часть Ульинского прогиба: 1–7 — хакаринская серия; 8–21 — амкинская серия; 22–25 — ядринская серия, Верхне-Ядринский субвулкан; 26–40 — Нижне-Бурейское вулканическое поле; 41–47 — Амгуэмо-Канчаланское вулканическое поле (Короткинский купол).

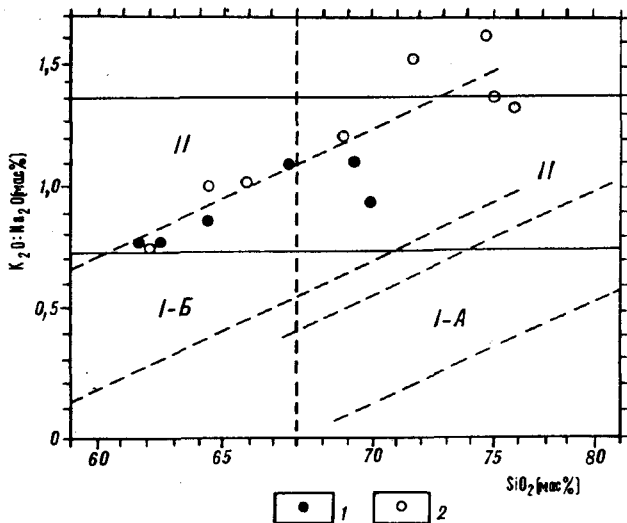


Рис. 34. Сопоставление котектического и эвтектического типов вулканических и субвулканических пород с сериями I, II кислых вулканитов (по: [Маракушев, Яковлева, 1975])

I-А – вулканиты геосинклинальных этапов, I-Б – орогенных этапов развития земной коры; I – средние составы кислых вулканических и субвулканических пород центральной части Ульинского прогиба (котектический тип); 2 – средние составы крупнообъемных субвулканических интрузий (эвтектоидный тип)

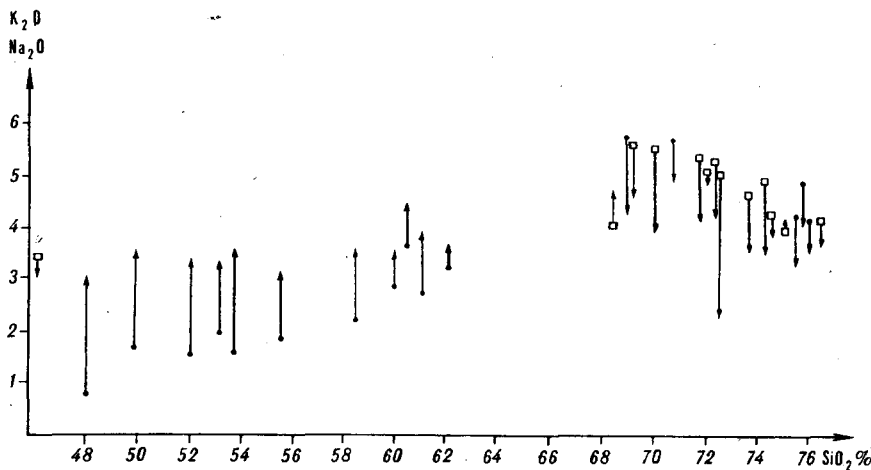


Рис. 35. Диаграмма $K_2O, Na_2O - SiO_2$ вулканических и субвулканических пород Нижне-Бурейского вулканического поля. Начало вектора – содержание K_2O , конец – Na_2O

Таблица 8

Сравнительная характеристика субвулканических интрузий
идiomорфного и ксеноморфного типов

| Признаки | Типы субинтрузивов | |
|--|---|--|
| | идиоморфный | ксеноморфный |
| Размер, км ² | 50–1800 | 0,01–5 |
| Форма интрузивов | Чашеобразные многокорневые массивы, сопровождаются дайками, силлами, брекчиевыми трубками | Блоковая, пластово-блоковая, колччатые и клиновидные дайкообразные тела и жилы |
| Характер контактов | С тонкими инъекциями, заливами, с дроблением и захватом вмещающих пород | Прямолинейные, наследующие трещиноватость вмещающих пород. Инъекции и заливы, не характерные |
| Наличие ксенолитов | Повсеместно (переменное количество) | Редко (в узкой эндоконтактной зоне) |
| Количество вкрапленников | Преобладание густовкрапленниковых разностей. Прямая линейная зависимость от содержания SiO ₂ | Преобладают афировые и густовкрапленниковые разности. Слабая или отсутствие связи с содержанием SiO ₂ |
| Протоклаз вкрапленников | Вкрапленники протоклазироваанные оскольчатой формы | Идиоморфные кристаллы, часто с гломеро- и сериальнопорфировыми структурами |
| Текстуры | Флюидальные, игнимбритовые (в краевых зонах), массивные, иногда полосчатые | Тонкофлюидальные, полосчатые, массивные |
| Наличие фьямме и гомеогенных включений | Постоянно присутствуют в эндоконтактах фьямме, а в центральных фациях – гомеогенные включения | Редко в эндоконтактах отмечается появление фьямме |
| Структуры | Фельзитовые, микроаплитовые, витрофировые | Витрофировые, микролитовые, микропойкилитовые, сферолитовые |
| Состав вкрапленников | Состав парагенезисов вкрапленников, постоянный, независимый от химизма пород | Близкокомплемментарный валовому составу пород |
| Состав основной массы | Отвечает сухой кварц-полевошпатовой эвтектике, не зависит от валового состава пород | Близкокомплемментарный валовому составу пород и составу вкрапленников |
| Тип кристаллизации | Эвтектоидный | Котектический |

отмечается исключительная линейность трендов с общим однонаправленным накоплением щелочей с ростом их кремнекислотности (см. рис. 24). Весьма примечателен тот факт, что в субинтрузиях идиоморфного типа накопление щелочей происходит исключительно за счет K₂O. Содержание Na₂O во всем интервале пород (SiO₂ 62–76%) остается неизменным.

Приведенные материалы по субвулканическим интрузиям ксеноморфного типа показывают их принципиальное отличие от субинтрузий идиоморфного типа. Оно проявляется прежде всего в морфоструктурных признаках и в петрографических особенностях пород (табл. 8). В меньшей

степени эти различия влияют на петрогеохимический состав пород. Текстурно-структурные особенности пород свидетельствуют, что различие субинтрузий обусловлено главным образом вязкостью образующих их магм. При формировании субинтрузивов идиоморфного типа происходило спонтанное вспенивание расплава, что делало его менее вязким и более активным. Субвулканические интрузии ксеноморфного типа образовывались за счет вязкой, относительно дегазированной магмы, неспособной к эффузиям. Их можно считать более глубинными эквивалентами экструзий.

С другой стороны, различия в вязкости магм и их предрасположенность к вспениванию определяются предшествующим выплавлением и начальной кристаллизацией. Субвулканические интрузии идиоморфного типа можно рассматривать как несостоявшиеся гранитоиды. Начальная интрателлурическая стадия кристаллизации происходила дискретно по гранитоидному типу в условиях относительной закрытости системы.

Формирование интрузий ксеноморфного типа происходило в условиях расширения и хорошей дренированности магматогенной системы из перегретой магмы, не содержащей интрателлурическую кристаллическую фазу.

ПРОБЛЕМА ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА

Вопрос о соотношениях между эффузивными и интрузивными породами, между вулканическими и плутоническими процессами играл важную роль на всех этапах истории магматической геологии. В 60–70-е годы, благодаря главным образом работам Е.К. Устиева [1969], идея генетической автономности вулканических и плутонических форм магматизма получила новое направление, основанное на признании, наряду с вулканическими и плутоническими ассоциациями, ассоциаций смешанного вулкано-плутонического типа. При этом важная роль отводится субвулканическим интрузиям как связующему звену между вулканическими и плутоническими образованиями.

В настоящем разделе проблема вулкано-плутонизма рассматривается на основе новых данных, полученных автором по геологии и петрологии субвулканических и гипабиссальных интрузий.

ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ КИСЛОГО СОСТАВА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ ИНТРУЗИЯМИ

Все рассмотренные выше крупнообъемные субинтрузивы расположены в сильно эродированных вулканических структурах. В связи с этим комагматичные им покровные фации не сохранились, лишь для Таланджинской депрессии можно предполагать комагматичность субвулканическим риолитам туфов верхней части разреза яуринской свиты.

Наиболее представительным объектом для изучения вулканитов, комагматичных субвулканическим интрузиям идиоморфного типа, является Баджальская вулканическая зона, расположенная на стыке Буреинского массива и складчатого палеозойского обрамления. А.Ф. Болотников с соавторами [1975] выделяют в составе Баджальской вулканической зоны андезит-гранодиоритовую и риолит-гранитную формации. Более развернутую схему магматизма обосновывает С.О. Максимов [1982]. Он выделяет четыре магматических комплекса:

- 1) даянский (K_1), включающий пикрит-щелочнобазальт-трахитовую ассоциацию и комагматичные им щелочные интрузии;
 - 2) лакский (K_{1-2}) – преимущественно андезитов и менее дацитов и риолитов;
 - 3) баджальский (K_2) – риолитов, реже дацитов и андезито-дацитов и комагматичные им интрузии гранитоидов;
 - 4) малых субвулканических интрузий монзонитоидного ряда.
- Образования даянского комплекса распространены исключительно на

юго-восточном фланге вулканогена. Лакский комплекс также имеет ограниченное распространение. Вдоль западной границы структуры он слагает основание вулканогенного разреза. Вулканиды лакского комплекса [Максимов, 1982] отличаются пониженной щелочностью и повышенной глиноземистостью. Они характеризуются умеренной окисленностью железа, промежуточной между магнетитовой и ильменитовой сериями. Рудный минерал в них представлен ильменитом и магнетитом.

Баджальский комплекс образует основную часть разреза вулканогена. Он представлен игнимбритами, менее туфами риолит-дацитового, реже андезито-дацитового состава. Это полифировые образования с кристаллокластами плагиоклаза, калишпата, кварца, гиперстена, авгита, биотита и реже амфибола. Содержание вкрапленников составляет в среднем 30–50%, иногда до 80%, реже отмечаются редковкрапленниковые разности. Плагиоклаз в ядрах имеет состав 40–50% An, в краях – 35–38%, редко до 30% An. Породы отличаются сильной восстановленностью железа. Рудный минерал представлен исключительно ильменитом. У всех темноцветных минералов повышенная железистость (см. рис. 23, 33). Основная масса в породах баджальского комплекса, независимо от их валового состава, имеет фельзитовую структуру и, по-видимому, эвтектоидный состав.

С.О. Максимов [1982] выделяет в составе баджальского комплекса три фазы, различающиеся химизмом пород: урмиискую (риодациты, риолиты); арокотскую (андезито-дациты, дациты); гербинскую (риолиты).

С гербинской фазой связано становление крупнообъемных интрузий кристалло-риолитов, с которыми тесно ассоциируют выходы гранит-порфиоров, являющихся, судя по описаниям [Лошак, 1977; Болотников и др., 1975], центральной фацией субвулканических интрузивов.

Нетрудно увидеть аналогию в составе игнимбритов баджальского комплекса (баджальский тип) с выше описанными крупнообъемными субинтрузивами идиоморфного типа. Сходство проявляется прежде всего в большом содержании и в полифировости вкрапленников, в неравновесности состава вкрапленников и в значительности разрыва между составом основной массы и валовым составом породы. На тройной полевошпатовой диаграмме покровные и субвулканические фации баджальского комплекса образуют единый тренд, накладывающийся на тренд рассмотренных нами субинтрузивных массивов и тренд гранитоидов. В целом рассмотренный тип вулканических и субвулканических пород может быть назван эвтектическим, или гранитоидным.

Двучленное строение разреза, установленное в Баджальском вулканогене, – это типичная картина для всех слабо эродированных оловоносных вулканических зон востока России. Так например, в Хингано-Олонойской депрессии нижняя часть разреза сложена контрастной ассоциацией андезитов, андезито-базальтов и риолитов, выделяемых в составе станолірской и солонечной свит. Риолиты слагают преимущественно субинтрузии ксеноморфного типа и комагматичные им лавы с преобладанием афировых и редковкрапленниковых разностей. Верхняя основная часть разреза депрессии сложена игнимбритами и кристаллокластическими риолитами, реже дацитами обманійского комплекса, образованного, по-видимому, как

и баджальский комплекс, в три фазы. Каждой фазе соответствуют свои гранит-порфиры. По предварительным данным, в составе обманийского комплекса значительный объем занимают субвулканические породы.

В Яурин-Каменушинской группе структур, в современном их срезе, сохранились лишь субинтрузии обманийского комплекса и вмещающие их контрастные по составу (от базальта до риолита) вулканиты нижней части разреза вулканогенного комплекса, выделяемые в составе станолирской, солонечной и яуринской свит.

Двухчленное строение разреза с существенно риолитовой верхней частью и контрастной нижней частью имеют Ям-Алинская, Изопская вулканические зоны и Куйдусунский вулканоген.

Во всех перечисленных зонах кислые вулканиты тесно сопряжены с гранитоидными батолитами, становление которых происходило непосредственно за внедрением субвулканических интрузий. Выходы гранитов в вулканических зонах нередко занимают высокое гипсометрическое и стратиграфическое положение, они как бы съедают нижнюю часть вулканогенного разреза, имея в целом субгоризонтальную кровлю.

Субинтрузии ксеноморфного типа и комагматичные им эффузивные породы достаточно широко распространены в оловоносных зонах в нижней контрастной части разреза, однако наиболее полное развитие они получили в краевых вулканических поясах и в золотоносных внутриматериковых вулканических зонах. Наиболее представительные разрезы этих вулканитов изучены автором [Мишин, 1982] в центральной части Ульинского прогиба, где мощность вулканитов достигает 5000 м. Среди вулканитов кислого состава выделяются лавовый и игнимбритовый комплексы. Лавовый комплекс, включающий лавы, лавобрекчии, пемзовые туфы и разнозернистые витрофировые туфы, обычно вмещает субвулканические интрузивы ксеноморфного типа и образует интрузивно-купольные структуры центрального типа.

Игнимбритовый комплекс образован игнимбритами и кристаллопелловыми коигнимбритовыми (без градационной слоистости) туфами, иногда переслаивающимися с туфогенно-осадочными породами и слоистыми туфами. В центральной части Ульинского прогиба покровы игнимбритов образуют пятнадцать стратиграфических горизонтов. Они разделяются базальтами и андезитами, а иногда контрастно с ними переслаиваются. Вверх контрастность разреза возрастает.

Среди игнимбритов выделяются два петротипа. Основной объем (14 из 15 покровов) образуют игнимбриты, которые, если исключить протоклаз вкрапленников и наличие ксенолитов, близки к породам субинтрузий ксеноморфного типа и комагматичным им лавам. Назовем его ульинским типом. Это преимущественно гиало- и порфириогнимбриты. Они образуют протяженные (до 5 км) плащевые потоки. Нередко игнимбриты при весьма ограниченных мощностях потоков (первые метры) отличаются весьма высокой степенью "сваренности" основной массы. В отдельных таких потоках по простиранию в одной структурной единице отмечаются переходы от типично игнимбритовых структур к прерывисто тонкофлюидальной (иногда со структурами фьямме) с трахитоидным

расположением вкрапленников. В таких породах основная масса нередко приобретает микролитовую структуру раскристаллизации, не характерную для игнимбритов. Количество кристаллокластов в ульинских игнимбритах обычно составляет 10–15%, редко возрастая до 30% (иногда кристаллокласты представлены единичными зернами).

По парагенезисам минералов и их составу эти игнимбриты также не отличаются от субинтрузий и пород лавового комплекса [Мишин, 1982]. В них отсутствует калишпат или содержится в резко подчиненном количестве. Валовой состав вкрапленников и основная масса в них имеют высокую комплементарность валовому составу пород, что свидетельствует об относительной равновесности кристаллизации вкрапленников.

Вторая разновидность игнимбритов выполняет Девокшинскую депрессию [Мишин, 1982]. По петрографическим признакам они могут быть легко сопоставлены с игнимбритами баджальского типа и с породами крупнообъемных субвулканических интрузий. Это полифировые породы с содержанием вкрапленников от 25 до 50%. Вкрапленники образованы плагиоклазом (20–45%), кварцем (1–7%), калишпатом (1–3%), клинопироксеном (до 1%), биотитом (до 3%) и роговой обманкой (1–4%). Химический состав девокшинских игнимбритов варьирует от дацита до риодацита, но основная масса во всех разновидностях, исключая стекловатые разновидности, фельзитовая эвтектоидная по составу. Девокшинские игнимбриты содержат, наряду с обломками вулканитов, ксенолиты и целые глыбы диоритов и гранитов. Единственное отличие девокшинских игнимбритов от выше описанных игнимбритов баджальского типа – присутствие акцессорного магнетита и высокая степень окисленности железа в породах. Это свидетельствует о генетической самостоятельности признаков, на основании которых породы делятся на магнетитовую и ильменитовую серии.

В работе [Ферштатер, Бородина, 1975] было показано, что вулканические породы кислого состава располагаются на тройной полевошпатовой диаграмме вдоль линии котектики, при этом составы вулканитов с вкрапленниками калишпата по их данным концентрируются ниже котектической линии, а с вкрапленниками плагиоклаза – выше этой линии, т.е. каждый раз происходит выделение в твердую фазу компонента, избыточного по отношению к котектике. На рис. 27 нанесены составы субвулканических и эффузивных пород кислого состава центральной части Ульинского прогиба (плагиоклазовая провинция) и Нижне-Бурейского вулканического поля (калишпатовая провинция). Фигуративные точки составов перечисленных вулканитов действительно располагаются вдоль котектической линии [Tuttle, Bowen, 1958], которая оказалась одновременно разделительной для калишпатовых и плагиоклазовых пород и сечет под прямым углом тренды субинтрузивных и субвулканических пород эвтектоидного типа, подтверждая различие путей выплавления и кристаллизации этих двух типов магматитов.

СВЯЗЬ СУБИНТРУЗИВНОГО И ГИПАБИССАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА И ПРОБЛЕМА ПРОСТРАНСТВА В МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ СИЗИНДЖИНСКОГО МАССИВА)

Нижний уровень магматогенной системы, включающей крупнообъемные субвулканические массивы, на обобщенной модели (см. рис. 28) изображен на основании общих геологических представлений и результатах интерпретации геофизических материалов, проведенных для Хингано-Олонойской и Каменушинской вулкано-тектонических депрессий [Брянский, 1985]. Сейсмическими исследованиями последних лет в Хинганском рудном районе было подтверждено существование на глубине гранитоидных масс примерно в границах Хингано-Олонойской депрессии. По сейсмическим данным, верхняя кромка гранитов имеет субгоризонтальное положение и располагается на глубинах 3–4 км (устное сообщение В.А. Бормотова).

Чтобы получить представление о структуре и вещественном содержании глубинной зоны магматической системы, необходимо было подобрать магматогенную систему данного типа с необходимым уровнем эрозионного среза. В качестве такого объекта был выбран Сизинджинский массив. Сизинджинский массив расположен в непосредственной близости от Атарбайского субвулканического массива¹, имеет близкий к ним размер, значительное сходство петрохимического и геохимического состава пород и близкие изотопные отношения. Кроме того, в процессе рекогносцировочных работ в пределах Сизинджинского массива были обнаружены гранитоиды, структурно сходные с "перегородчатыми" дацитами Атарбайского субинтрузива. В процессе изучения Сизинджинского массива самостоятельный характер приобрела проблема пространства и происхождения гранитов.

Проблема пространства в магматической геологии

Чтобы полностью осветить проблему гранитов, необходимо ответить на ряд вопросов: где образовались, как образовались, каков источник и движущие силы перемещения магм и каков механизм образования, т.е. как завоевывалось пространство, занимаемое тем или иным телом? Все эти вопросы можно свести к двум альтернативным теориям [Рид, 1949]: 1) граниты являются породами, образовавшимися в результате затвердевания интрузивной магмы, которая вытеснила вмещающие породы. 2) граниты – породы, образовавшиеся в результате гранитизации, во время которой вмещающие породы были замещены (преобразованы).

Отсюда ясно, что проблема пространства ключевая в проблеме гранитов. Решить ее пытаются исходя из предполагаемого генезиса гранитоидов и на основании структурных и петрографических данных. Можно согласиться с Х.Х. Ридом [1949], что проблема гранитов в целом, а тем

¹ Карта Сизинджинского массива является южным продолжением карты Атарбайского субинтрузивного массива.

более проблема пространства – это вопросы прежде всего полевой геологии и решение ее будет связано с детальными структурными исследованиями.

Проблема пространства наиболее однозначно решается для глубинных гранитоидов. Их главная особенность – тесная связь с вмещающими метаморфическими породами. Глубинные гранитоиды сопровождаются значительными ореолами мигматизации, а внутренняя их структура характеризуется унаследованностью как структурных, так и петрохимических особенностей вмещающей рамы. Они проявляются в наличии теневой стратификации с обилием реститов, блоков, перегородок некомпетентных пород в первичном залегании и в целом убедительно доказывают автохтонное залегание гранитоидов. Проблемой остается лишь способ образования гранитов: анатексис без привноса, магматическое замещение под действием сквозьмагматических растворов или метасоматоз. При любом из этих процессов проблема пространства решается обменом гранитоидов с вмещающими породами.

Так же достаточно убедительно решается проблема пространства для субвулканических интрузивов. В них, как было показано выше, явно просматриваются механическое дробление, контаминация и вынос вмещающих пород (активная выработка камер), а также кальдерное или блоковое оседание вмещающих пород в результате которых происходит перетекание расплава в приоткрывающиеся полости. Это – пассивный способ образования камер.

Наиболее остро проблема пространства стоит по отношению к гипабиссальным гранитоидам. Их отличительные особенности – преимущественно дискордантная форма, резкостные границы, наличие термальных эндоконтактowych изменений и выравнивание состава. Для этого типа гранитоидов обсуждается несколько возможных механизмов завоевания пространства: диапиризм и куполообразование, механизм по типу раздувающихся плутонов, магматическое обрушение, кальдерное или блоковое оседание, магматическое замещение и метасоматоз. Одни из исследователей отстаивают какой-то один из этих механизмов, другие полагают, что каждый плутон индивидуален и имеет свой механизм образования.

Диапиризм и куполообразование

Эти формы интрузий связаны с всплыванием гранитной магмы за счет инверсии плотностей и возникающей при этом гравитационной неустойчивости магм относительно нерасплавленных (более плотных пород). Диапиризм воспроизведен экспериментально [Рамберг, 1970], смоделирован математически [Neugebauer, Reuther, 1987; и др.] и хорошо изучен в природе на соляных месторождениях [Косыгин, 1950]. Основными параметрами, которые определяют конечные структуры, могут считаться следующие [Рамберг, 1970]: 1) плотностной контраст между всплывающим слоем и нагрузкой; 2) приемлемая вязкость всплывающего слоя и отличие ее от вязкости нагрузки; 3) мощность всплывающего слоя; 4) структура нагрузки (например, залегание слоистости); 5) время центрифугирования.

Такие условия оптимально могут существовать на больших глубинах, где зона хрупких деформаций сменяется областью высокотемпературного крипа. В зоне хрупких деформаций, как показано [Marsch, 1981], диапиризм – энергоемкий процесс, и возможен он только при наличии зоны размягченных подплавленных пород, то при этом путь подъема должен маркироваться крутопадающими линиями течения в боковых породах, что не подтверждается на практике. В условиях же сжатия область хрупких деформаций резко сокращается и соответственно уровни диапирового магматизма также могут смещаться на более верхние горизонты земной коры [Neugebauer, Reuther, 1987]. Более всего модели диапировых интрузий соответствуют согласные глубинные плутоны и купола, тесно связанные с зонами ультраметаморфизма. Однако диапировой модели противоречит то, что в этих плутонах нет необходимых структурных атрибутов: отсутствуют крупные блоки вмещающих пород, отмечающихся обычно в соляных структурах; отсутствуют сопряженные с интрузивами синклиналильные складки, сопровождающие соляные диапиры и появляющиеся при экспериментах; слабо проявляются или отсутствуют дислокации, указывающие на значительное сжатие и подплавление боковых пород. Конформность плутонов может также возникнуть за счет последующих тектонических деформаций, при которых сами гранитоиды выступают как некомпетентные породы. Э. Раген [1979] в связи с этим отмечает, что имеющие место случаи облекания плутонов вмещающими породами являются скорее миметизмом реоморфизма, обязанного полю напряжений, существовавшему в конце эволюции, и лишь слабому относительному движению. Наконец, экспериментальные данные и теоретические расчеты накладывают определенные ограничения на возможность диапиризма. Разница, по Х. Рамбергу [1970], в вязкости между магмой и вмещающими породами составляет $4,4 \cdot 10^{-16}$ пауз. В экспериментах же на центрифугах удалось достичь максимальной разницы в вязкости 10^{-10} пауз, но и при этих условиях диапиризм не получался – происходил разрыв сплошности и вытекание жидкой фазы по трещинам, т.е. процесс дайкообразования. Отсюда Х. Рамберг заключил, что внедрение по узкому каналу – наиболее энергетически выгодный процесс. Таким образом, если диапиризм и имеет место в природе, то это движение не магмы, а какой-то упруговязкой каши, близкой по вязкости к вмещающим породам.

А. Кастро [Castro, 1987] и У.С. Питчер [Pitcher, 1987], анализируя плутоны, которые наиболее соответствуют по структурным особенностям диапировым, приходят к выводу, что последние образовались по модели раздувающихся плутонов.

Механизм по принципу раздувающихся плутонов

Концепцию раздувания предложил и развил А. Рамзи (см.: [Castro, 1987]). Раздувающиеся плутоны характеризуются: 1) округлой и эллиптической формой в плане; 2) концентрической зональностью плутонических фаций (центральные фации являются более кислыми и по возрасту – более поздними); 3) плоскостной текстурой, параллельной контактам и

развитой более интенсивно в краевой зоне, где появляются гнейсовидные текстуры; 4) согласным с контактами залеганием слоистости вмещающих пород; 5) трещинами внедрения в экзоконтакте; 6) синкинематическим ростом метаморфических минералов.

По расчетам А. Рамзи, уплощение во вмещающих такие интрузивы породах вполне достаточное, чтобы решить проблему пространства (во всяком случае в значительной степени). А. Кастро [Castro, 1987] считает, что лишь за счет всплывания, в силу низкого вертикального давления, раздувающиеся плутоны не могут образоваться; необходимы особые тектонические условия, при которых ранее сформированная камера начинает выдавливаться вверх и растекаться по латерали. Э. Раген [1979] подобные плутоны описывал как сложные, находя определенное структурное сходство их с кольцевыми субвулканическими массивами. Реальность такого механизма формирования отдельных плутонов трудно отрицать, но то, что этот механизм не имеет определяющего значения в становлении гранитоидов, ясно, исходя хотя бы из того, что гранитоидные массивы с подобной структурой – большая редкость.

Магматическое обрушение

На средних и малых глубинах преобладают дискордантные плутоны. Структурное изучение таких массивов, в первую очередь хорошо обнаженных береговых батолитов Америки, батолитов Ирландии, Пиренеев, показало, что становление их происходило достаточно пассивно, без деформации вмещающих пород. В связи с этим широкое признание получил механизм интрузии путем обрушения вмещающих пород. Р. Дели [Dely, 1903], первым предложивший модель магматического обрушения, понимал ее как термическую эрозию, подплавление и обрушение блоков вмещающих пород с постепенным продвижением фронта обрушения снизу вверх путем "потолкоуступной отработки". При этом предполагалось, что обрушившиеся блоки постепенно опускались на дно камеры. Р. Дели вычислил, что гнейсовидный шар диаметром 2 м погружается в гранитной магме на 0,1 м в день. Он при этом предполагал, что гранитная магма в предэруптивный этап, в связи с флюидизацией, обладает пониженной вязкостью. В гранитоидных плутонах действительно внутри и особенно в краевых зонах на разных срезах отмечаются блоки вмещающих пород. Однако веских доказательств погруженности этих блоков относительно вмещающих пород обычно не приводится. И наоборот, там, где проведены детальные структурные исследования, выясняется, что эти блоки имеют ненарушенное, согласное с вмещающими породами, залегание, т.е. являются изолированными отторженцами или сообщающимися с боковыми породами перегородками, еще раз подчеркивающими пассивный характер становления массивов, но отвергающих обрушение.

Модель обрушения встречает возражения и чисто физического плана. Многие отрицают возможность погружения блоков в гранитной магме, подкрепляя это соответствующими расчетами. Отметим также, что модель обрушения хорошо объясняет пассивный характер продвижения магмы, но проблему пространства она решает лишь частично, поскольку

обрушившиеся блоки должны куда-то деваться. Это заставляет предполагать, что плутоны – это бездонные столбы, хотя из практики известно, что гранитоидные массивы имеют преимущественно пластовую форму и там, где удастся наблюдать их приподошвенную зону, нагромождения глыб не наблюдается. Тем не менее гипотеза обрушения на сегодня наиболее признанная среди магматитов.

Кальдерное и блоковое оседание

В этой модели подразумевается опускание поршнеподобных блоков в магматическую камеру и перетекание магмы в освободившееся пространство, т.е. механизм, близкий к магматическому обрушению. Типичный пример такого механизма – кольцевые субвулканические массивы с системой кольцевых и конических даек и центральных цилиндрических блоков. Предполагается, что такие центрально-кольцевые комплексы являются близповерхностным отражением залегающих на глубине магматических камер. Механика становления таких комплексов достаточно разработана.

Д. Майерс [Mayers, 1975] блоково-клавишную модель применил для решения проблемы пространства гипабиссального Прибрежного батолита Перу. Прибрежный батолит Перу состоит из отдельных плутонов прямоугольной в плане формы, характеризующихся сочетанием субвертикальных контактов и горизонтальной кровли. Переход от крутых контактов к горизонтальной кровле происходит резко, в интервале примерно 50 м по вертикали. Анализ опубликованных карт [Mayers, 1975] показал, что независимо от возраста и состава отдельных плутонов, все они имеют общий региональный уровень положения кровли. Это обстоятельство весьма сложно объяснить с точки зрения клавишно-блоковой модели. Кроме того, заметим, что блоковая (прямоугольная в плане) форма плутонов – скорее исключение, чем норма в геологии гранитов.

Из приведенного обзора очевидно, что ни одна из рассмотренных механических моделей становления гранитоидных плутонов не обладает универсальностью и не решает проблему пространства за исключением образования субвулканических интрузивов.

Другая группа моделей физико-химического направления – метасоматоз, анатексис и магматическое замещение – полностью решают проблему пространства, но все они разрабатывались на примере глубинных гранитоидов и применительно к среднеглубинным и малоглубинным гранитоидам встречаются целый ряд трудностей физического и структурного плана и обычно серьезно не рассматриваются.

Здесь снова следует подчеркнуть, что проблема пространства и проблема гранитов в целом – это главным образом задачи полевой геологии, детальных структурных исследований. Тектонические физико-химические решения и различные расчетные механические построения в силу неопределенности многих параметров (вязкость, температура, флюидалный режим, время и т.п.) должны рассматриваться как вспомогательные средства, и то если они не противоречат геологическим наблюдениям.

Теперь следует остановиться на более частных проблемах, связанных

со структурой и методикой изучения гранитоидов, которые в значительной степени определяют успех всей работы в этом направлении. Наиболее важные из них – включения, теневая стратификация, синплутонические дайки.

Включения. Среди них выделяются три основных типа: 1) уверенно диагностируемые ксенолиты вмещающих пород; 2) слюдистые включения, обычно содержащие высокоглиноземистые минералы (кордиерит, гранат, силлимонит); 3) включения магматических пород, так называемые родственные включения (отметим, что в гранитоидах отсутствуют ультраосновные включения). Более или менее ясно с происхождением первых двух типов: первый – результат механического отторжения магмой вмещающих пород; второй – реститы первично-осадочных или метаморфических пород. Относительно третьего типа включений гранодиорит-диоритового состава существуют различные точки зрения: 1) ксенолиты, глубинных магматических пород [Шкодзинский, 1985; Тарарин, 1975; White, Chappell, 1977]; 2) ранний глубинный этап кристаллизации гранитной магмы в результате которого кристаллизуется ранняя габбровая ассоциация минералов – неравновесная с остаточным расплавом [Ферштаттер, Бородин, 1976]; 3) метаморфизованные ксенолиты вмещающих пород [Соболев, 1976; Рейнольдс, 1950; и др.]; 4) ликвация; 5) смешение магм [Попов, 1985; Didier, 1987; Furman, Spega, 1985].

Второй и третий типы включений имеют большое значение для выяснения источника гранитной магмы. А. Уайт, Б. Чапелл [White, Chappell, 1977] выделяют два типа гранитоидов: S-тип – высокоглиноземистые граниты, содержащие слюдистые включения, они произошли за счет первично-осадочных пород; I-тип – роговообманковые гранитоиды с ксенолитами третьего типа. Считается, что I-граниты образовались в более глубоких зонах за счет ортомагматических пород. Эта классификация получила широкое признание. Л.В. Махлаевым разработана еще более подробная классификация под названием изолитогенные ряды гранитоидов. Те же самые особенности состава и структуры ксенолитов третьего типа Дж. Дидье объясняет смешением расплава. Он допускает две магмы и более, а также взаимную контаминацию основных и кислых магм.

Первый тип ксенолитов особенно важен для структурных построений, направленных на выяснение механизма становления плутонов. В связи с этим следует отметить некоторые их особенности, которые зачастую неверно интерпретируются:

1) округлость ксенолитов неправильно отождествляется с длительностью транспортировки;

2) изолированные включения или их скопления неправомечно считаются перенесенными магматическими струями. Это не всегда так – первичность или нарушенность залегания ксенолитов необходимо каждый раз доказывать структурными методами.

Теневая стратификация. В гранитоидах можно выделить теньевую (полимпсестовую) и реликтовую стратификацию. Первая проявляется в унаследованности структур материнских пород, в распределении реститовых минералов и их скоплений (шпиров). Теневая стратификация может быть проявлена в особенностях химического минерального состава гранитных

пород. Как уже отмечалось, теневая стратификация присуща главным образом глубинным гранитоидам и служит отправной точкой у сторонников метасоматического происхождения гранитоидов.

В гипабиссальных гранитоидах иногда тоже удается проследить по фрагментам стратификации в крупных отторженцах вмещающих пород, по составу и элементам слоистости в ксенолитах стратификацию, согласующуюся с структурным планом вмещающих пород. Эту стратификацию можно назвать реликтовой, иногда она подтверждается теневой (полимпсестовой) стратификацией.

Наиболее яркий пример реликтовой стратификации дают гранодиориты района Тор и Главного Донгальского гранитного плутона в Северной Ирландии [Pitcher, 1952, 1958]. В этих гранитоидах У.С. Питчеру удалось по ксенолитам проследить структуры вмещающих пород. И.Х.Т. Уиттен [Whitten, 1960] в составе самих гранитоидов статистическими методами выявил полимпсестовую стратификацию, которая в целом согласуется с картиной, полученной по ксенолитам. У.С. Питчер не связывает реликтовую стратиграфию с метасоматозом. Им выдвигается гипотеза расклинивающего действия магмы. Однако при такой интерпретации, если протяженные перегородки и скиалиты вмещающих пород и находят объяснение, то цепочки различных по размерам изолированных ксенолитов методом расклинивания объяснить весьма сложно, тем более необъяснимой остается теневая стратификация Уиттена.

В массиве Бейн-он-Дабхейч на острове Скай мрамора включений и мрамора вмещающих пород имеют совершенно согласную структуру. Это особенно подчеркивается одинаковой ориентировкой даек, внедрившихся до становления гранитоидов. Дайки северо-западного простирания прекрасно прослеживаются внутри изолированных включений и во вмещающих породах [Раген, 1979].

В береговом батолите Перу [Pitcher, 1987] многочисленные останцы вмещающих пород внутри батолита залегают *in situ*. В вертикальных обрывах хорошо видно, что это — не провесы кровли и не выступы подошвы.

Примерами интрузивов с реликтовой стратификацией могут служить плутон Фейнед (Северная Ирландия) и, а также массив Рострен в Великобритании [Раген, 1979]. В первом массиве, сложенном тоналитом, присутствуют многочисленные включения литоосадочных пород. При изучении включений оказалась возможной детальная корреляция пород с вмещающими массив толщами. Причем во многих случаях установлено, что крупные блоки имеют согласную стратиграфию с рамой и в то же время не являются провесами кровли.

Заметим, что реликтовая стратификация может быть выявлена лишь при весьма благоприятном геологическом строении района: хорошая обнаженность, пестрота и контрастность вмещающих пород, наличие в них ориентированных структур и, главное, наличие в гранитоидах ксенолитов.

Реликтовая и теневая стратификация не является признаком метасоматического происхождения тех или иных гранитоидов, но она служит указанием на то, что образование гранитоидов происходило на месте, во всяком случае пассивно, без прорывания и раздвигания вмещающих пород.

Синплутонические дайки (или реликтовая стратификация?). И.И. Седерхольм в 1907 г. описал на о-ве Павсхар дайку базальтов в гранитах, которая участками была расчленена и сильно гранитизирована. И.И. Седерхольм объяснил это возрождением гранитов (палингенез). В дальнейшем подобные дайки в большом количестве были установлены в гипабиссальных и близповерхностных гранитоидных массивах: во многих местах в Береговых батолитах Перу и Колумбии, в ряде массивов Великобритании, в Северной Ирландии и других местах. По простирацию такие дайки обычно трассируются цепочками базальтовых ксенолитов, шпировыми зонами или зонами гибридных пород. В целом эти взаимоотношения близки эффекту Седерхольма. Большинство исследователей склоняется к идее, что дайки базальтов внедрялись в еще не полностью застывшие граниты, которые они же и активизировали; затем под действием конвекции вмещающих гранитов происходило расталкивание и блокирование даек. Фурман Т. и Спера [Furman, Spera, 1985] теоретическими расчетами показали, что, оперируя значениями вязкости, температуры и объемами, можно получить все стадии: от даек с зонами закалки к растащенным на блоки дайкам, далее – к цепочкам ксенолитов в граните и к полностью гомогенизированной смеси. Таким образом, в этих построениях, как и в работах Дж. Дидье, ксенолиты третьего типа в гранитах рассматриваются как результат смешения кислых и более основных магм.

Однако следует отметить конвергентность признаков синплутонических даек. Как справедливо заметил Э. Раген [1979], отличить ассимиляцию и контаминацию от смешения магм весьма и весьма сложно, так как все структурные и петрографические признаки, работающие на смешение, в равной степени могут быть интерпретированы как захват вмещающих пород и их частичная ассимиляция. Синплутонические дайки могут с успехом рассматриваться как перегородки – "каркас" вмещающих пород, сохранившийся в силу разной компетентности пород. В отдельных случаях перегородчатая доинтрузивная природа основных даек доказывается однозначно (возьмем тот же пример с массивом Бейн-он-Дабхейч). Дайки-перегородки широко распространены, но не всегда мы их правильно интерпретируем, поскольку дайковая форма уже априори говорит о ее постинтрузивном образовании, хотя, по идее, это еще необходимо доказать. Доинтрузивные дайки, которые можно спутать с постинтрузивными и сининтрузивными, достаточно широко распространены. Объясняется это более высокими температурами плавления основных пород по отношению к вмещающим дайки более кислым, менее тугоплавким породам либо структурными особенностями, например при блоково-клавишном механизме становления субинтрузивов.

Дайки и проблема пространства

Дайкообразование путем раздвигания стенок трещин, как показал Х. Рамберг, – наиболее энергетически выгодный процесс. Обширный современный обзор по трещино- и дайкообразованию имеется в работах Х.Р. Шау, Ф.Дж. Спера [Pitcher, 1987]. Они показали, что трещины растяжения могут возникать на глубинах до 40 км и более и развиваться как

снизу вверх, так и сверху вниз. Обычно трещины растяжения возникают в направлении, перпендикулярном наименьшему эффективному напряжению. Такие дайки – основные пути подъема магмы к поверхности, но здесь необходимо заметить, что известные дайковые серии с протяженными выдержанными по мощности и залеганию телами сложены преимущественно базальтами и порфиоровыми породами среднего состава. Дайки собственно гранитов и гранодиоритов распространены сравнительно редко и представляют собой обычно невыдержанные по мощности и падению дайкоподобные тела, далекие от идеальной пластинчатой формы базальтовых даек. Жильная и дайковая форма более характерна для аплитовидных и пегматоидных пород, но, как показал Г.Е. Гудепид [1950], дайки такого состава могут образовываться путем замещения вмещающих пород без раздвижения стенок. Это значит, что природу даек (внедрение или замещение) каждый раз необходимо доказывать структурными данными. Резкостные границы и параллельность контактов еще не говорят об образовании их за счет растяжения трещин. Более того, даже дайки основного состава иногда могут образовываться без приоткрывания трещин. Наглядный пример – гигантские дайки Исортока в Южной Гренландии, имеющие перемычки вмещающих пород и перегородки более ранних даек, однозначно указывающих, что раздвижение стенок при образовании этих пластинчатых тел не происходило [Бриджуотер, 1972]. Структурные данные показывают, что норильские габбро-диоритовые интрузии образовались без раздвижения вмещающих пород. По мнению И.А. Зотова [1989], при их образовании решающее значение имел процесс магматического замещения вмещающих пород.

Состав и структура Сизинджинского массива

Сизинджинский массив был впервые выделен в процессе крупномасштабного картирования. По имеющимся материалам (Горохов и др., 1987 г.), он сложен диоритами, гранодиоритами и гранитами, образующими сложную сеть пересекающихся дайкообразных тел. Возраст гранитоидов, на основе определений калий-аргоновым методом и взаимоотношений их с вмещающими породами, датируется как ранне-поздне меловой.

В настоящем разделе отражены результаты детального структурного картирования и петрологического изучения основной северо-восточной части массива, проведенного автором в период с 1987 по 1991 гг.

Массив вытянут в северо-восточном направлении на 20 км при ширине выходов 5–10 км (рис. 36, см. вкл.). С северо-западного фланга его вмещают нижнепермские терригенные отложения верхоянского комплекса, представленные почти одними алевролитами, а с юго-востока – вулканогенные отложения Охотско-Чукотского пояса, сложенные лавами, туфами и игнимбритами риолитов, андезитами, реже андезито-базальтами. Алевролиты смыты в симметричные складки, пологие на севере и крутые на юге. В целом простирание их комфортно границам массива, хотя в деталях границы интрузива имеют секущий характер. Вулканиды, судя по замерам флюидальности, имеют также согласное с границами массива простирание с пологим (20–55°) падением под массив. Подошва гранитоидов на юго-

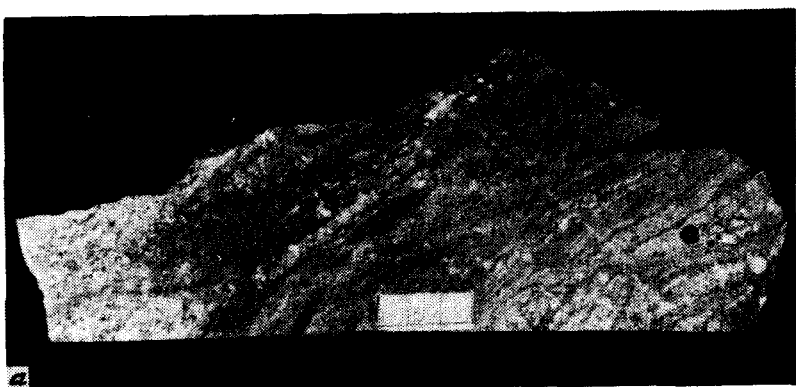


рис. 37. Объемная (а) и послойная (б) гранитизация алевролитов

восточном фланге имеет пологое, участками субгоризонтальное, залегание. В целом массив можно интерпретировать как пласт мощностью около 3 км, приуроченный к контакту вулканогенных отложений с терригенными образованиями Верхоянского комплекса. Эта граница, судя по распределению отторженцев алевролитов и вулканитов, проходила примерно вдоль осевой части и имела, по-видимому, тектонический характер. Возможно алевролиты были надвинуты на вулканогенные породы.

На пластовую форму массива указывает выдержанное в северо-западных румбах падение расслоенности в диоритах под углами 15–30°, а также устойчивая, с таким же погружением, ориентировка матрицевидной отдельности в адамеллитах.

Вулканогенные породы повсеместно превращены в кварцевые роговики. Отдельные изолированные среди гранитоидов выходы андезитобазальтов превращены в амфиболовые роговики. Ореол контактовых изменений в алевролитах ограничивается метрами и первыми десятками метров. Широко распространены пятнистые роговики иногда с хорошо сохранившимися зернами кордиерита. В целом преобладают биотитовые и кордиеритовые роговики, реже присутствуют мусковит, гранат или анда-

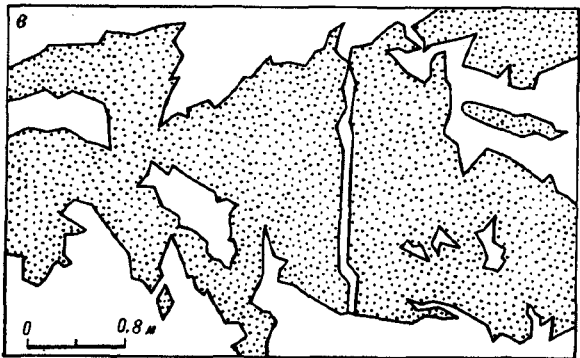
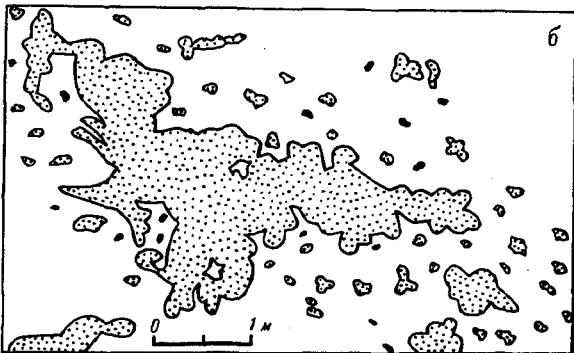
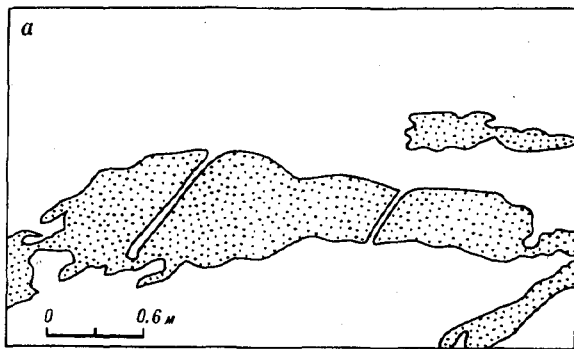


Рис. 38. Целики микродиоритов среди среднезернистых и пятнистых диоритов (а, б) и среди адамеллитов (в)

лузит. Изолированные выходы сильно метаморфизованных алевролитов в северо-восточной части массива испытали динамометаморфизм с возникновением полосчатых структур, нередко с пloyчатым рисунком. На отдельных участках такие роговики приобрели облик гнейсов (краевые гнейсы). Они характеризуются резко выраженной ориентировкой биотита и развитием новообразованных кварца, калишпата и плагноклаза. Такие разности роговики обычно послойно мигматизированы (рис. 37).

**Количественный минералогический состав гранитоидов
Сизинджинского массива**

| Название пород | Кол-во шлифов | Кварц | КПШ | Плагиоклаз | Амфибол | Биотит | Пироксен | Рудный минерал |
|-------------------|---------------|-------|-------|------------|---------|--------|----------|----------------|
| Микрогаббро | 2 | — | — | 46 | 42 | 6 | — | 6 |
| Микродиорит | 1 | 4 | — | 60 | 30 | 4 | — | 2 |
| Габбро | 3 | — | 3 | 51 | 36 | — | 7 | 3 |
| Диориты | 3 | 4 | ед. 3 | 71 | 14 | 8 | — | 3 |
| Кварцевые диориты | 2 | 9 | 16 | 60 | 7 | 7 | — | ед. 3 |
| Гранодиориты | 2 | 17 | 18 | 46 | 5 | 14 | — | ед. 3 |
| Адамеллиты | 3 | 31 | 39 | 26 | 1 | 3 | — | ед. 3 |

Микродиориты – наиболее ранние породы в составе Сизинджинского массива. Состав их варьирует от габбро до кварцевого диорита с преобладанием пород диоритового состава. Эти породы наблюдаются в виде ксенолитов и крупных блоков, встречаясь во всех породах массива. В краевых частях массива местами сохранились целики микродиоритов протяженностью до 100 м, шириной десятки метров¹. Такие целики, более мелкие блоки и ксенолиты микродиоритов встречаются по всей площади массива (рис. 38). Подобное распределение микродиоритов свидетельствует, что современные границы Сизинджинского массива были также границами распространения пород ранней фазы. Однако частая перемежаемость септ и блоков вмещающих пород и микродиоритов указывает, что последние не образовывали монолитное тело, об этом же свидетельствует мелкозернистость пород. Скорее всего, микродиориты слагали густую сеть даек и силлов. Особенно показателен в этом плане северо-восточный фланг массива (правобережье р. Атарбай), где наблюдается частая перемежаемость выходов алевролитов, микродиоритов, гранитов и гранодиоритов. Нередко все эти разновидности пород можно встретить в одном обнажении (система ксенолит в ксенолите), причем, как будет показано выше, алевролиты имеют ненарушенное залегание.

Выходы микродиоритов встречаются не только среди гранитоидов, но и в непосредственных контактах с вулканитами и алевролитами, однако сами контакты остались неизученными.

Внешне микродиориты – массивные мелкокристаллические долеритоподобные породы. Состав их приведен в табл. 9. Значительное содержание роговой обманки в ассоциации со средним по составу плагиоклазом позволяет сопоставлять микрогаббро с лампрофирами типа одинита. Отличают их присутствие биотита и полное отсутствие пироксенов. Микродиориты ближе всего по составу к спессартитам. Удлиненные, нередко игольчатые, зерна амфибола и лейсты плагиоклаза создают призматически зернистую, иногда слабо трахитоидную, нередко с элементами пойкилоофитовой, структуру. В качестве ойкокристаллов выступают зерна биотита и

¹ На рис. 36 микродиориты не показаны, ввиду немасштабности их выходов.



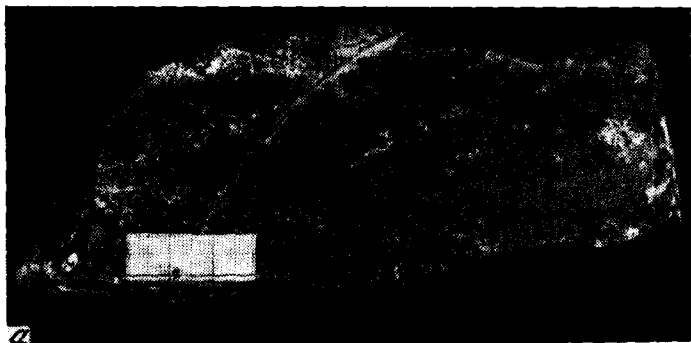
Рис. 39. Расслоенное габбро

реже амфибола. В кварцевых диоритах появляется кварц и пойкилобласты щелочного полевого шпата.

Среднезернистые диориты, габбро, кварцевые диориты распространены преимущественно в юго-восточной части массива, но отдельные часто довольно крупные, изолированные среди гранитов, выходы диоритов встречаются по всему массиву. В целом границей распространения среднезернистых диоритов так же, как и микродиоритов, являлась современная граница Сизинджинского массива.

Наиболее полный разрез этих пород наблюдается на юго-западном склоне горы Сизинджа. Здесь (снизу вверх) обнажаются среднезернистые биотит-роговообманковые диориты, насыщенные отдельными блоками и ксенолитами микродиоритов. Последние чаще всего подвержены ассимиляции и сохраняются в виде реликтовых пятен, создавая в целом пятнистую текстуру пород. Залегают диориты на ороговикованных вулканитах с пологим погружением на северо-запад. Мощность слоя пятнистых диоритов около 300 м.

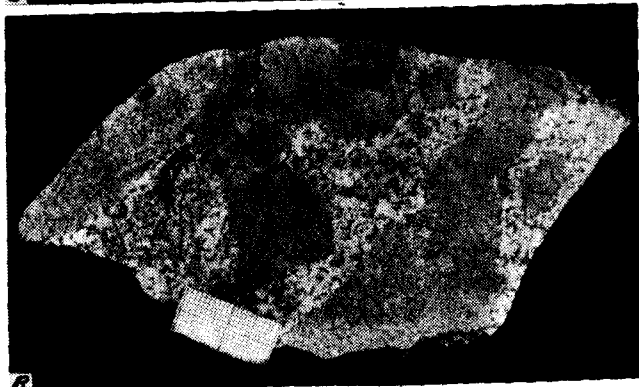
Средняя часть разреза мощностью около 1 км представлена чередующимися диоритами и габбро. Иногда эта расслоенность принимает форму полосчатости (рис. 39). В полосчатых разностях происходит переслаивание полос габбро, несколько различающихся количеством и размером амфиболов. Мощность полос варьирует от 0,5 до 20 см. Зерна амфибола в диоритах часто имеют план-параллельную ориентировку – параллельность в плоскости, перпендикулярной полосчатости и хаотичность в плоскости полосчатости. Полосы имеют прямолинейные границы, выдержанные по простиранию, с погружением на северо-запад под углом 10–30°.



а



б



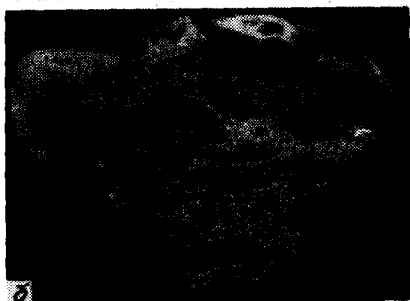
в

Рис. 40. Разная степень мигматизации микродиорита диоритом.

Структурные данные свидетельствуют, что полосчатость образовалась на месте и не связана с течением расплава. Учитывая пойкилобластовый характер крупных вкрапленников амфибола (порфиробласты имеют округлую форму) в габбро не исключается метасоматическое происхождение полосчатости. В расслоенных породах отсутствуют ксенолиты микродиоритов и пятнистые структуры. Для них характерны выделения в форме



а



б

Рис. 41. Диорит, насыщенный ксенолитами микродиорита

гнезд и жил пегматоидного габбро с очень крупными (до 10 см) призмами амфибола.

Судя по разрозненным выходам в северо-западной части массива, верхняя часть разреза диоритового тела была представлена преимущественно пятнистыми диоритами и диоритовыми порфиритами с типично лампрофировыми структурами, которые участками постепенно переходят в кварцевые диориты.

Контакты диоритов с алевролитами резкие, с апофизами и заливами в алевролиты, иногда с появлением в эндоконтакте (первые сантиметры) стекловатых пород с микролитовой основной массой. Весьма своеобразны взаимоотношения диоритов с микродиоритами. На границе с целиками и крупными блоками микродиоритов последние подвержены мигматизации среднезернистым диоритом. Магматизация происходит в форме линзочек, полосок (рис. 40) и гнезд неправильной формы. Границы микродиорит-диорит макроскопические, резкие, обычно с острыми входящими углами со стороны диорита. При значительном объеме диоритовой лейкосомы (диорит всегда более лейкократовый) образуются структуры типа ксенолитовых супов (рис. 41), списанных [Gassner, Gyr, 1964] в Бергальском массиве. На удалении от выходов микродиоритов крупные отторженцы сохраняются в форме ксенолитов, а мелкие подвергаются ассимиляции,

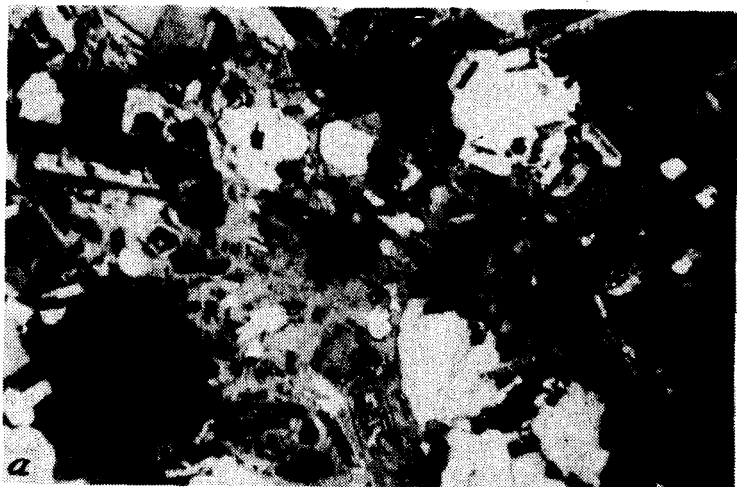
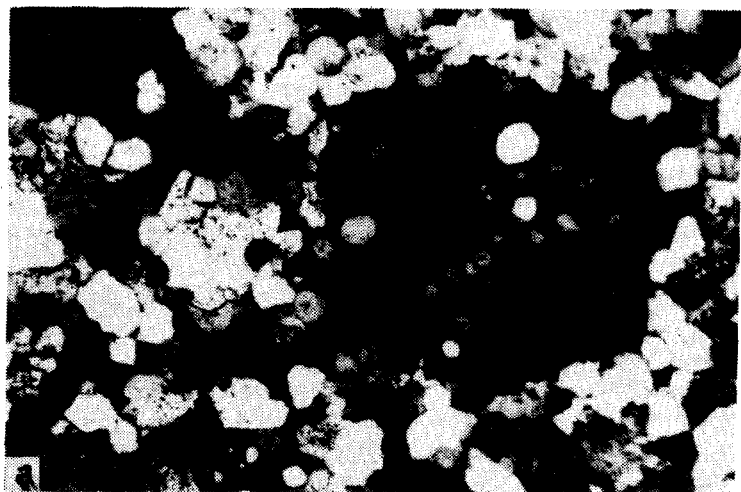
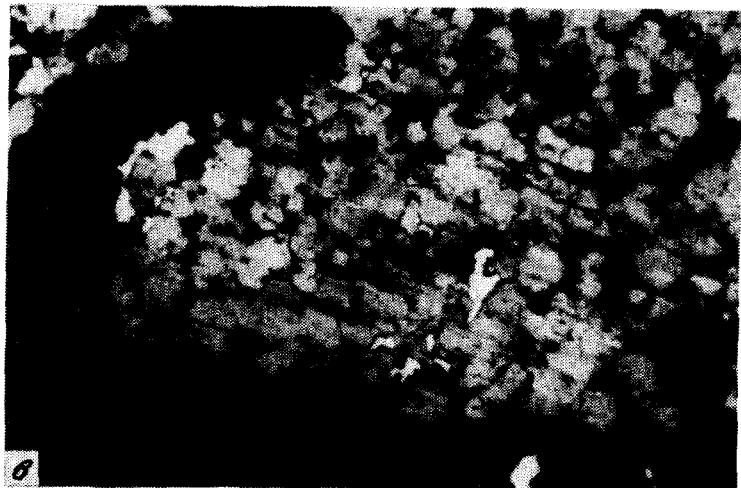


Рис. 42. Микрофотографии шлифов: *а* – кварцевый диорит, насыщенный лейстовидными реститовыми зернами плагиоклаза и амфибола микродиоритов, николи +; *б* – сотовидная структура олигоклаза, николи +; *в* – пойкилобласт амфибола с включениями кварца основной массы в гибридном гранит-порфире, николи +

придавая породе такситовый пятнистый облик. Пятна представляют собой скопление мелких фрагментов микродиоритов и пойкиловключений отдельных лейст плагиоклаза и амфибола или их сгустков в значительно более крупных зернах плагиоклаза, амфибола и биотита диоритов (рис. 42). В центральных частях сгустков иногда просматривается первичная структура микродиоритов. Пятнистость диоритов усиливается за счет округлых включений (размер 1–5 см) более зернистых и более меланократовых, чем включающий их диорит. Внешне эти включения напоминают ксенолиты крупнозернистого габбро. Но под микроскопом видно, что это сингенетичные выделения, нередко зонального строения. В



центральной части их может быть иногда найдена затравка в форме ксенолита вмещающих пород. Такие включения распространены исключительно в пятнистых породах типа диоритовых порфиритов. Зерна амфиболов из включений достигают 1 см в длину. По составу они аналогичны амфиболам из вмещающих включения диоритов (табл. 10).

Судя по распределению ксенолитов и выходов вмещающих пород, диориты в значительной степени наследуют место и, возможно, даже форму микродиоритов. Лишь в центральной части массива они слагали монолитное тело, в периферии же массива диориты были рассредоточены в виде отдельных выходов, сохраняя перегородчатую структуру, созданную на этапе внедрения микродиоритов.

От габбро к кварцевому диориту меняется процентное соотношение минералов (см. табл. 8), но состав их остается неизменным. Плагноклаз

Состав минералов пород Сизинджинского массива

| Компоненты | Амфиболы | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 557-1 | 557-1 | 557-1 | 557-1 | 574-1 | 574-1 | 574-1 | 574-1 | 606 | 606 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 41,29 | 41,19 | 41,87 | 41,56 | 46,49 | 43,21 | 42,31 | 42,88 | 42,09 | 41,91 |
| TiO ₂ | 2,95 | 3,05 | 2,83 | 2,62 | 0,69 | 2,98 | 2,28 | 2,58 | 3,31 | 3,39 |
| Al ₂ O ₃ | 12,06 | 11,96 | 11,29 | 11,36 | 6,29 | 11,18 | 9,56 | 9,70 | 11,45 | 10,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,17 | 8,60 | 4,83 | 8,33 | 7,72 | 3,77 | 6,14 | 5,27 | 5,18 | 7,34 |
| FeO | 6,24 | 4,18 | 7,40 | 4,71 | 10,37 | 8,24 | 10,50 | 8,70 | 8,09 | 6,33 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,13 | 0,11 | 0,53 | 0,24 | 0,75 | 0,55 | 0,00 | 0,50 |
| MgO | 14,38 | 14,72 | 14,32 | 14,72 | 12,50 | 13,87 | 11,98 | 13,49 | 13,47 | 13,90 |
| CaO | 12,34 | 12,27 | 12,31 | 12,10 | 12,2 | 12,45 | 12,28 | 12,30 | 12,55 | 11,66 |
| Na ₂ O | 2,12 | 1,98 | 2,28 | 2,08 | 0,66 | 1,65 | 1,57 | 1,71 | 1,29 | 2,04 |
| K ₂ O | 0,41 | 0,00 | 0,49 | 0,37 | 0,53 | 0,37 | 0,63 | 0,65 | 0,52 | 0,56 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 97,95 | 97,94 | 97,96 | 97,95 | 97,97 | 97,95 | 97,99 | 97,97 | 97,96 | 97,96 |
| Si | 6,031 | 5,985 | 6,134 | 6,061 | 6,871 | 6,296 | 6,311 | 6,323 | 6,162 | 6,151 |
| Ti | 0,324 | 0,334 | 0,312 | 0,288 | 0,076 | 0,326 | 0,255 | 0,286 | 0,365 | 0,374 |
| Al | 2,074 | 2,046 | 1,948 | 1,950 | 1,094 | 1,919 | 1,679 | 1,684 | 1,974 | 1,784 |
| Fe ⁺³ | 0,678 | 0,940 | 0,532 | 0,914 | 0,859 | 0,414 | 0,689 | 0,584 | 0,571 | 0,811 |
| Fe ⁺² | 0,762 | 0,508 | 0,907 | 0,574 | 1,281 | 1,004 | 1,310 | 1,073 | 0,990 | 0,777 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,013 | 0,066 | 0,029 | 0,094 | 0,069 | 0,000 | 0,062 |
| Mg | 3,312 | 3,189 | 3,127 | 3,199 | 2,753 | 3,012 | 2,662 | 2,965 | 2,938 | 3,041 |
| Ca | 1,931 | 1,910 | 1,933 | 1,891 | 1,932 | 1,944 | 1,963 | 1,943 | 1,968 | 1,834 |
| Na | 0,600 | 0,557 | 0,647 | 0,587 | 0,190 | 0,465 | 0,455 | 0,488 | 0,367 | 0,582 |
| K | 0,077 | 0,000 | 0,091 | 0,068 | 0,09 | 0,069 | 0,119 | 0,122 | 0,098 | 0,105 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,017 | 0,000 | 0,000 |
| Сумма | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 | 46,00 |

Примечание. 1, 2 – порфирированный диорит; 3, 4 – габброидное включение в диорите; 5, 6, 7, 15 – пегматоидное гнездо в диорите; 8 – диорит; 9, 10, 16, 17 – пятнистый диорит; 11, 12 – меланократовые сегрегации в диорите; 13, 14 – кварцевый диорит; 19 – кварцевый диорит; 18, 20, 21 – адамеллит.

зональный с незначительными (от андезина до олигоклаза) вариациями состава сквозной для всех пород этой группы. Лишь в габбро и реже в диоритах он иногда приобретает пятнистую структуру за счет реликтов анортита. Амфибол во всех разновидностях представлен роговой обманкой, плеохроирующей от зеленых до бурых тонов, иногда замещается с краев зеленой роговой обманкой. На классификационной диаграмме состава амфибола образуют компактный рой вблизи парагасита. Дисперсия состава для серии зерен с одного образца и всей группы пород одинаковая. По оптическим свойствам амфиболы из диоритов и микродиоритов идентичны. В амфиболах из расслоенных габбро иногда отмечаются реликты клинопироксена. Преобладающая структура в этой группе пород – призматически зернистая, но она постоянно осложняется пойки-

| | | | | Биотиты | | | | | КПШ | |
|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| 606 | 606 | 576 | 576 | 574-1 | 606 | 606 | 584 | 576 | 584 | 584 |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 46,99 | 41,32 | 49,40 | 49,05 | 36,29 | 35,92 | 36,60 | 32,88 | 31,86 | 64,38 | 65,31 |
| 2,68 | 3,16 | 0,36 | 0,00 | 5,01 | 4,41 | 4,33 | 7,21 | 3,39 | 0,00 | 0,1 |
| 6,30 | 11,57 | 2,99 | 1,34 | 13,53 | 13,50 | 13,11 | 11,94 | 14,29 | 22,26 | 17,83 |
| 2,77 | 3,27 | 11,16 | 30,23 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 17,69 | 0,00 | 0,00 |
| 12,28 | 9,92 | 11,65 | 0,00 | 17,68 | 20,66 | 20,11 | 32,4 | 12,22 | 0,00 | 0,00 |
| 0,26 | 0,32 | 0,51 | 1,01 | 0,30 | 0,38 | 0,26 | 0,83 | 0,45 | 0,18 | 0,00 |
| 12,89 | 13,05 | 10,57 | 11,16 | 14,05 | 12,19 | 12,64 | 2,91 | 11,48 | 0,00 | 0,00 |
| 12,31 | 12,47 | 10,24 | 3,91 | 0,50 | 0,10 | 0,37 | 0,18 | 0,51 | 4,41 | 0,55 |
| 0,52 | 2,16 | 0,61 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,48 | 0,11 | 8,92 | 2,32 |
| 0,70 | 0,59 | 0,26 | 0,00 | 9,22 | 9,3 | 8,81 | 8,37 | 4,05 | 0,12 | 13,76 |
| 0,25 | 0,15 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,26 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 97,96 | 97,98 | 97,97 | 96,70 | 96,57 | 96,45 | 96,49 | 97,20 | 96,06 | 100,28 | 99,86 |
| 6,910 | 6,110 | 7,324 | 7,018 | 2,763 | 2,766 | 2,804 | 2,724 | 2,417 | 2,850 | 2,996 |
| 0,297 | 0,351 | 0,041 | 0,000 | 0,287 | 0,255 | 0,249 | 0,449 | 0,193 | 0,000 | 0,003 |
| 1,090 | 2,015 | 0,522 | 0,225 | 1,212 | 1,224 | 1,182 | 1,165 | 1,277 | 1,161 | 0,963 |
| 0,307 | 0,364 | 1,245 | 3,254 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 1,010 | 0,000 | 0,000 |
| 1,510 | 1,227 | 1,444 | 0,000 | 1,125 | 1,331 | 1,288 | 2,244 | 0,775 | 0,000 | 0,000 |
| 0,032 | 0,041 | 0,064 | 0,122 | 0,019 | 0,025 | 0,017 | 0,058 | 0,029 | 0,007 | 0,000 |
| 2,826 | 2,875 | 2,337 | 2,380 | 1,594 | 1,399 | 1,444 | 0,359 | 1,298 | 0,000 | 0,000 |
| 1,940 | 1,975 | 1,627 | 0,599 | 0,041 | 0,008 | 0,031 | 0,016 | 0,042 | 0,209 | 0,027 |
| 0,149 | 0,621 | 0,176 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,077 | 0,017 | 0,766 | 0,206 |
| 0,132 | 0,111 | 0,050 | 0,000 | 0,896 | 0,914 | 0,861 | 0,884 | 0,392 | 0,007 | 0,805 |
| 0,029 | 0,017 | 0,024 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| 46,00 | 46,00 | 46,00 | 44,71 | 22,29 | 22,20 | 22,23 | 22,51 | 22,00 | 16,09 | 15,95 |

лобластовой. В качестве порфиробластов выступают амфибол (в габбро), реже биотит, щелочной полевои шпат и кварц. Последовательность кристаллизации минералов следующая: анортит–пироксен–амфибол + биотит–андезин–кварц–щелочной полевои шпат. Акцессорные минералы так же, как и в микродиоритах, представлены магнетитом, сфеном и апатитом.

Адамеллиты, гранодиориты слагают более половины площади Сизинджинского массива. Термин "гранитизация" (без генетического значения) наиболее подходит для этого типа магматизма. Адамеллиты с разной плотностью насыщают весь массив. Наиболее гранитизированная западная и северо-западная (прикровлевая) часть Сизинджинского массива. Гранитоидные тела по размеру образуют континуум от капель размером менее 1 см до крупных гомогенных масс площадью до 10 км².

Вмещающими породами для гранитоидов являются алевролиты, вулканиды, микродиориты и диориты. Отчетливо просматривается избирательность гранитизации. От менее компетентных к более компетентным породы могут быть расположены в следующей последовательности: вулканиды—алевролиты—микродиориты—диориты.

Ввиду повсеместного распространения гранитов и разнообразия гранитных выделений по размеру откартировать отдельные тела, несмотря на хорошую обнаженность и высокую детальность съемочных работ, не удалось. На карте (см. рис. 36) выделены в качестве гранитных тел области в которых граниты составляют более 50%.

На тех участках, где степень насыщения вмещающих пород гранитным материалом невелика, гранитоиды представлены преимущественно гранодиоритами (иногда до кварцевых диоритов) со значительными вариациями зернистости пород, в то время как основные поля гранитоидов с высокой гомогенизацией материала сложены однотипными, почти лейкократовыми среднезернистыми адамеллитами.

Контакты гранитоидов с вмещающими породами как резкостные, так и постепенные — диффузионные (рис. 43). В последнем случае граниты имеют обычно теньевую шпировидную текстуру и насыщены ксенолитами. Ксенолиты и шпирсы в адамеллитах представлены преимущественно в различной степени ассимилированными микродиоритами, и это происходит даже тогда, когда гранитизация развивается по диоритам. Очевидно, более лейкократовые диориты растворяются быстрее, а ксенолиты микродиоритов из них остаются в виде рестита. В случае гранитизации микродиоритов взаимоотношение гранит—микродиорит такое же, как диорит—микродиорит (от пойкиловключений лейст плагиоклаза, амфибола и биотита к их сгусткам и фрагментам микродиоритов). В случае замещения диоритов гранитами происходит замещение первичных минералов диорита новообразованиями кислого олигоклаза, калишпата и кварца с образованием сотово-ячеистых структур полевых шпатов, обусловленных мельчайшими выделениями кварца. Ихтиоглипты кварца в олигоклазе и калиевом полево шпате имеют одинаковую форму, слагая подобие перегородок между округлыми выделениями полевых шпатов (см. рис. 42). В тех случаях, когда в эдукте имеется пойкилобластический калишпат с включениями лейстовидного плагиоклаза выделения кварца нередко приобретают лейстовидную форму, образуя, по-видимому, псевдоморфозы по лейстам плагиоклаза. Сотовая структура полевых шпатов проявляется, как в случае диффузионных, так и резкостных контактов, однако в последнем случае развитие таких структур ограничивается непосредственно контактовой зоной. Сотовая структура и структура полевых шпатов типа снежных комьев, описанная в гомогенных включениях в кристаллокластических дацитах, это — по-видимому, зародышевые формы минералов, возникающие на начальной стадии индивидуализации вещества. Возникают полевые шпаты с такими структурами главным образом в твердом виде путем собирательной перекристаллизации пород.

Резкостный, или диффузионный, тип границ гранитоидных сегрегаций определяется, скорее всего, структурой субстрата, поскольку нередко можно наблюдать разные типы контактов в одном обнажении.

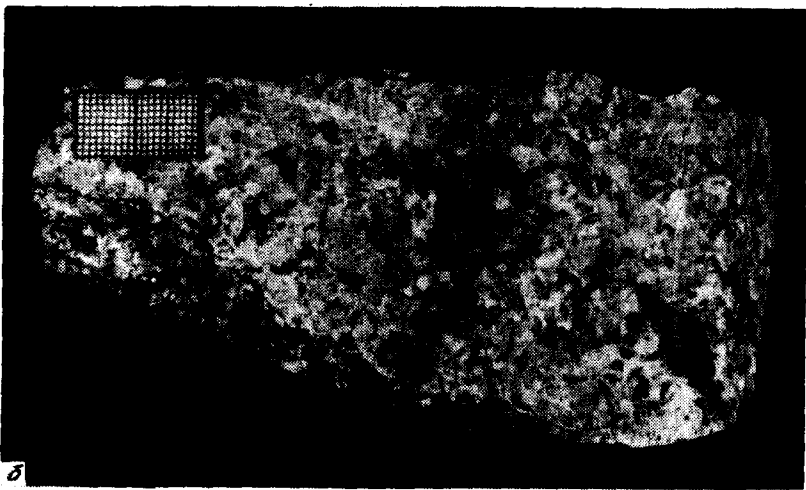
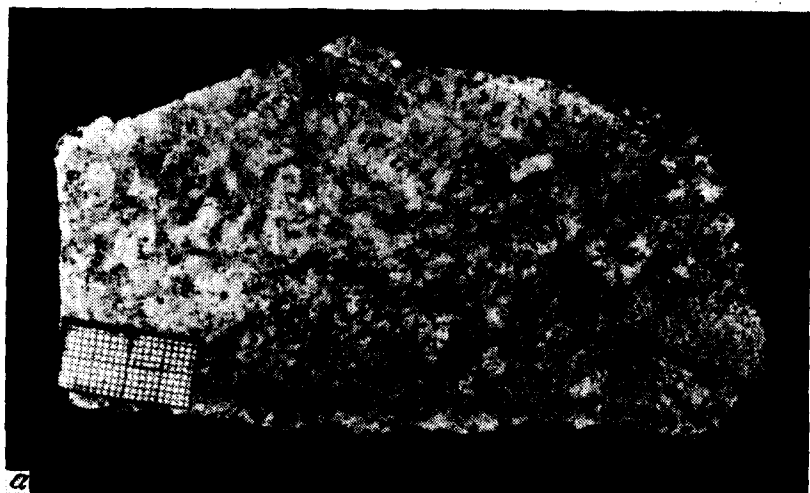


Рис. 43. Диффузионные контакты адамеллитов с диоритами (а) и микродиоритами (б)

Форма гранитных выделений самая разнообразная. Весьма типичны округлые или брусчатые выделения размером 10–30 см, напоминающие по форме ксенолиты (рис. 44). Этот псевдоксенолитовый тип мигматитов — очевидно, специфика близповерхностного гранитоидного магматизма. По периферии такие псевдоксенолиты сопровождаются более мелкими (первые сантиметры) выделениями гранитов, а также порфиробластовыми выделениями (размер 3–10 мм) олигоклаза и калишпата. Ореол порфиробластических выделений составляет десятки и сотни метров. Порфиробласты разбросаны обычно хаотично, но иногда лейкократизация диоритов происходит вдоль структурных неоднородностей.

В сильно трещиноватых породах гранитизация проявляется в виде жил очень сложной формы с раздувами, пережимами, создающими структуры типа агматита.

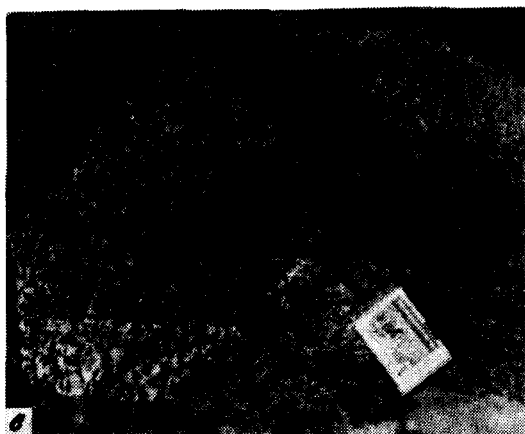
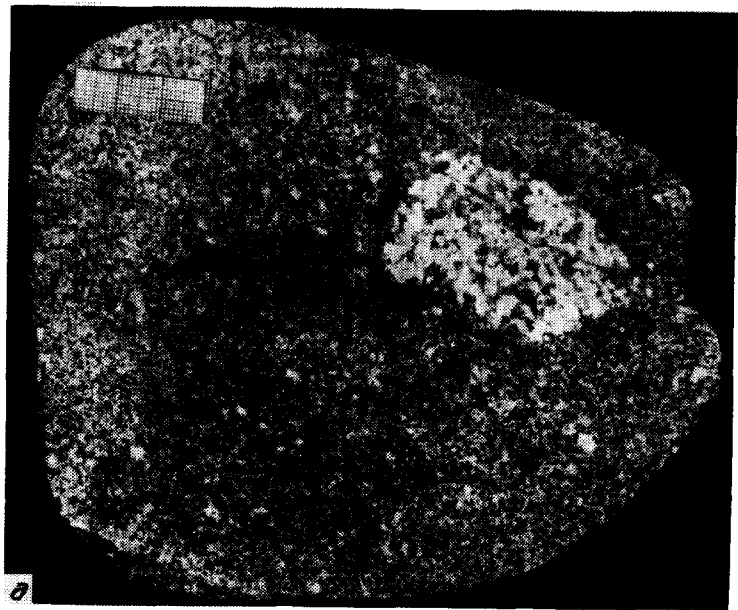


Рис. 44. Псевдоксенолитовый тип мигматитов: *a* – округлые образования адамеллита по диориту; *б* – брусчатый псевдоксенолит адамеллита в микродиорите; *в* – гранодиоритовый псевдоксенолит по диориту; *г* – адамеллитовые псевдоксенолиты по диориту и ксенолиту микродиорита; *д* – округлые образования адамеллита по диориту



В сильно метаморфизованных полосчатых алевролитах гранитные сегрегации образуют подобие послойных мигматитов (см. рис. 37), а в массивных ороговикованных алевролитах – линзы и гнезда мелкозернистого гранодиорита с резкими границами размером миллиметры–десятки сантиметров.

Все описанные выделения гранитов являются бесспорно бескорневыми. Чтобы исключить сомнения, в зонах развития псевдоксенолитовых мигматитов дроблению подвергались глыбы диоритов, не имеющих с поверхности следов гранитизации, и часто внутри таких глыб удавалось обнаружить крупные (до 20 см) сегрегации среднезернистого гранита.

Для крупных гранитных тел размером более 10 м трудно определить, имелись ли к ним проводники в какой-то части тела, однако целый ряд наблюдений над их выходами говорит об однотипности больших и малых гранитных форм: 1) невыдержанность залегания по падению и простиранию; 2) наличие тупых торцовых ограничений в дайко- и силлоподобных телах; 3) сочетание резкостных и диффузионных границ; 4) непрерывность спектра гранитных выделений по размеру (размер гранитных тел растет в сторону крупных гомогенных гранитных масс); 5) насыщенность гранитных тел ксенолитами, которые по всем данным имеют ненарушенное первичное залегание; 6) наличие в гранитах на отдельных участках теневых структур; 7) идентичность петрографического и петрогеохимического состава гранитоидов больших и малых форм.

Структура пород гранитовая с элементами пойкилобластической. Таблитчатые зерна пертитового полевого шпата, кварца и кислого олигоклаза часто содержат пойкиловключения длиннопризматического, иногда лейстовидного плагиоклаза состава олигоклаз–андезин. Такие пойкиловключения окружены узкой альбитовой каймой. Иногда зерна полевых шпатов имеют форму футляра. Края в них сложены плагиоклазом, а центральная основная часть – ортоклазом с реликтами (наподобие пертитов) плагиоклаза. По-видимому, лейстовидный плагиоклаз и часть крупных призматических зерен плагиоклаза – реликты диоритового субстрата.

В кварце из крупных гранитных масс и из мелких сегрегаций типа псевдоксенолитов имеются расплавные включения, указывающие на магматическую природу адамеллитов и гранодиоритов.

Гранодиориты от адамеллитов отличаются только большим содержанием биотита, амфибола и плагиоклаза. Химический состав биотита приведен в табл. 10.

Амфибол по оптическим свойствам близок к амфиболу из диоритов. Акцессорные минералы – ильменит, сфен, циркон, апатит.

Гибридные гранит-порфиры и мелкозернистые граниты имеют ограниченное распространение в Сизинджинском массиве, но они весьма важны для понимания генезиса гранитов и развития магматогенной системы в целом. Ввиду внешнего сходства слабо раскристаллизованных гранит-порфиров с гранитизированными диоритами и вулканитами, а мелкозернистых гранитов с адамеллитами и гранодиоритами кон-

такты пород и морфология слагаемых ими тел оказались изученными недостаточно¹.

Гибридные гранит-порфиры в местах их скопления образуют густую сеть жил и отдельных даек мощностью до 10 м. Мелкозернистые граниты распространены главным образом среди адалеллитов, они слагают штокообразные тела площадью до 0,2 км².

Вмещающие породы и характерные для гибридных пород ксенолиты интенсивно метаморфизованы с образованием биотит-амфиболовых, биотитовых с андалузитом (редко с гранатом) и биотит-кварцевых роговиков. Степень сохранности первичных структур в ксенолитах находится в прямой зависимости от степени кристалличности основной массы гибридных пород. В слабо раскристаллизованных гранит-порфирах с микроаплитовой основной массой в ксенолитах хорошо видны первичные структуры пород. В гранит-порфирах, переходных к мелкозернистым гранитам, от ксенолитов остаются пятна размером до 1–2 см, представляющие собой мелкозернистый агрегат биотита и амфибола. Обычно такие пятна сохраняют первично угловатую форму ксенолитов. В наиболее раскристаллизованных разностях гибридных гранитов ксенолиты полностью ассимилированы.

Гранит-порфиры имеют двухфазный неравновесный состав. При значительных колебаниях валового химического состава пород основная масса в них аплитовая с выдержанным эвтектоидным кварц-калищпатовым составом (содержание кварца $\approx 38\%$). Вкрапленники составляют 30–50% и представлены чаще всего одним плагиоклазом, реже плагиоклазом и щелочным полевым шпатом, иногда присутствуют единичные зерна кварца. Нередко, как и в адалеллитах, присутствуют одновременно таблитчатый, призматический и лейстовидный плагиоклазы. Вкрапленники оскольчатой формы без идиоморфных (характерных для порфировых пород) граней. Наряду с изолированными единичными зернами обычны их сростки, в которых угадывается первичная структура пород. Часто зерна плагиоклазов расчленены тонкими просечками основной массы на отдельные фрагменты, сохраняющие одновременное угасание. Количество вкрапленников и ксенолитов в породах также коррелируется с кристалличностью их основной массы. В слабо раскристаллизованных породах количество кристаллокластов и ксенолитов иногда достигает 70%. В таких породах реститовый характер вкрапленников просматривается совершенно отчетливо, так как сохраняется первичный структурный рисунок эдука в виде теней и своеобразного каркаса, свидетельствующего о том, что порода была подвержена частичному плавлению на месте без последующей мобилизации расплава. В целом такие разности могут быть определены как бухиты. Более интенсивному переплавлению подвергаются более мелкозернистые и более лейкократовые участки породы, а крупные зерна плагиоклаза и их сростки остаются в качестве рестита. Первичные амфиболы полностью разлагаются с образованием мелкозернистого гранобластового агрегата кварца и рудного минерала, при этом сохраняется первичный контур амфибола.

¹На рис. 36 эти породы, за исключением отдельных крупных выходов, показаны вне-масштабным знаком.

Формирование относительно гомогенных гранит-порфиров происходило скорее всего путем мобилизации расплава и его внедрения по трещинам. На это указывают резкие контакты с вмещающими породами и наличие слабо раскристаллизованных стекловатых эндоконтактных оторочек. В таких породах, переходных к мелкозернистым гранитам, вкрапленники приобретают идиоморфные ограничения за счет дорастания реститовых фрагментированных зерен.

Мелкозернистые граниты по составу близки адамеллитам, отличает их такситовость структуры. Относительно крупные (1–5 мм, иногда до 10 мм) зерна ортоклаза, олигоклаза и кварца, составляющие обычно 70–80% породы, цементируются мелкозернистым агрегатом кварца и калишпата с примесью до 6% биотита и плагиоклаза. В краевых зонах крупных зерен калишпата и реже олигоклаза обычны включения мелких зерен кварца, аналогичных кварцу основной массы, а в центральных зонах можно встретить реликты угловатых реститовых зерен.

Микроаплитовая основная масса в гранит-порфирах подвержена интенсивной эпигмагматической перекристаллизации с образованием пойкилобластов калишпата, амфибола и биотита. Новообразованные зерна имеют лапчатые расплывчатые ограничения и насыщены пойкиловключениями кварца основной массы (см. рис. 42). При этом размер включений кварца в темноцветных минералах в 1,5–2 раза мельче кварца в основной массе породы, а в калиевом полевоом шпате включения кварца на 1–2 порядка мельче кварца основной массы. Это свидетельствует о том, что и кварц основной массы, хотя и не содержит пойкиловключений, был подвержен собирательной перекристаллизации. Первичная структура основной массы в гранит-порфирах до эпимагматической перекристаллизации была фельзитовой, а возможно, и витрофировой.

Ксеноморфная форма вкрапленников, неравновесность состава вкрапленников и основной массы, перегородчатые структуры и характер эпимагматических преобразований сближает гибридные гранит-порфиры с перегородчатыми кристалло-дацитами Атарбайского субинтрузивного массива. Главное отличие их – это первично-магматическая природа вкрапленников в кристалло-дацитах Атарбайского массива. По-видимому, появление гибридных гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов Сизинджинского массива связано с начальной стадией плавления, когда выплавляется лишь низкотемпературная гранитная эвтектика, а для плавления более тугоплавкого остатка не была достигнута необходимая температура.

Риолиты и риодациты слагают два морфологических типа тел.

На юге массива риолиты образуют серию даек протяженностью до 1 км. Дайки субвертикальные, выдержаны по мощности (4–7 м) и простиранию (СВ 10–20°). Сложены они толстоплитчатыми афировыми и редковкрапленниковыми породами эффузивного облика. Вкрапленники размером до 3 мм представлены калинатровым полевым шпатом и кварцем (0–10%). Основная масса – микропойкилитовая.

Вдоль западного фланга массива риолиты в полосе шириной 1–1,5 км и протяженностью 7 км образуют густую сеть выходов площадью от 1 м² до 0,15 км². Детально эти образования были рассмотрены в главе 2.

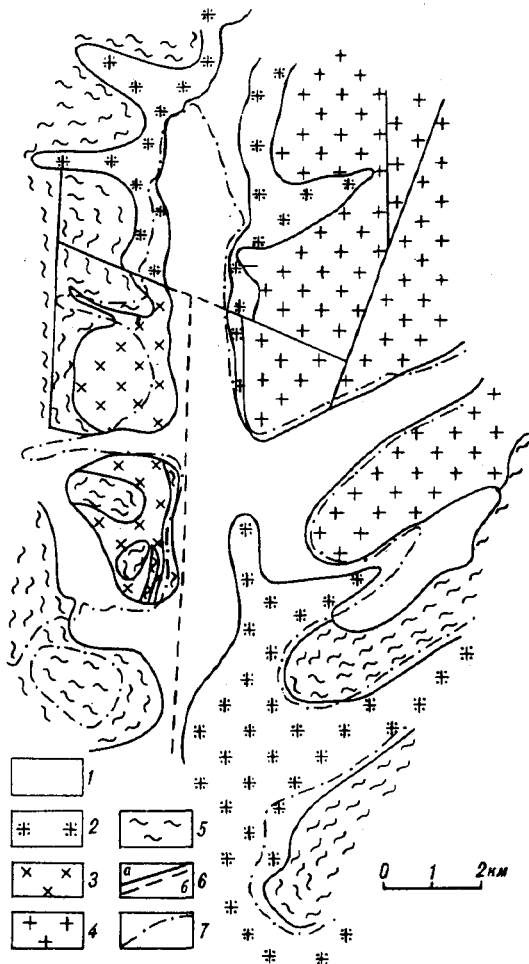


Рис. 45. Схематическая геологическая карта бассейна верхнего течения р. Мукулажит
 1 – рыхлые отложения; 2 – аляскитовые граниты (K_2); 3 – гранодиорит-порфиры (K_2); 4 – субвулканические порфирокластические риолиты (K_2); 5 – игнимбриты и туфы риодацитов с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 6 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – горизонталь с отметкой 900 м

Аляскировые граниты обнажаются вдоль северо-восточного фланга Сизинджинского массива, слагая краевую часть крупного тела пластовой формы, структурно не связанного с Сизинджинским массивом. Они широко распространены в пределах Куйдусунского вулканогена, отличаясь исключительно однообразием состава – это предельные по составу ($SiO_2 - 76\%$) граниты, отвечающие кварц-полевошпатовой эвтектике, с характерными для них миаралловыми текстурами. По данным (Горохов и др., 1980 г.) аляскировые граниты – завершающая фаза мелового гранитоидного маг-

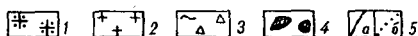
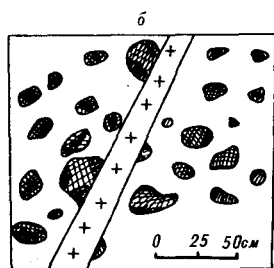
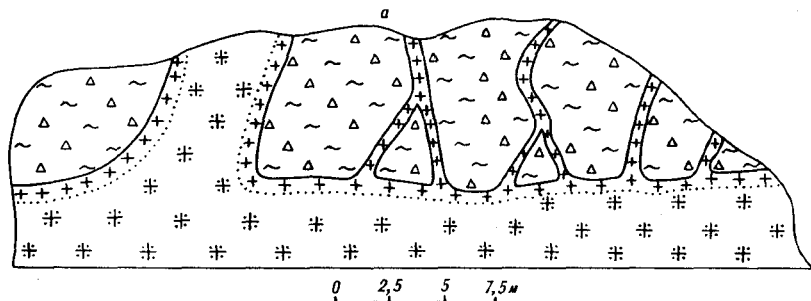


Рис.46. Характер контакта аляскитовых гранитов с игнимбритами риолитов (а) и с ксеноигнимбритами (б)

1 – аляскитовые граниты порфировидные; 2 – гранофиры и аплитовидные граниты; 3 – игнимбриды риолитов; 4 – ксеноигнимбриды; 5 – границы резкостные (а) и постепенные (б)

матизма в Куйдусунском вулканогене. Детально контакты аляскитовых гранитов изучались автором в бассейне р. Мукулакит (левобережье р. Делькю-Охотская) и в верховьях р. Маймаонджа (восточный фланг Атарбайского субвулканического массива). Во всех перечисленных районах граниты вскрыты на глубину не более 100 м. Одна из примечательных особенностей изученных массивов – исключительно выдержанное горизонтальное залегание кровли. Так, в бассейне р. Мукулакит ундуляция кровли на расстоянии 20 км не превышает 50 м (рис. 45). В бассейне Маймаонджа на обоих ее бортах на расстоянии 5 км (изученная часть контакта) кровля аляскитов расположена строго на отметке 1000 м. Пологий наклон кровли (15–20°) обнаруживается лишь на правом берегу р. Сизинджа (см. рис. 36). Однако, судя по форме выходов аляскитов на поверхность в сопредельных территориях, – это локальный "задир", связанный, по-видимому, с некоторой просадкой Сизинджинского массива. Граница аляскитовых гранитов пересекает вмещающие породы, не согласуясь ни с их составом, ни с условиями залегания.

Контактная зона аляскитовых гранитов повсеместно имеет сходное строение. Среднезернистые миаролловые на глубине граниты в направлении к кровле становятся более мелкозернистыми: вначале порфировидными, а непосредственно в зоне эндоконтакта (мощность 2–5 м) сменяются мелкозернистыми гранофирами. Вмещающие породы изменены с образованием хлорита, кварца, биотита, мусковита, реже граната и ан-

далузита. В зоне экзоконтакта породы интенсивно перекристаллизованы с образованием микроаплитовых структур. Размер зерен основной массы пород растет в сторону контакта. Во всех трех местах, в которых детально изучался контакт аляскитов с вмещающими породами, последние представлены порфиорокластическими игнимбритами кислого состава с протоклазированными вкрапленниками кварца и щелочного полевого шпата. В сторону контакта одновременно с ростом зернистости основной массы происходит растворение вкрапленников, сопровождающееся уменьшением их размера и количества, до полного исчезновения. Вкрапленники, по мере растворения, теряют резкость ограничений и свою первично-оскольчатую форму. В перекристаллизованных игнимбритах отмечаются участки размером 1–2 мм гранофирового строения. За счет резкостных границ и нередко наблюдаемого секториального погасания они напоминают вкрапленники. В свою очередь, в эндоконтактовой гранофировой зоне отмечаются обычно в виде линзочек (мощностью сантиметры) фрагменты сильно перекристаллизованных игнимбритов.

В порфиоровых разностях аляскитов во вкрапленниках щелочного полевого шпата обычны реликты угловатых зерен, аналогичных наблюдаемым во вмещающих игнимбритах. Все эти факты указывают на постепенный характер контакта аляскитов с вмещающими породами. Не ясно только, происходило ли образование гранитов путем магматического замещения или метасоматически. Для верхней части переходной зоны с сохранившимися еще вкрапленниками можно с уверенностью сказать, что, если переплавление здесь имело место, то оно было частичным и без перемещения расплава, поскольку в породах этой зоны, даже с достаточно крупнозернистой основной массой, просматриваются в виде теней игнимбритовые структуры.

В верховьях р. Майманджи основное тело гранитов сопровождается густой сетью даек и жил гранофиров, пронизывающих кровлю на мощность 10–50 м (рис. 46). Эти жилы и дайки могли быть использованы как инъекции жидкой магмы в зияющие трещины, однако детальные наблюдения над контактами даек там, где они пересекают игнимбриты, насыщенные крупными обломками сливных кварцитовидных пород, убеждают (см. рис. 46, б), что формирование гранофировых жил происходило на месте без раздвижения стенок трещин.

Петрогеохимические особенности магматических пород Сизинджинского массива

Гранитоиды Сизинджинского массива по комплексу петрографических и петрохимических признаков (роговообманковый состав и низкая глиноземистость) относятся к *I*-гранитам. В то же время низкая окисленность железа и высокая железистость биотита позволяют уверенно сопоставлять их с ильменитовой серией гранитоидов. Эти факты еще раз убедительно подтверждают, что попытки отождествления *S*-гранитов с ильменитовой серией, а *I*-гранитов – с магнетитовой серией ошибочны. В основе этих классификаций лежат генетически независимые признаки.

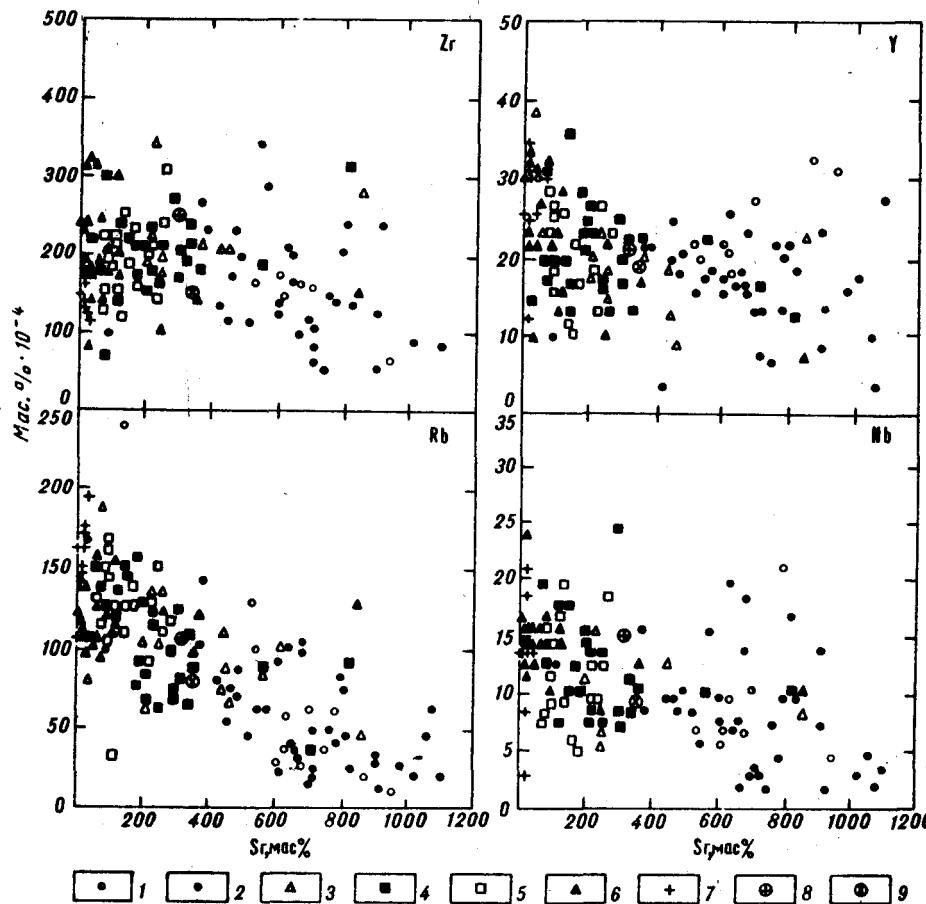


Рис. 47 Диаграмма Харкера пород Сизинджинского массива

1 – микрозернистые диориты, габбро и кварцевые диориты; 2 – среднезернистые диориты, габбро и кварцевые диориты; 3 – гранодиориты; 4 – гибридные гранит-порфиры; 5 – адаллелиты; 6 – субвулканические риодациты; 7 – аляскитовые граниты; 8–9 – средние составы алевролитов (8) и вулканических пород (9)

Микродиориты и среднезернистые диориты с их более основными и более кислыми дериватами характеризуются близким химическим составом и образуют на бинарных диаграммах общие тренды (рис. 47, табл. 11). Однако в пространственно сопряженных породах из группы микродиорита и диорита (система кеенолит–вмещающая порода) последние всегда более крупнозернистые и более лейкократовые. При этом разрыв в кремнекислотности между диоритами и микродиоритами остается относительно стабильным (2–5% SiO_2). В этой связи остро встает проблема природы лейкократизации тех и других, так как синхронность лейкократизации сразу же отвергает возможность кристаллизационной дифференциации

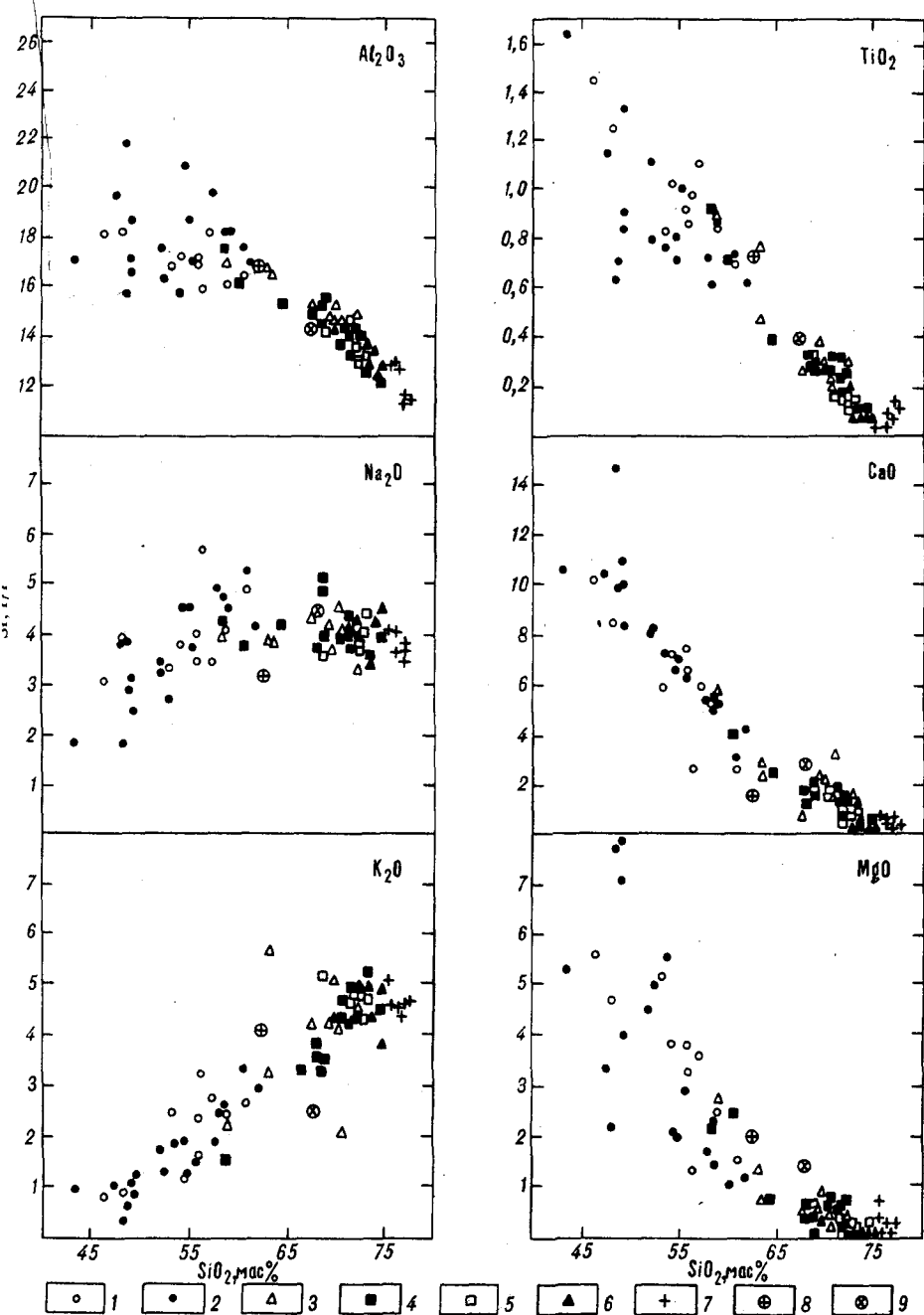


Рис. 48. Зависимость содержаний малых элементов от содержаний SiO_2
Условные обозначения см. на рис. 47

Таблица 11

Химический состав пород Сизиндкийского массива

| № п/п | Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | SO ₃ | H ₂ O | П.п.п | |
|-------|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|-------|---------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| 1 | 507,00 | 54,20 | 1,02 | 17,20 | 3,60 | 5,53 | 0,20 | 3,80 | 7,30 | 3,80 | 1,20 | 0,30 | - | - | 0,51 | 98,99 |
| 2 | 509,40 | 57,10 | 1,10 | 18,10 | 1,50 | 6,97 | 0,10 | 3,60 | 6,00 | 3,50 | 2,70 | 0,30 | - | - | 0,62 | 102,311 |
| 3 | 510,60 | 55,80 | 0,90 | 16,80 | 2,80 | 5,68 | 0,10 | 3,80 | 7,50 | 3,50 | 1,60 | 0,20 | - | - | 0,6 | 99,46 |
| 4 | 520,20 | 53,11 | 0,82 | 16,80 | 2,51 | 5,63 | 0,18 | 5,14 | 5,96 | 3,35 | 2,45 | 0,16 | 0,1 | - | 2,19 | 98,40 |
| 5 | 554,40 | 56,17 | 0,97 | 15,90 | 1,41 | 9,71 | 0,21 | 1,36 | 2,73 | 5,65 | 3,20 | 0,28 | 0,1 | - | 0,55 | 98,24 |
| 6 | 584,20 | 48,28 | 1,25 | 18,10 | 4,62 | 5,95 | 0,18 | 4,69 | 8,48 | 3,95 | 0,90 | 0,44 | 0,22 | - | 1,25 | 98,31 |
| 7 | 609,20 | 58,89 | 0,84 | 16,00 | 1,29 | 5,58 | 0,16 | 2,42 | 5,33 | 4,05 | 2,45 | 0,34 | 0,1 | - | 0,79 | 98,24 |
| 8 | 655,40 | 55,90 | 0,87 | 17,19 | 1,62 | 6,46 | 0,11 | 3,29 | 6,52 | 4,00 | 2,38 | 0,27 | - | - | 0,89 | 99,55 |
| 9 | 655,50 | 60,82 | 0,69 | 16,33 | 1,88 | 6,90 | 0,14 | 1,3 | 2,69 | 4,84 | 2,67 | 0,21 | - | 0,16 | 0,97 | 99,67 |
| 10 | 674,01 | 46,29 | 1,44 | 18,02 | 4,17 | 8,54 | 0,14 | 5,59 | 10,20 | 3,09 | 0,81 | 0,55 | - | 0,02 | 0,77 | 99,61 |
| 11 | 270,20 | 48,54 | 0,62 | 15,70 | 1,79 | 6,50 | 0,16 | 7,81 | 14,72 | 1,85 | 0,30 | 0,12 | 0,1 | - | 0,10 | 98,21 |
| 12 | 372,00 | 43,31 | 1,63 | 17,00 | 6,94 | 9,34 | 0,16 | 5,34 | 10,58 | 185 | 110 | 0,14 | 0,58 | - | 0,94 | 98,91 |
| 13 | 404,00 | 53,79 | 0,76 | 15,80 | 1,59 | 6,89 | 0,17 | 5,54 | 7,36 | 2,75 | 1,85 | 0,14 | 0,1 | - | 1,63 | 98,20 |
| 14 | 411,20 | 49,03 | 0,83 | 17,00 | 1,656 | 7,16 | 0,16 | 7,06 | 9,85 | 2,95 | 1,05 | 0,23 | 0,1 | - | 1,24 | 98,22 |
| 15 | 506,10 | 49,20 | 0,90 | 16,60 | 1,60 | 6,39 | 0,10 | 7,90 | 10,90 | 2,50 | 1,20 | 0,10 | - | - | 0,33 | 98,64 |
| 16 | 506,50 | 48,80 | 0,70 | 21,70 | 3,30 | 4,74 | 0,06 | 2,20 | 9,90 | 3,80 | 0,60 | 1,00 | - | - | 0,58 | 97,9 |
| 17 | 513,10 | 52,00 | 1,10 | 17,40 | 1,60 | 7,83 | 0,20 | 4,50 | 8,00 | 3,40 | 1,70 | 0,30 | - | - | 0,74 | 99,74 |
| 18 | 514,10 | 54,60 | 0,80 | 20,90 | 2,90 | 3,52 | 0,08 | 2,10 | 6,60 | 4,50 | 1,90 | 0,30 | - | - | 0,74 | 99,61 |
| 19 | 515,00 | 52,39 | 0,78 | 16,30 | 2,76 | 6,93 | 0,17 | 4,99 | 8,06 | 3,25 | 1,25 | 0,20 | 0,1 | - | 1,10 | 98,28 |
| 20 | 517,00 | 49,37 | 1,33 | 18,60 | 3,57 | 7,53 | 0,16 | 4,03 | 8,41 | 3,15 | 0,90 | 0,26 | 0,1 | - | 0,94 | 98,35 |
| 21 | 520,00 | 61,89 | 0,61 | 16,80 | 0,20 | 5,58 | 0,11 | 1,21 | 4,28 | 4,15 | 2,95 | 0,17 | 0,1 | - | 0,26 | 98,21 |
| 22 | 520,10 | 57,87 | 0,71 | 19,70 | 0,95 | 3,56 | 0,11 | 1,71 | 5,40 | 4,90 | 1,85 | 0,21 | 0,1 | - | 1,29 | 98,36 |
| 23 | 536,10 | 58,28 | 0,61 | 18,20 | 2,88 | 3,85 | 0,16 | 1,51 | 4,98 | 4,75 | 2,45 | 0,26 | 0,1 | - | -0,87 | 98,90 |
| 24 | 540,0 | 60,66 | 0,72 | 17,50 | 0,60 | 5,00 | 0,10 | 1,05 | 3,22 | 5,25 | 3,30 | 0,19 | 0,1 | - | 0,51 | 98,20 |
| 25 | 570,10 | 55,42 | 0,97 | 17,00 | 1,17 | 7,53 | 0,16 | 2,92 | 6,37 | 3,70 | 1,50 | 0,29 | 0,1 | - | 1,19 | 98,26 |
| 26 | 584,21 | 54,95 | 0,71 | 18,70 | 3,52 | 3,22 | 0,09 | 2,07 | 7,15 | 4,50 | 1,25 | 0,32 | 0,1 | - | 1,66 | 98,24 |
| 27 | 671,10 | 58,69 | 0,85 | 18,19 | 1,44 | 5,36 | 0,08 | 2,28 | 5,13 | 4,51 | 2,60 | 0,23 | - | 0,20 | 0,52 | 99,88 |
| 28 | 674,02 | 47,57 | 1,15 | 19,64 | 4,32 | 6,17 | 0,11 | 3,39 | 10,44 | 3,80 | 1,00 | 0,69 | - | 0,02 | 0,73 | 99,55 |
| 29 | 501,20 | 69,80 | 0,30 | 15,20 | 0,60 | 2,01 | 0,05 | 0,90 | 2,30 | 3,70 | 5,09 | 0,06 | - | - | 0,57 | 100,97 |
| 30 | 520,21 | 70,60 | 0,21 | 14,30 | 0,72 | 1,46 | 0,02 | 0,45 | 3,22 | 4,05 | 2,05 | 0,06 | - | - | 0,52 | 99,61 |

измерен
дп

| | | | | | | | |
|----|--------|-------|------|-------|------|------|------|
| 31 | 535,00 | 70,12 | 0,23 | 14,30 | 0,31 | 2,10 | 0,10 |
| 32 | 674,30 | 58,78 | 0,88 | 16,89 | 1,50 | 6,04 | 0,13 |
| 33 | 284,10 | 67,47 | 0,26 | 15,20 | 0,59 | 3,08 | 0,07 |
| 34 | 507,10 | 72,10 | 0,30 | 14,40 | 1,00 | 1,72 | 0,04 |
| 35 | 575,00 | 63,32 | 0,46 | 16,50 | 0,23 | 4,45 | 0,08 |
| 36 | 672,10 | 69,39 | 0,37 | 14,80 | 0,74 | 2,70 | 0,05 |
| 37 | 375,00 | 68,69 | 0,33 | 14,30 | 1,29 | 2,76 | 0,06 |
| 38 | 375,10 | 72,57 | 0,14 | 13,30 | 0,20 | 2,21 | 0,05 |
| 39 | 516,00 | 71,82 | 0,16 | 13,50 | 0,14 | 2,27 | 0,02 |
| 40 | 517,41 | 71,38 | 0,17 | 14,60 | 1,40 | 1,08 | 0,02 |
| 41 | 518,00 | 72,03 | 0,17 | 13,40 | 0,24 | 1,84 | 0,05 |
| 42 | 554,00 | 72,84 | 0,15 | 13,30 | 0,10 | 2,50 | 0,04 |
| 43 | 376,10 | 67,94 | 0,32 | 14,90 | 0,16 | 3,85 | 0,07 |
| 44 | 380,20 | 71,62 | 0,18 | 13,30 | 0,24 | 2,87 | 0,05 |
| 45 | 505,10 | 69,90 | 0,30 | 15,50 | 0,70 | 2,66 | 0,07 |
| 46 | 510,30 | 60,60 | 0,70 | 16,10 | 1,90 | 4,60 | 0,10 |
| 47 | 526,10 | 73,18 | 0,11 | 12,60 | 0,50 | 1,58 | 0,06 |
| 48 | 526,20 | 68,35 | 0,28 | 14,50 | 0,10 | 4,14 | 0,09 |
| 49 | 526,30 | 68,75 | 0,26 | 15,20 | 0,59 | 2,44 | 0,06 |
| 50 | 527,20 | 64,33 | 0,39 | 15,30 | 0,63 | 5,52 | 0,16 |
| 51 | 543,10 | 58,42 | 0,91 | 17,40 | 2,35 | 4,74 | 0,16 |
| 52 | 608,20 | 70,26 | 0,26 | 13,70 | 0,28 | 3,13 | 0,07 |
| 53 | 616,10 | 74,75 | 0,11 | 12,20 | 0,10 | 1,55 | 0,03 |
| 54 | 650,00 | 71,13 | 0,24 | 14,06 | 0,63 | 2,48 | 0,04 |
| 55 | 656,10 | 72,00 | 0,26 | 14,01 | 0,83 | 2,12 | 0,03 |
| 56 | 662,00 | 70,75 | 0,32 | 14,38 | 0,97 | 1,72 | 0,04 |
| 57 | 662,10 | 71,46 | 0,41 | 14,34 | 1,48 | 1,22 | 0,04 |
| 58 | 401,10 | 73,18 | 0,08 | 12,70 | 0,99 | 1,41 | 0,02 |
| 59 | 410,10 | 69,37 | 0,29 | 14,10 | 1,20 | 2,13 | 0,10 |
| 60 | 415,20 | 72,91 | 0,08 | 13,50 | 0,34 | 1,61 | 0,02 |
| 61 | 531,00 | 74,20 | 0,08 | 12,30 | 0,23 | 1,98 | 0,01 |
| 62 | 593,00 | 72,03 | 0,20 | 13,30 | 0,10 | 2,50 | 0,08 |
| 63 | 606,50 | 74,55 | 0,09 | 12,70 | 0,85 | 1,18 | 0,04 |
| 64 | 608,00 | 75,50 | 0,11 | 12,60 | 0,10 | 1,58 | 0,04 |
| 65 | | 62,51 | 0,73 | 16,68 | 0,99 | 4,95 | 0,07 |
| 66 | | 67,68 | 0,39 | 14,30 | 0,88 | 3,63 | 0,09 |

| | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| 0,20 | 1,61 | 4,50 | 4,10 | 0,08 | 0,1 | - | 0,48 | 98,23 |
| 2,69 | 5,83 | 4,00 | 2,20 | 0,24 | - | 0,18 | 0,43 | 99,61 |
| 0,55 | 1,75 | 4,35 | 4,20 | 0,10 | 0,1 | - | 0,62 | 98,24 |
| 0,40 | 1,60 | 3,30 | 4,50 | 0,05 | - | - | - | 99,68 |
| 0,70 | 2,45 | 3,80 | 5,65 | 0,08 | 0,1 | - | 0,38 | 99,71 |
| 0,57 | 2,39 | 4,18 | 4,23 | 0,10 | - | 0,25 | 0,22 | 99,74 |
| 0,70 | 1,89 | 3,60 | 5,15 | 0,09 | 0,1 | - | 0,29 | 99,25 |
| 0,30 | 0,98 | 4,05 | 4,40 | 0,04 | 0,1 | - | 0,16 | 98,40 |
| 0,10 | 0,98 | 3,90 | 4,85 | 0,05 | 0,1 | - | 0,42 | 98,21 |
| 0,33 | 1,44 | 4,00 | 4,75 | 0,08 | - | - | 0,33 | 99,58 |
| 0,20 | 1,26 | 3,80 | 4,75 | 0,06 | 0,1 | - | 0,39 | 98,21 |
| 0,10 | 1,12 | 4,40 | 4,65 | 0,05 | 0,1 | - | 0,1 | 99,15 |
| 0,70 | 1,89 | 3,75 | 3,80 | 0,09 | 0,1 | - | 0,67 | 98,24 |
| 0,35 | 1,12 | 3,80 | 4,30 | 0,05 | 0,1 | - | 0,33 | 98,20 |
| 0,50 | 2,10 | 4,00 | 3,30 | 0,07 | - | - | 0,26 | 98,66 |
| 2,40 | 4,00 | 3,80 | 0,0 | 0,20 | - | - | 3,79 | 98,69 |
| 0,10 | 0,49 | 3,60 | 5,25 | 0,03 | 0,1 | - | 1,19 | 98,79 |
| 0,45 | 1,47 | 4,85 | 3,50 | 0,07 | 0,25 | - | 0,26 | 98,21 |
| 0,10 | 1,75 | 5,10 | 3,50 | 0,08 | 0,1 | - | 0,49 | 98,23 |
| 0,76 | 2,59 | 4,15 | 3,30 | 0,12 | 0,61 | - | 0,46 | 98,32 |
| 2,12 | 5,54 | 4,25 | 1,58 | 0,29 | 0,1 | - | 1,18 | 99,04 |
| 0,66 | 1,75 | 3,95 | 4,25 | 0,08 | 0,1 | - | 0,18 | 98,57 |
| 0,30 | 0,63 | 3,95 | 4,50 | 0,02 | 0,1 | - | 0,48 | 98,72 |
| 0,58 | 1,44 | 4,33 | 4,22 | 0,07 | - | - | 0,48 | 99,7 |
| 0,74 | 1,44 | 4,00 | 4,44 | 0,07 | - | - | 0,45 | 100,39 |
| 0,74 | 1,82 | 4,00 | 4,67 | 0,08 | - | - | 0,58 | 100,07 |
| 0,63 | 1,61 | 4,00 | 4,89 | 0,06 | - | - | 0,17 | 100,21 |
| 0,10 | 0,56 | 3,50 | 4,30 | 0,02 | 0,1 | - | 1,35 | 98,21 |
| 0,50 | 1,61 | 4,15 | 4,25 | 0,10 | 0,1 | - | 0,35 | 98,15 |
| 0,10 | 0,28 | 4,20 | 4,75 | 0,03 | 0,1 | - | 0,36 | 98,28 |
| 0,10 | 0,28 | 4,25 | 4,85 | 0,03 | 0,1 | - | 0,1 | 98,31 |
| 0,10 | 1,12 | 4,10 | 4,80 | 0,04 | 0,1 | - | 0,66 | 99,03 |
| 0,10 | 0,35 | 4,50 | 3,75 | 0,02 | 0,1 | - | 0,63 | 98,86 |
| 0,10 | 0,35 | 5,55 | 1,85 | 0,03 | 0,1 | - | 0,92 | 98,73 |
| 1,93 | 1,79 | 3,23 | 4,00 | 0,16 | | | | |
| 1,39 | 2,90 | 4,40 | 2,45 | 0,12 | | | | |

Геохимический состав пород Сизияджинского массива

| № п/п | Нормер образца | Rb | Sr | U | Th | Y | Nb | Zr | Pb |
|-------|-------------------|-----|------|---|----|----|----|-----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 1 | 507 | 30 | 688 | 3 | 3 | 16 | 7 | 171 | 11 |
| 2 | 509-4 | 63 | 708 | 5 | 4 | 28 | 11 | 161 | 12 |
| 3 | 510-6 | 33 | 617 | 3 | 3 | 22 | 6 | 183 | 8 |
| 4 | 520-2 | 132 | 528 | 5 | 7 | 23 | 3 | 3 | 15 |
| 5 | 554-4 | 332 | 175 | 2 | 10 | 76 | 88 | 241 | 20 |
| 6 | 584-2 | 23 | 876 | 3 | 5 | 33 | 3 | 3 | 7 |
| 7 | 609-2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| 8 | 655-4 | 100 | 547 | 1 | 7 | 20 | 7 | 171 | 3 |
| 9 | 655-5 | 242 | 147 | 1 | 15 | 60 | 61 | 194 | 3 |
| 10 | 674-Д | 13 | 954 | 1 | 3 | 31 | 5 | 67 | 3 |
| 11 | 270-2 | 4 | 759 | 3 | 3 | 7 | 2 | 59 | 9 |
| 12 | 372 | 27 | 722 | 5 | 8 | 14 | 3 | 72 | 9 |
| 13 | 404 | 56 | 462 | 5 | 4 | 20 | 10 | 121 | 14 |
| 14 | 411-2 | 21 | 721 | 4 | 4 | 10 | 4 | 114 | 12 |
| 15 | 506-1 | 51 | 724 | 3 | 3 | 8 | 3 | 89 | 15 |
| 16 | 506-5 | 24 | 1028 | 3 | 3 | 18 | 3 | 95 | 12 |
| 17 | 513-1 | 42 | 800 | 3 | 3 | 14 | 5 | 142 | 10 |
| 18 | 514-1 | 47 | 1065 | 3 | 3 | 10 | 5 | 437 | 11 |
| 19 | 515 | 34 | 672 | 4 | 6 | 17 | 2 | 108 | 7 |
| 20 | 517 | 14 | 934 | 4 | 6 | 14 | 2 | 246 | 12 |
| 21 | 620 | 76 | 468 | 2 | 10 | 25 | 10 | 181 | 16 |
| 22 | 520-1 | 63 | 1086 | 4 | 3 | 4 | 2 | 611 | 12 |
| 23 | 536 | 78 | 822 | 6 | 5 | 22 | 17 | 249 | 18 |
| 24 | 540 | 101 | 645 | 4 | 11 | 26 | 20 | 429 | 18 |
| 25 | 570-1 | 38 | 660 | 1 | 34 | 19 | 8 | 167 | 13 |
| 26 | 584-2А | 32 | 994 | 4 | 4 | 16 | 3 | 3 | 4 |
| 27 | 671-1 | 65 | 561 | 3 | 13 | 18 | 6 | 346 | 3 |
| 28 | 674-Б | 21 | 1109 | 1 | 3 | 28 | 4 | 85 | 3 |
| 29 | 501-2 | 136 | 260 | 3 | 3 | 19 | 7 | 182 | 24 |
| 30 | 520-2А | 68 | 468 | 6 | 20 | 9 | 3 | 3 | 10 |
| 31 | 535 | 104 | 213 | 1 | 13 | 18 | 12 | 196 | 20 |
| 32 | 674-3 | 82 | 39 | 1 | 6 | 39 | 12 | 143 | 3 |
| 33 | 284-1 | 125 | 380 | 1 | 11 | 21 | 1 | 217 | 23 |
| 34 | 507-1 | 107 | 257 | 3 | 3 | 10 | 6 | 180 | 21 |
| 35 | 575 | 109 | 450 | 1 | 13 | 19 | 3 | 469 | 22 |
| 36 | 672-1 | 106 | 258 | 1 | 11 | 15 | 8 | 201 | 3 |
| 37 | 375 | 151 | 237 | 2 | 18 | 27 | 13 | 225 | 21 |
| 38 | 375-1 | 118 | 93 | 1 | 10 | 24 | 13 | 160 | 22 |
| 39 | 516 | 104 | 96 | 1 | 1 | 19 | 12 | 193 | 25 |
| 40 | 517-4 | 142 | 179 | 1 | 22 | 17 | 6 | 241 | 3 |
| 41 | 518 | 131 | 228 | 4 | 12 | 14 | 10 | 158 | 27 |
| 42 | 554 | 137 | 78 | 2 | 10 | 31 | 16 | 140 | 20 |
| 43 | 376-1 | 109 | 339 | 1 | 9 | 14 | 12 | 219 | 25 |
| 44 | 380-2 | 118 | 128 | 1 | 9 | 20 | 18 | 158 | 24 |
| 45 | 505-1 | 78 | 322 | 3 | 3 | 17 | 8 | 215 | 19 |

Таблица 12 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----|-------|-----|-----|---|----|----|----|-----|----|
| 46 | 510-3 | 88 | 567 | 3 | 3 | 23 | 11 | 197 | 18 |
| 47 | 526-1 | 152 | 73 | 2 | 8 | 20 | 20 | 186 | 15 |
| 48 | 526-2 | 65 | 252 | 4 | 8 | 14 | 8 | 245 | 64 |
| 49 | 526-3 | 128 | 243 | 4 | 8 | 18 | 14 | 224 | 22 |
| 50 | 527-2 | 71 | 305 | 1 | 3 | 20 | 9 | 182 | 22 |
| 51 | 543-1 | 40 | 722 | 4 | 3 | 17 | 3 | 3 | 6 |
| 52 | 608-2 | 132 | 209 | 4 | 15 | 24 | 15 | 166 | 24 |
| 53 | 616-1 | 125 | 84 | 1 | 11 | 18 | 15 | 81 | 20 |
| 54 | 656 | 154 | 144 | 4 | 16 | 36 | 18 | 192 | 3 |
| 55 | 656-1 | 156 | 190 | 4 | 17 | 29 | 13 | 181 | 3 |
| 56 | 662 | 110 | 28 | 1 | 17 | 15 | 15 | 229 | 3 |
| 57 | 662-1 | 118 | 245 | 1 | 17 | 17 | 9 | 174 | 3 |
| 58 | 401-1 | 102 | 34 | 2 | 6 | 31 | 16 | 330 | 19 |
| 59 | 410-1 | 102 | 366 | 2 | 19 | 18 | 13 | 157 | 25 |
| 60 | 415-2 | 119 | 21 | 3 | 7 | 34 | 19 | 241 | 21 |
| 61 | 531 | 127 | 259 | 2 | 13 | 23 | 9 | 111 | 15 |
| 62 | 593 | 115 | 129 | 2 | 9 | 16 | 15 | 305 | 15 |
| 63 | 606-5 | 106 | 42 | 2 | 13 | 30 | 16 | 322 | 24 |
| 64 | 608 | 138 | 28 | 2 | 14 | 10 | 12 | 90 | 43 |
| 65 | | 109 | 318 | 2 | 12 | 22 | 15 | 254 | 27 |
| 66 | | 85 | 353 | 2 | 8 | 18 | 9 | 163 | 23 |

Примечание. Названия пород см. в табл. 10.

магм. По этой же причине неприемлемо использование гипотезы смешения.

На бинарных диаграммах (см. рис. 47) видно, что рассматриваемые породы образуют достаточно выдержанные прямолинейные тренды, крайними точками которых являются габбро и микрогаббро, с одной стороны, и адамеллиты – с другой. При этом накопление щелочей и особенно возрастание калинатрового отношения происходит несоизмеримо быстрее, чем обычно наблюдается в рамках одновозрастных известково-щелочных серий. Поэтому весьма логично было бы связать лейкократизацию диоритов и микродиоритов за счет метасоматической гранитизации в результате которой, как конечный результат, образовались бы адамеллиты. Правдоподобность такого предположения подкрепляется тем, что между адамеллитами и вмещающими породами нередки постепенные переходы, а составы крайних членов в диффузионной колонке комплементарны общему тренду. Однако существуют определенные петрографические различия между достоверно гранитизированными диоритами и кварцевыми диоритами. Повышенная кремнекислотность и щелочность последних обусловлена, как уже отмечалось, появлением пойкилобластических щелочного полевого шпата и кварца, гранитизация же обычно начинается с появления олигоклаза и щелочного шпата с характерными сотовидными структурами. Очевидно, все-таки метасоматическая лейкократизация пород происходила, но она предшествовала образованию адамеллитов.

Таблица 13
 Определение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

| №№ п/п | № пробы | Название породы | Массив | Rb | | Sr | |
|--------|---------|-----------------------|---------------|-----------------------------------|---------------------|---------------------------------|--------|
| | | | | $\text{SiO}_2, n \cdot 10^{-4}\%$ | $n \cdot 10^{-4}\%$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | |
| 1 | 674-А | Микрогаббро | Сизинджинский | 46,26 | 13 | 954 | 0,7048 |
| 2 | 609-4 | Кварцевый микродиорит | | 57,10 | 63 | 708 | 7055 |
| 3 | 674-Б | Габбро | | 47,57 | 21 | 1109 | 0,7035 |
| 4 | 517 | " | | 52,39 | 34,5 | 672 | 0,7035 |
| 5 | 536-1 | Кварцевый диорит | | 58,28 | 78,1 | 822 | 0,7046 |
| 6 | 540 | Гранодиорит | | 69,66 | 100,6 | 645 | 0,7054 |
| 7 | 284-1 | | | 67,74 | 124,6 | 380 | 0,7045 |
| 8 | 516 | Адамеллит | | 71,82 | 104 | 96 | 0,7079 |
| 9 | 518 | " | | 72,03 | 130 | 228 | 0,7075 |
| 10 | 375-1 | " | | 72,57 | 118,5 | 93 | 0,7053 |
| 11 | 650-1 | Аляскитовый гранит | | 75,15 | 151 | 14 | 0,7305 |
| 12 | 650-2 | То же | | 75,75 | 196 | 37 | 0,7226 |
| 13 | 479 | Дацит | Атарбайский | 69,50 | 125 | 234 | 0,7050 |
| 14 | 180-8 | " | Верхне- | 67,40 | 131 | 319 | 0,7083 |
| 15 | 185-2 | " | Аллахский | 67,76 | 153 | 263 | 0,7086 |

Адамеллиты имеют устойчивый химический состав. Их характеризует повышенная щелочность и соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, близкое к единице.

Контаминированные гранит-порфиры, как и следовало ожидать, отличаются значительной дисперсией содержаний петрогенных элементов. Составы слабо раскристаллизованных гранит-порфиров и бухитов накладываются на бинарных диаграммах на рои фигуративных точек диоритов в его лейкократовой части, а относительно раскристаллизованные разновидности имеют состав адамеллитов. Отсюда можно сделать вывод, что плавление носило не изохимический характер – привносились кремнезем и щелочи, а фемические компоненты выносились.

Сходный с адамеллитами состав имеют также риолиты заключительной фазы Сизинджинского массива.

Аляскитовые граниты, как уже отмечалось, имеют выдержанный эвтектический состав. Содержание SiO_2 в них около 76%.

Это предельный состав для орогенных магматических серий [Мишин, 1982].

Геохимический состав пород приведен в табл. 12 и на рис. 48. Основные выводы, сделанные на основании анализа петрогенных элементов, подтверждаются распределением содержаний малых элементов. Они образуют в основном линейные тренды, ограниченные составами габбро и аляскитовых гранитов. Своеобразно распределение циркония. Его содержания растут от основных пород к кислым, достигая максимума в породах

с содержанием SiO_2 65%. Далее с ростом кремнекислотности пород происходит снижение содержаний циркония. Максимальное содержание имеют алевролиты, обогащение которых ZrO_2 происходит, очевидно, в процессе седиментации и предшествующего выветривания пород. С цирконием коррелируется Al_2O_3 и слабее Na_2O (см. рис. 48). Такое распределение циркония и глинозема можно объяснить участием терригенных пород (наряду с микродиоритами) при формировании магматогенной системы.

Изотопия стронция хорошо согласуется с геологией и геохимией Сизинджинского массива (табл. 13). Наиболее низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуются породы ранних фаз (микродиоритовая и диоритовая). С возрастанием дифференцированности пород (мерой дифференцированности можно рассматривать Rb/Sr) несколько возрастает $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, оставаясь, однако, весьма низким, типичным для мантийных пород. Такое распределение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах Сизинджинского массива объясняется унаследованностью развития изотопной системы от микродиоритов с постепенным разбавлением ее коровой составляющей. Весьма примечательно, что дациты Атарбайского и Верхне-Аллахского субвулканических массивов также имеют мантийные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкие к таковым пород Сизинджинского массива, что, очевидно, связано с общностью условий их образования. На последнее, в частности, указывают находки микродиоритовых включений в Верхне-Аллахском массиве. Аляскиты имеют высокое, типично коровое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем принципиально отличаются от внешне сходных с ними адамеллитов.

Проблема вулканоплутонизма на примере Сизинджинского массива

Сизинджинский массив оказался прекрасным полигоном для решения многих вопросов, связанных с гранитоидным магматизмом. Особое значение приобретают данные о составе и распределении ксенолитов и изолированных выходов вмещающих пород, весьма широко распространенных в Сизинджинском массиве. Выделяются четыре типа ксенолитов: ороговикованные алевролиты, ороговикованные вулканические породы, диориты и микродиориты. Эти типы ксенолитов по классификации [Didier, 1973] могут быть отнесены к экзогенным, поскольку для них в пределах массива или в его ближайшем обрамлении имеются материнские породы. В то же время ксенолиты диоритов, и особенно широко представленные ксенолиты микродиоритов, по петрографическим и петрохимическим признакам — одновременно и типично эндогенные родственные включения.

Ксенолиты алевролитов и их изолированные выходы встречаются исключительно в северо-западной части массива, контактирующей с терригенными породами верхоянского комплекса. Ксенолиты и отторженцы ороговикованных вулканических пород кислого состава, реже андезитов и андезитобазальтов, распространены в противоположной юго-восточной половине массива, контактирующей с вулканогенными породами. Граница распространения ксенолитов алевролитов и вулканических пород проходит при-

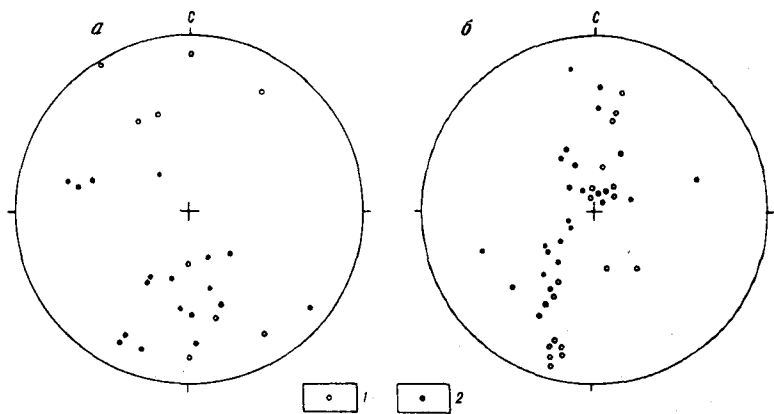


Рис. 49. Ориентированные диаграммы замеров слоистости алевролитов в обрамлении Сизинджинского массива (1) и в ксенолитах и отторженцах (2): а – западный фланг, б – северный фланг массива

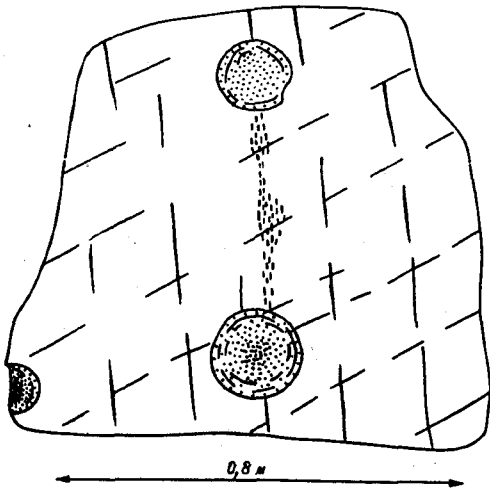
мерно вдоль осевой части массива. Положение этой границы практически не зависит от состава гранитоидов (меняется лишь относительное количество ксенолитов).

Наибольшая насыщенность массива ксенолитами и отторженцами алевролитов отмечается на правом борту р. Атарбай и на правобережье р. Сизинджи. Массовые замеры в алевролитах на этих участках показали хорошее соответствие залегания слоистости в ксенолитах и отторженцах с залеганием алевролитов в ближайшем обрамлении (рис. 49). Соответствие устанавливается как по простиранию пород, так и по форме складчатости: крутая, близкая к изоклиальной складчатость на правобережье р. Сизинджи; пологая, симметричная на правом борту р. Атарбай. Таким образом, по распределению ксенолитов первого и второго типов в Сизинджинском массиве просматривается реликтовая стратиграфия вмещающих пород, что совместно с данными об ориентировке слоистости в алевролитах свидетельствует: ксенолиты вмещающих пород в основной своей массе неперемещенные и имеют первичное ненарушенное залегание. Это – перегородки (септы) вмещающих пород.

Микродиоритовые ксенолиты обычно густо насыщают диориты, отсутствуя лишь в расслоенной габбро-диоритовой серии. По сравнению с вмещающими диоритами они всегда более мелкозернистые и более меланократовые. Это, наряду с магматическими структурами, характеризует ксенолиты микродиоритов как типично эндогенные.

Наличие растянутых постепенных переходов от микродиоритовых монолитов через слабо мигматизированные микродиориты (тонкие изолированные линзочки и гнезда среднезернистого диорита в микродиорите) к сильно мигматизированным микродиоритам (полосчатые и агматитовые мигматиты и ксенолитовые супы) и затем к пятнистым диоритам свидетельствуют о том, что микродиоритовые ксенолиты в диоритах в основной своей массе так же, как и алевролитовые ксенолиты, – неперемещен-

Рис. 50. Округлые ксенолиты микродиоритов в адамеллитах соединяются реститовой перемычкой



ные септы микродиоритового субстрата (см. рис. 38, 40). В микродиоритах при всей их схожести выделяются разновидности, обогащенные биотитом, массивные и с трахитоидной структурой, с пойкилобластами амфибола и биотита и беспорфириобластовые. Однако в конкретных участках развития ксенолитовых супов ксенолиты представлены одной какой-то разновидностью микродиоритов, что еще раз указывает на местный источник ксенолитов.

Форма микродиоритовых ксенолитов преимущественно округлая. Обычно округлость ксенолитов объясняют обработкой их во время транспортировки. Многочисленные наблюдения над зоной перехода от микродиоритовых монолитов к ксенолитовым супам убеждают, что округлость – естественная, энергетически выгодная форма взаимодействия сред, различающихся подвижностью. Всегда со стороны диоритов наблюдаются острые входящие углы, это приводит к тому, что с разрастанием диоритизации отпочковываются фрагменты микродиорита, имеющие закругленные ограничения. Лишь в случае интенсивной трещиноватости субстрата диоритизация принимает агматитовую форму, а при выраженной эвтакситовости субстрата появляются ксенолиты эллиптической формы (см. рис. 41).

В адамеллитах, в их эндоконтактных зонах, распространены ксенолиты диоритов (в виде блоков, шпиров и сгустков реститовых минералов) и микродиоритов. В стороне от контактов в гомогенных адамеллитах количество ксенолитов резко уменьшается и исчезают ксенолиты диоритов, а микродиоритовые ксенолиты приобретают идеально круглую форму. Повидимому, большая часть таких ксенолитов повторно оказалась в роли "узников", на это, в частности, указывают находки включений типа ксенолит – в ксенолите. Но даже для таких одиночно идеально круглых ксенолитов имеются признаки, позволяющие считать их неперемещенными (рис. 50).

Таким образом, все данные по ксенолитам, их составу, морфологии и

распределению так же, как и материалы по форме и взаимоотношению диоритовых и адамеллитовых тел и сегрегаций с вмещающими породами, убедительно свидетельствуют об образовании диоритов и адамеллитов на месте путем переработки микродиоритов и частично алевролитов и вулканических пород. Наличие диффузионных границ и широкое распространение пойкилобластовых структур указывают на развитие метасоматических процессов, но последние, очевидно, лишь подготавливали субстрат для последующего их магматического замещения. На магматическую природу пород указывает наличие стекловатых фаций в эндоконтакте диоритов с алевролитами и расплавных включений в кварце из адамеллитов. Расплавные включения определялись Н.В. Бердниковым. Из восьми пластинок разных типов адамеллитов, в том числе и из псевдоксенолитов, в семи обнаружены расплавные включения.

Образование псевдоксенолитовых мигматитов можно было бы объяснить неполным смешением гранитной и диоритовой магм. Однако такому механизму противоречит наложенный характер гранитизации. Псевдоксенолитовая мигматизация захватывает не только диориты, но и находящиеся в них ксенолиты микродиоритов (см. рис. 44). Кроме того, мигматизации, хотя и в узкой зоне, подвержены вмещающие осадочные породы. Эти данные однозначно указывают на самостоятельность гранитизации, ее наложенный характер на продукты предшествующих фаз магматизма.

Бесспорно, инъективную природу имеют гибридные гранит-порфиры (исключая бухиты) и риолиты заключительной стадии становления Сизинджинского массива.

Для микродиоритов отсутствуют данные о расплавных включениях и эндоконтактной зональности, однако их мелкозернистое сложение свидетельствует об инъективной природе микродиоритов. Очевидно, внедрению микродиоритов обязана некоторая конформность залегания вмещающих пород границам массива.

Микродиориты заложили границы системы, и они же, очевидно, явились спусковым крючком для последующего ее саморазвития.

Тот факт, что разнородный магматизм проходил в единых, четко очерченных, границах – весьма типичная черта гиабиссальных гранитоидов I типа. Породы габбро-диоритового состава в том или ином объеме, иногда только в форме ксенолитов, встречаются практически в каждом плутоне. Чаще всего более основные (они же и более древние) породы слагают краевые части плутонов, а центральные зоны сложены более молодыми и более кислыми гранитами. С точки зрения инъективной тектоники, совершенно непонятно, почему внедрение происходит каждый раз в монолитную гранитоидную пробку, а не наращивает плутон с краев, интродуцируя более податливые вмещающие породы. В сборнике [Recent..., 1990] приведены десятки карт подобных зональных плутонов, и по положению на них границ отдельных фаз видно, что никакого наращивания плутонов не происходило. Очередная порция как бы съедает часть пространства, занятого породами ранних фаз.

В целом в развитии Сизинджинского массива просматривается четкая направленность в развитии. Выделяются прогрессивная и регрессивная

стадии. Прогрессивная стадия (от микродиоритов до адамеллитов) характеризуется постепенным разрастанием магматизма, его направленным раскислением и ростом кристалличности пород. Здесь необходимо подчеркнуть, что в диоритах уменьшение зернистости пород до образования микролитовых структур происходит в очень узкой зоне (первые сантиметры) и притом только на контактах с алевролитами и вулканитами. Мелкозернистые гранодиориты, которые с некоторой условностью мы связываем с образованием адамеллитов, также концентрируются вблизи выходов алевролитов. На контактах же диоритов и адамеллитов с микродиоритами и адамеллитов с диоритами зернистость пород не меняется и отсутствуют контактовые изменения пород. Это означает, что высокий температурный градиент существовал только с внешней рамой. Внутри массива система развивалась без значительных температурных перепадов с общей тенденцией снижения температурного градиента от микродиоритов к адамеллитам, т.е. процесс развития магматогенной системы на прогрессивной стадии был в некотором роде непрерывным. Несомненно, что процесс последовательной переработки пород в сторону их все большей лейкократизации происходил не изохимически – привносился кремнезем и щелочи, а фемические компоненты выносились. Естественно, возникает проблема баланса вещества, и в первую очередь возникает вопрос: куда выносились фемические компоненты Fe, Mg, Ca? К сожалению, убедительного ответа на этот вопрос пока нет, можно лишь предварительно наметить отдельные возможные пути отложения фемических элементов. Во-первых, метаморфизм алевролитов в крайнем своем проявлении ведет к образованию биотитовых сланцев, широко распространенных на правом берегу р. Атарбай. Эти сланцы в сравнении со свежими алевролитами систематически отличаются своей меланократовостью. Во-вторых, базификация проявляется в возникновении меланократовых включений в диоритах и, в-третьих, – в образовании пойкилобластов амфибола и реже биотита в микродиоритах и диоритах. Возможно, появление расслоенной серии в диоритовом комплексе – также результат базификации.

В регрессивную стадию (образование гибридных гранит-порфиров и риолитов) происходит резкое сокращение объема магмообразования и снижается кристалличность пород, вплоть до появления на субвулканическом уровне вулканических стекол. Очевидно, регрессивная стадия связана с относительным раскрытием системы и погружением геоизотерм на большие глубины. Убедительным свидетельством существования условий растяжения в момент образования риолитов является морфология слагаемых ими тел (см. рис. 31, 32).

Сравнение прогрессивной и регрессивной стадий развития магматогенной системы равносильно сравнению плутонизма и вулканизма. Повидимому, и тот и другой процессы одновременно происходить не могут. В этом, по мнению автора, заключается решение проблемы связи вулканизма и плутонизма. В условиях закрытости системы, когда интенсивно идут процессы гранитизации, не только нет условий вывода формирующихся магм на поверхность, но и затруднена или даже невозможна доставка глубинных, в том числе базальтовых, магм. В условиях растяжения и быстрого падения давления происходит вскипание магм и быстрое их

застеклование с образованием пород вулканического облика [Шкодзинский, 1985].

Таким образом, не одна глубина определяет появление пород плутонического или вулканического облика. Видимо, в условиях относительного сжатия гранитообразование может происходить на небольших глубинах. По геофизическим данным, верхние кромки гранитоидных тел, фиксируемые локальными минимумами силы тяжести в вулканических зонах Востока России, располагаются на глубинах от 0 до 3 км [Романовский, 1987]. Мощность гранитных линз по этим же данным 2–8 км. Учитывая среднюю мощность вулканогенных накоплений в Куйдусунском вулканогене около 3 км, глубину формирования (верхнюю кромку Сизинджинского массива) можно оценить не более чем в 2 км. В таких, приближенных к поверхности, условиях гранитообразования вполне реально разгерметизация магматической камеры с прорывом магмы на поверхность и образованием больших объемов игнимбригов и игнимбригоподобных субвулканических пород.

Условия растяжения и сжатия, очевидно, могут сменять друг друга во времени. Это должно обуславливать повторяемость процессов гранитообразования. Появление аляскитов, скорее всего, знаменует новую фазу гранитообразования. Фрагментарность наблюдений не позволяет в деталях проследить новый виток гранитообразования. Отметим лишь тот факт, что аляскиты, как и гранитоиды Сизинджинского массива формировались на месте путем магматического замещения. Возможно этой фазе гранитообразования не предшествовало внедрение основных пород. На последнее указывают высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7226–0,7305) в аляскитах и отсутствие в них меланократовых включений.

Материалы по Сизинджинскому массиву, безусловно, расширяют наши знания о магматогенной системе как целостном объекте, но все же это – лишь фрагмент ее глубинной части. По имеющимся данным [Романовский, Рейнлиб, 1992], региональные гравитационные минимумы, к которым обычно приурочены магматогенные системы рассматриваемого типа, не могут быть скомпенсированы отдельными гранитными телами. Разуплотнения, по их расчетам, охватывают нижнюю часть коры и даже в отдельных случаях – верхнюю мантию. По данным сейсмических исследований по методу МОВЗ [Романовский, Бормотов, 1992; Глубинные..., 1992], в Баджалском и Комсомольском оловорудных районах в коре и реже в верхней мантии фиксируются многочисленные локальные зоны инверсий скоростей сейсмических волн, отождествляемые с верхними кромками пород пониженной плотности. Скорее всего, такими породами являются гранитоиды; инверсные границы имеют сугоризонтальное залегание. Еще более контрастно горизонтальная расслоенность проявлена по данным МОВЗ в Хинганском рудном районе. В глубинном разрезе этого района, как и в Комсомольском рудном районе, наблюдается аномально высокое (в сравнении с обрамлением) количество инверсных границ, при этом латеральное простиранье инверсных площадок, судя по разноориентированным профилям, находится примерно в границах Хингано-Олонойской депрессии (устное сообщение В.А. Бормотова).

Горизонтально расслоенная геофизическая структура магматогенных

систем находит хорошее геологическое подтверждение. Как уже отмечалось, кровля крупнообъемных субинтрузивов, фациальные внутренние границы, в том числе и центральная гранит-гранодиорит-порфировая залежь, имеют субгоризонтальное залегание; подошва субинтрузивов так же имеет достаточно пологое залегание; Сизинджинский массив – это крупное пластовое тело с пологим погружением; аляскитовые граниты имеют идеально горизонтальную кровлю и, судя по материалам (Горохов и др., 1987 г.), представляют собой в основном пластовые тела; горизонтальную кровлю и, очевидно, пластовую форму имеет Верхне-Урмийский гранитный массив на Баджале. Весьма своеобразна структура Прибрежного батолита Перу. Этот массив имеет гигантские размеры и длительную историю формирования (абсолютный возраст 100–10 млн лет). По данным [Mayers, 1975], кровля отдельных плутонов в пределах батолита имеет субгоризонтальное залегание. Анализ карт из этой же работы убеждает, что кровля и в целом для батолита имеет выдержанное залегание, определяя общий верхний уровень распространения всех разновозрастных плутонов. В прибрежной и осевой частях батолита она на значительное расстояние (параллельно побережью) трассируется отметками 1000 м. В поперечном направлении, в сторону материка, наблюдается плавное воздымание кровли с отметок 1000 м до отметок 3000 и даже до 4000 м. Этот наклон, по всей видимости, вторичный, связанный с просадкой прибрежной части континента. Такие просадки ведут, как правило, к появлению краевых моноклиналей [Мишин, 1986]. Плоскую форму имеет батолит Боулдер [Hamilton, Mayers, 1967].

Такие примеры можно бесконечно продолжать, так как пластовая форма интрузивных залежей – это норма, а крутопадающие, уходящие на глубину батолиты, – скорее всего, исключение из правила, но чаще – неправильная интерпретация исходных данных. Геологи не всегда акцентируют внимание на этих вопросах, над ними давит представление о внедрённости плутонических пород, что означает преимущественно штокообразную форму и наличие подводящих корней.

ПОСТБАТОЛИТОВЫЕ СУБИНТРУЗИИ КИСЛОГО СОСТАВА

СУБИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Многими исследователями центрально-кольцевые магматические комплексы рассматриваются как наиболее типичные примеры корневых зон вулканов. Это сложные магматические системы, поэтому существуют различные классификации и по-разному понимается объем понятия "центрально-кольцевой комплекс". Некоторые исследователи [Шарпенюк, 1979; Масуренков, 1979] в это понятие включают любые магматогенные структуры (отрицательные и положительные) с центральной симметрией. По мнению Э. Рагена [1972. С. 230], "кольцевые субвулканические структуры представляют весьма характерную и отличную от всех остальных структур группу, которая может рассматриваться как исключение в совокупности всех магматических тел, обнажающихся на поверхности земного шара. Это – существенно иные структуры, чем обычные кальдеры проседания, и тем более не следует смешивать их со сложными батолитами, имеющими концентрическую внутреннюю структуру".

В настоящем разделе будут рассматриваться центрально-кольцевые комплексы на примере их классических описаний в Западной Шотландии и Африке, сделанных в работах И.В. Лучицкого [1971], Е.В. Свешниковой [1973], Л.Н. Шарпенюк [1979], Э. Рагена [1972].

Уникальность кольцевых комплексов заключается прежде всего в том, что в них в небольшом объеме оказались как бы спрессованными, на первый взгляд, совершенно разнородные магматические образования с вариациями по составу, от ультраосновного до ультракислого, и по кристалличности от типично глубинных полнокристаллических пород до вулканических стекол.

Классические центрально-кольцевые комплексы тесно связаны с вулканизмом. В Шотландии – это третичный, преимущественно базальтовый магматизм, проявившийся на территории, охватывающей, кроме Шотландии, также Северную Ирландию, Фарерские острова, Исландию, о-в Ян-Майен и протягивающийся вплоть до берегов Западной Гренландии. В провинции Наунетси (Юго-Западная Родезия) – базальты и риолиты формации Карру.

Вулканизм предшествует образованию центрально-кольцевых структур, но иногда отмечается перемежаемость интрузивного магматизма и вулканизма. Формирование кольцевых комплексов обычно сопровождается складкообразованием во вмещающих породах. В наиболее типичном случае происходит образование купола с резко выраженным перекинальным залеганием слоистости вмещающих пород. Особенно характерно куполообразование для щелочно-ультраосновных кольцевых комплексов.

Основной структурный элемент кольцевых комплексов – цилиндрические крутые разломы. Опускание центрального блока по цилиндрическому разлому ведет к образованию центральной цилиндрической интрузии, а подъем – к воздыманию блока глубинных пород. Второй элемент – конические разломы с углами наклона 20–60° внутрь структуры. Ближе к центру крутизна конических разломов увеличивается. Радиальные и тангенциальные разломы усложняют структуру, придавая ей блоковость. Когда кольцевые разломы не достигают поверхности, происходят подземные подвижки с образованием подземных котловин. В широко представленных брекчиях иногда обломки в последних, судя по их составу, непеременные или перемещенные на незначительные расстояния. Есть мнение [Данем, 1972], что такие брекчии связаны с обрушением.

Вдоль кольцевых и конических разломов происходило внедрение расплава и формирование кольцевых интрузий. Химический состав пород, выполняющих интрузии, крайне разнообразен. Значительный объем составляют породы основного состава, иногда включающие и ультраосновные породы. Кислые породы (гранофиры, фельзиты, граниты, сиениты) также слагают значительный объем, нередко даже преобладают над породами основного состава. Объем кислых пород велик, особенно в сравнении с покровными фациями. Породы среднего состава пользуются ограниченным распространением, что в целом обуславливает бимодальность состава кольцевых ассоциаций. При этом породы промежуточного состава обычно несут ярко выраженные черты гибридности.

По времени образования породы основного состава чаще предшествуют формированию интрузий кислого состава, но имеются многочисленные случаи перемежаемости во времени кислых и основных субвулканических интрузивов.

Крайне неравномерно проявлен термальный метаморфизм. Часть интрузивов сопровождается высокотемпературными пироксеновыми роговиками, но имеются многочисленные примеры отсутствия термального воздействия на вмещающие породы. Частичное плавление и метасоматоз весьма распространенные явления в экзоконтактах интрузивных тел. В связи с этим многие объясняют образование гранофириков и фельзитов плавлением вмещающих пород под воздействием интрузивов основного состава [Данем, 1972].

Геофизические исследования в Ирландии и Шотландии [Лучицкий, 1971] выявили существование под магматическими центрами (независимо от преобладания в них основных и кислых пород) положительных гравитационных аномалий. Это одно из принципиальных отличий положительных кольцевых комплексов от кольцевых структур кальдерного типа, сопровождающихся обычно гравитационными минимумами. На основании геофизических данных Ф.Х. Стюарт (см.: [Лучицкий, 1971]) допускает, что кислые расплавы могли возникнуть путем дифференциации основных магм. В то же время обилие кислых пород, а также значительные размеры некоторых массивов гранитоидов позволили Ф.Х. Стюарту высказать предположение, что сиалический материал коры мог участвовать в образовании гранитов.

Примечательная особенность кольцевых субвулканических комплексов,

на которую мало обращается внимания, заключается в том, что на одном и том же эрозионном срезе наблюдаются резко различные по кристалличности породы. Например в кольцевом комплексе на о-ве Аран [Лучицкий, 1971] в одном срезе совмещены крупнозернистые граниты, мелкозернистые граниты, фельзиты, долериты и даже дайки обсидианов. Подобное совмещение разнозернистых пород отмечается практически во всех многофазных кольцевых комплексах. Все субвулканические тела обычно настолько сближены по времени образования, что предполагать в период образования каждого тела разнонагруженную кровлю было бы абсурдным.

Таким образом, на примере центрально-кольцевых комплексов можно наблюдать резкую смену кристалличности пород, обусловленную, очевидно, резкими колебаниями температурного градиента. Об этом же свидетельствует различный характер термального метаморфизма в экзоконтактах интрузивных тел. По-видимому, главная причина колебаний температурного градиента (и соответственно разные скорости остывания магм) заключается в степени открытости системы. В случае повышенной проницаемости происходят быстрый подъем магмы, интенсивная ее дегазация и быстрое схватывание (застеклование) расплава. В условиях закрытости системы имеют место выравнивание температуры между магмой и вмещающими породами и медленная его кристаллизация. В процессе формирования центрально-кольцевых комплексов эти условия периодически менялись. Прогрессивная стадия сменялась регрессивной, и это могло повторяться неоднократно. В большинстве кольцевых комплексов как неперенный их член содержатся дайки сетчато-прожилкового внутреннего строения [Marshall, Sparks, 1984; Стилмен, 1972]. При этом наблюдаются все переходы, от массивных базальтов и андезито-базальтов и габбро, пронизанных прожилками гранофилов, к гранофирам с подушками основных пород и, наконец, к гранофирам с микроксенолитами основных пород. В работе [Marshall, Sparks, 1984] такие сложные по составу дайки объясняются с позиции смешения основной и кислой магм. К. Стилмен [1972] отмечает, что микропрожилки несут элементы гибридизма, которые, по его мнению, вызваны скорее контаминацией на месте, чем ассимиляцией материала до внедрения.

Неперенный член кольцевых комплексов – тела гибридных диоритов. В Северном кольцевом комплексе провинции Нуанетси гибридные гранодиориты залегают сопряженно с термально метаморфизованными габбро и участками сетчато-прожилкового строения. Гибридные породы Северного кольцевого комплекса чрезвычайно разнообразны и изменяются от слабо уралитизированных габбро до однородных роговообманковых гранодиоритов. Они включают в различной степени ассимилированные ксенолиты как габбро, так и метадолеритов (метадолериты в габбро находятся в виде отторженцев или провесов кровли). Метадолериты слабо подвержены ассимиляции, а ксенолиты габбро почти полностью ассимилированы. Ассимиляция сопровождается раскислением плагиоклаза, возникновением в нем зональности, а затем развитием по плагиоклазу калишпата; пироксены замещаются роговой обманкой. Признаки интрузивирования гибридных гранодиоритов отсутствуют. На основе приведенных

петрографических и структурных данных К. Стилмен [1972] приходит к заключению, что гибридные породы не представляют собой смеси габброидных пород и кислой магмы, а скорее могут рассматриваться как результат селективного метасоматоза, выявленного дополнительным привнесом щелочей и удалением извести, магнезии и некоторого количества глинозема.

На примере Северного кольцевого комплекса провинции Нуанетси заслуживает внимание на некоторых петрографических особенностях даек и интрузий кислого состава. Дайки адалеллитового состава в Северном кольцевом комплексе имеют двухфазный неравновесный состав. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом, пироксеном, фаялитом и магнетитом, а основная масса состоит из кварца и ортоклаза, часто в гранофириновых сростаниях. Таким образом, основная масса в них существенно более кислая, чем валовый состав пород, что сближает их с дацитами субинтрузий идиоморфного типа. В прикровельных зонах породы приобретают равномернотекстурированную структуру и более равновесный состав (олигоклаз, роговая обманка, ортоклаз и кварц при полном отсутствии фаялита). Неравновесный состав более основных вкрапленников и более кислой основной массы, по мнению К. Стилмена [1972], указывает на необычную обстановку формирования пород, когда быстрое охлаждение частично закристаллизованной магмы предотвращает полную резорбцию ранних членов реакционной серии с последующей кристаллизацией более кислой основной массы.

Характерная особенность микрогранитных даек Северного кольцевого комплекса — постоянная их замусоренность ксенокристаллами, заимствованными главным образом из габбро. В микрогранитах также постоянно содержатся ксенолиты габбро, долеритов, базальтов и гранитов ранних фаз. Ксенолиты часто замещены, при этом имеются все переходы от неизмененных базальтов и габбро до полностью измененных пород. Полностью замещенные участки приобретают состав, близкий к составу гибридных гранодиоритов. Нередко насыщенность ксенолитами столь велика, что порода приобретает облик эруптивной брекчии. Состав обломков в эруптивных брекчиях свидетельствует об их перемещении и перемешивании.

В целом нетрудно заметить, что Северный кольцевой комплекс провинции Нуанетси и другие подобные комплексы в последовательности формирования различных породных ассоциаций, в совмещении на одном срезе пород, резко различающихся кристаллическостью, и в петрографических особенностях слагающих их пород обнаруживает поразительное сходство с Сизинджинским массивом.

Для сравнения кратко резюмируем последовательность Северного кольцевого комплекса:

- 1) долеритовые силлы и дайки, наблюдающиеся в виде отторженцев и ксенолитов во всех последующих магматитах;
- 2) расслоенное пластовое тело габбро, залегающее согласно с базальтами Карру и ранними силлами и дайками долеритов;
- 3) гибридные гранодиориты;
- 4) кольцевая дайка адалеллитов;
- 5) дайки микрогранитов.

От Сизинджинского массива Северный кольцевой комплекс отличается лишь формой интрузивов, преимущественно в виде кольцевых даек, и меньшим объемом адамеллитов. Микрогранитовые дайки, судя по петрографическим данным, — это мобилизованные бухиты, аналогичные дайкам гранит-порфиров регрессивной стадии развития Сизинджинского массива.

Как уже отмечалось, большинство исследователей считают центрально-кольцевые комплексы корневыми зонами вулканов. Однако проведенный анализ показывает, что питающей системой кольцевые структуры являлись, возможно, лишь на начальных стадиях их развития. В дальнейшем центрально-кольцевые комплексы выступали как саморазвивающиеся интрузивные системы, мало чем отличающиеся от зональных многофазных плутонов.

Проблема пространства при становления кольцевых комплексов решалась, очевидно, за счет перемещения блоков по кольцевым разломам. Повидимому, значительное место в становлении этих образований играли процессы магматического замещения. Можно дискутировать, какое место занимает каждый из отмеченных процессов, но главное очевидно — дислокация вмещающих пород, имеющая место на ранних стадиях формирования центрально-кольцевых комплексов, не решала проблему пространства. Проблема пространства решалась путем обмена между магмой и вмещающими породами. Особенно наглядно это видно в структурах с несколькими центрами магматизма. В таких структурах каждый из последующих кольцевых комплексов накладывается ("съедает") на предыдущий, не подвергая его каким-либо деформациям. Наглядный пример — центрально-кольцевой сложный комплекс Сара-Фиер в Нигерии, насчитывающий пять самостоятельных кольцевых структур, накладывающихся последовательно друг на друга [Turner, 1963]. Формированию каждой кольцевой структуры предшествовали извержения риолитов и небольших порций базальтов.

МНОГОЛИКОСТЬ ПОРФИРОВ

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и сиенит-порфиры имеют весьма характерный петрографический облик, определяемый крупными (до 1 см и более) вкрапленниками полевых шпатов, реже кварца и темноцветных минералов, погруженных в мелкозернистую основную массу. Вкрапленники полевых шпатов в зависимости от состава пород представлены ортоклазом или плагиоклазом. Своеобразие петрографического облика порфировых пород, очевидно, определяется однотипностью условий кристаллизации магм. Как показали экспериментальные исследования, скорость роста кристаллов полевых шпатов опережает скорость зарождения центров кристаллизации. Кроме того, рост фенокristов происходит в ходе обособленной стадии охлаждения расплава [Pitcher, 1987], что и обеспечивает преимущественный рост вкрапленников полевых шпатов. Возможно также, что крупнопорфировый облик пород связан с наличием в них реликтовых ксеногенных зародышей, которые также способствуют интенсивному росту вкрапленников.

По степени кристалличности порфиры занимают промежуточное положение между стекловатыми породами вулканического облика и мелкозернистыми порфиридовидными гранитоидами. В силу этого они неизменно выступали главным объектом исследователей при решении вопросов вулкано-плутонизма и вулкано-плутонических формаций. При общем внешнем сходстве порфиров это гетерогенная в генетическом отношении группа магматических образований, несущая разную металлогеническую нагрузку.

В предыдущих главах мы уже рассмотрели два типа гранит-гранодиорит-порфиров, которые входят как фациальные единицы в состав крупнообъемных субинтрузивов идиоморфного типа. Первый тип – это породы, условно названные перегородчатыми дацитами и риолитами. Это полнокристаллические породы с микроаплитовой эвтектической основной массой и протоклазированными интрателлурическими вкрапленниками, которые обрастают минералами второй генерации, придающими вкрапленникам идиоморфные кристаллографические формы. Для этого типа гранит-гранодиорит-порфиров характерно широкое развитие в основной массе пойкилобластических структур, создаваемых калишпатом, биотитом и амфиболом. Как было показано выше, полнокристаллическая основная масса этих пород возникла в твердом виде в результате эпимагматической собирательной перекристаллизации. Однозначно нельзя сказать, каковы были изначально ее структуры – чистое стекло или полнокристаллический агрегат. Но если ориентироваться на увеличение размера пойкилоключений кварца в калишпатовых оторочках и порфиробластах, то можно сделать вывод, что изначально основная масса была не крупнее фельзитовой, точнее крупнофельзитовой (см. рис. 19). Темноцветные минералы в этом типе гранит-порфиров представлены биотитом и пироксенами, последний обычно с краев замещается роговой обманкой.

Гранит- и гранодиорит-порфиры (тип II) образуют центральную фазию крупнообъемных субинтрузивов. Они отличаются от предыдущего типа более равновесным составом, более высокой кристалличностью основной массы и отсутствием порфиробластических структур. В редких случаях в этих порфирах, в эндоконтакте слабо раскристаллизованных пород, можно наблюдать реликты ранней генерации вкрапленников (протоклазированных). В таких разностях, как и в перегородчатых дацитах, начинает проявляться разрыв в составе вкрапленников и основной массы пород, указывающей на неравновесность этих ассоциаций.

На примере этих двух типов порфиров можно заметить, что чем выше кристалличность основной массы, т.е. чем медленнее остывала магма, тем меньше контраст в составе вкрапленников и основной массы.

Поскольку и во второй разновидности гранит-гранодиорит-порфиров, хотя и в меньшем объеме, но все же встречаются реликты вкрапленников первой (протоклазированной) генерации, то можно предполагать, что и второй тип пород проходил стадию повторной порфиризации. Так как пойкилобластические структуры в порфирах типа II отсутствуют, то логичнее допустить, что окончательный минеральный облик пород формировался главным образом в субсолидусную стадию с реакцией минералов друг с другом под воздействием остаточных растворов.

В обрамлении крупнообъемных субинтрузивных массивов оловоносного типа обычно появление поздних гранит- и гранодиорит-порфиров. Например, Каменушинский субинтрузив сопровождается дуговой дайкой гранит-порфиров и отдельными крупными штокообразными телами, расположенными в обрамляющей массив кольцевой зоне Каменушинской депрессии. На западном фланге структуры тело гранит-порфиров площадью 1 км интрузирует субинтрузивные фельзиты. В Верхне-Аллахском массиве также имеются дайки гранит-порфиров, секущие субвулканические дациты. Отдельные тела гранит-порфиров отмечаются также в обрамлении субинтрузива в тесной пространственной ассоциации с гранитоидами. Аналогичные гранит- и гранодиорит-порфиры известны в обрамлении Тарынского субвулканического массива. Это третий тип порфиров. Они выделяются более поздним (постбатолитовым) по сравнению с вышеописанными возрастом, имеют отличия и в петрогеохимическом составе от сопряженных с ними субинтрузивов. Так, дациты и гранодиорит-порфиры Верхне-Аллахского массива содержат 65% SiO_2 а поздние порфиры – 75%.

В районах длительного развития магматизма внедрение поздних гранит-порфиров происходит неоднократно. Например, в Токраусской впадине (Центральный Казахстан), в Улькен-Каракусской и Каргамысской кольцевых вулcano-плутонических структурах депрессионного типа, по данным Л.Н. Шарпенка [1979], последовательность вулканыты–субинтрузии–гранитоиды–гранит-порфиры повторяется в истории этих структур (карбон–пермь) 3 раза. Иногда дайки и штоки гранит-порфиров сопровождаются дайками базальтов и андезитов.

С постбатолитовыми порфирами (тип III) часто связаны эндогенные месторождения. В частности, основная масса месторождений медно- и медно-молибдено-порфирового типа так или иначе связана с постбатолитовыми интрузиями порфиров.

Материалы по геологии и петрографии гранит-порфиров Сизинджинского массива позволяют ответить на некоторые вопросы, связанные с генезисом постбатолитовых порфировых интрузивов.

Гранит-порфиры в Сизинджинском гранитоидном массиве образовались в заключительную регрессивную стадию его формирования. Наблюдается полный набор от мелких жил до крупных пластовых и штокообразных тел гранит-порфиров и мелкозернистых порфировидных гранитов. Маломощные жилы, как уже отмечалось, состоят из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата микроаплитовой структуры, цементирующего многочисленные ксенолитоподобные угловатые фрагменты вмещающих ороговикованных пород (до 50%) и обильные ксенокристаллы преимущественно плагиоклазов и роговой обманки. Внешне эти породы напоминают эруптивные брекчии. Их можно рассматривать как начальную стадию селективного плавления вмещающих пород. От типичных бухитов и тектитов их отличает дозированный эвтектоидный (37% кварца) состав цементирующей обломки основной массы.

Более крупные и четче обозначенные дайкоподобные тела сложены гибридными гранит-порфирами, в которых от ксенолитов остаются лишь пятна биотита или амфибола, сохраняющие остроугольные формы

фрагментов пород. В гибридных гранит-порфирах широко развиты порфиробластические структуры и собирательная перекристаллизация, что сближает их с первым типом порфиров. Основное отличие – сильный метаморфизм ксенолитов, в то время как в перегородчатых порфирах ксенолиты практически не изменены.

В процессе длительной кристаллизации, которая наиболее полно проходит в крупных телах, постепенно исчезают ксенокристаллы, фрагменты ксенолитов и другие признаки гибридности. Характерно, что с ростом кристалличности пород снижается дисперсия петрогенных и малых элементов, состав пород раскисляется, смещаясь постепенно к пределу, которым в Сизинджинском массиве является состав адамеллитов ($\text{SiO}_2 - 72\%$). В крупных телах реститовые минералы сохраняются лишь в эндоконтактовых закаленных породах. Это свидетельствует, что окончательная кристаллизация пород происходила в субсолидусную стадию либо в твердом виде в результате эпимагматической перекристаллизации. Таким образом, главная особенность порфиров типа III – гибридность и высокий метаморфизм ксенолитов. Эти признаки позволяют сопоставлять данный тип порфиров с самостоятельными малыми интрузиями [Шипулин, 1965].

Материалы по геологии и петрографии порфиров типа III позволяют представить механизм их образования и последовательность событий в следующем виде. Обстановка формирования порфиров была по *P-T* условиям промежуточной между условиями гранитообразования и вулканизма. Гранитообразование в то время уже завершилось и началась консолидация массива. После достижения необходимой жесткости, в условиях начавшегося расширения, образовывалась дренирующая система, которая могла обеспечить подток тепла и флюидов с глубинных зон. Истечение газов способствовало селектовому повторному плавлению гранитоидов и вмещающих пород. Иногда истечение газов происходило довольно бурно и вело к образованию эруптивных брекчий. В силу относительной открытости системы, анатексис происходил в ограниченных объемах вдоль проводящих систем. Плавлению способствовала температурная подготовка субстрата в процессе остывания гранитных масс. В период гранитообразования, особенно на стадии консолидации гранитоидные пластичные массы могли играть роль экрана как для глубинных магм, так и для эманаций, в том числе и рудных. Возможно с этим и связана повышенная рудоносность порфиров типа III [Сотников и др., 1988; Власов, Мишин, 1992].

Разнообразие состава постбатолитовых малых интрузий определялось степенью плавления и, возможно, участием в образовании малых интрузий глубинных магм.

Эндоконтактовые зоны гипабиссальных гранитоидов нередко сложены тонкозернистыми породами порфирического сложения. Этот тип гранит-порфиров (IV) нами был уже рассмотрен на примере эндоконтактовой фации аляскитовых гранитов. Равномерно среднезернистые аляскиты вблизи контакта в зоне мощностью метры–десятки метров сменяются гранофирами. Непосредственно у контакта гранофиры содержат обильные ксенокласты и сохраняют в виде теней структуры вмещающих их

игниобритов, что свидетельствует о метасоматическом их происхождении или скорее о сопряженном метасоматозе и плавлении на месте. В глубь массива процентное содержание и размер ксенокристов постепенно уменьшается до полного их растворения. Вместо угловатых дробленых ксенокристов появляются новообразованные порфиновые выделения ортоклаза размером до 1 см, включающие иногда в центре затравку в виде реликта ксенокриста. Этот тип гранит-порфиров схож с постбатолитовыми порфирами. Различаются они больше внешними признаками. Эндоконтактовые порфиры обладают повышенной такситовостью, неравномерностью распределения и изменчивостью размеров вкрапленников. От других типов порфиров их отличают также локальность распространения и наличие переходов к равномернозернистым гранитам.

И наконец, отметим, что среди субвулканических пород ксеноморфного типа иногда встречаются тела, сложенные относительно раскристаллизованными афировыми или крупнопорфировыми породами (тип V). Состав вкрапленников в них определяется валовым химическим составом пород. Структура основной массы в порфирах типа V также зависит от содержания щелочей и кремнезема. Наиболее типичны микропойкилитовая, микрогранитовая, микродиоритовая, трахитовая и ортофирровая структуры. Микроаплитовая структура для порфиров типа V не характерна. Для вкрапленников наиболее типична сериально-гломеропорфировая структура с плавным уменьшением размера зерен в сторону контактов, при этом минеральный состав вкрапленников остается неизменным.

Скорее всего приведенный перечень генетических типов порфиров не полный, так как не для всех типов найдены надежные критерии их разделения. Главная цель данного раздела – показать генетическое разнообразие этого класса пород (при кажущемся петрографическом сходстве) и необходимость их дальнейшего изучения. Последнее особенно важно, поскольку разные генетические типы порфиров иногда различаются по металлогенической специализации и несут разную рудную нагрузку.

В ряду мелкозернистых, преимущественно порфировых пород кислого состава отчетливо просматривается специфика постбатолитовых интрузивных образований. По сравнению с батолитами это – небольшие тела, в основном штокообразной и дайкообразной форм. От субвулканических пород интрузий идиоморфного и ксеноморфного типов их отличает значительный метаморфизм ксенолитов. Постоянное присутствие ксенокристов и ксенолитов со всеми переходами от частично расплавленных пород (с фрагментами недоплавленного субстрата) к относительно гомогенным порфирам свидетельствует о том, что между областью генерации расплава и областью их интродуцирования нет значительного разрыва. Характерно, что чем в целом выше кристалличность пород, тем сильнее метаморфизуются и дезинтегрируются ксенолиты и одновременно стирается контраст между вкрапленниками и основной массой пород.

Общая направленность процесса преобразования вещества при

формировании постбатолитовых интрузивных пород рассматриваемого типа может быть охарактеризована следующей последовательностью: частичное плавление (выплавляется гранитная эвтектика + релит в виде ксенокристов и фрагментов пород) → образование гибридных пород (метаморфизм ксенолитов и растворение ксенокристов, перекристаллизация основной массы с образованием пойкилобластических структур) → образование гомогенных дозированных пород, отвечающих определенному петрохимическому минимуму с минимальной дисперсией состава (полное растворение ксенокристов и возникновение нового равновесного парагенезиса минералов). Вторая и третья стадии происходят в субсолидусных условиях и завершаются, очевидно, уже в полностью закристаллизованной породе. Сохранность признаков той или иной стадии определяется быстротой кристаллизации расплава и опосредованно размерами тел.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рудоносность субинтрузивов можно рассматривать с позиций металлогенической специализации слагающих их пород (геохимический аспект) и локализации повышенных концентраций рудных элементов в конкретных субинтрузивных телах (структурный аспект).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Проблему металлогенической специализации субвулканических образований нельзя решать в отрыве от всего комплекса магматических образований, включающего наряду с субвулканическими породы вулканических и плутонических фаций. Более того, руды отдельных металлов часто образуют крупные, географически очерченные, области, получившие названия "металлогенические провинции", "металлогенические пояса" и т.д. В результате возникает проблема металлогенической специализации целых территорий.

На проблему металлогенической специализации нет единого взгляда. Одни исследователи считают, что источником металлов эндогенных месторождений является мантия [Щеглов, Говоров, 1985], другие отдают предпочтение гидротермально-метаморфогенному перераспределению металлов в осадочных толщах (главным образом исследователи золоторудных месторождений). Однако большинство ученых связывают эндогенную минерализацию с интрузивным магматизмом; при этом многие полагают, что геохимическая специализация и рудоносность тесно связаны.

Б. Леман [Lehmann, 1987] попытался количественно оценить роль субстрата и магматитов в металлогенической специализации. Используя модель фракционной кристаллизации Релея, он установил, что корреляция пары элементов i и j описывается линейным уравнением

$$\log C_i = m \log C_j + b, \quad (1)$$

где C_i и C_j – концентрации элементов в остаточном расплаве; m и b – коэффициенты, из них b рассматривается как геохимический показатель вмещающих пород, а m – как отражение интенсивности накопления элементов в ходе дифференциации (угол наклона корреляционных прямых).

Для оловоносных и неоловоносных гранитов в координатах $\log \text{Rb/Sr}(x)$ и $\log \text{Sn}(y)$ (Rb/Sr рассматривается как показатель дифференцированности магматических пород) Б. Леманом получены корреляционные линии, соответствующие уравнению (1) (рис. 51). Из рисунка видно, что олово-

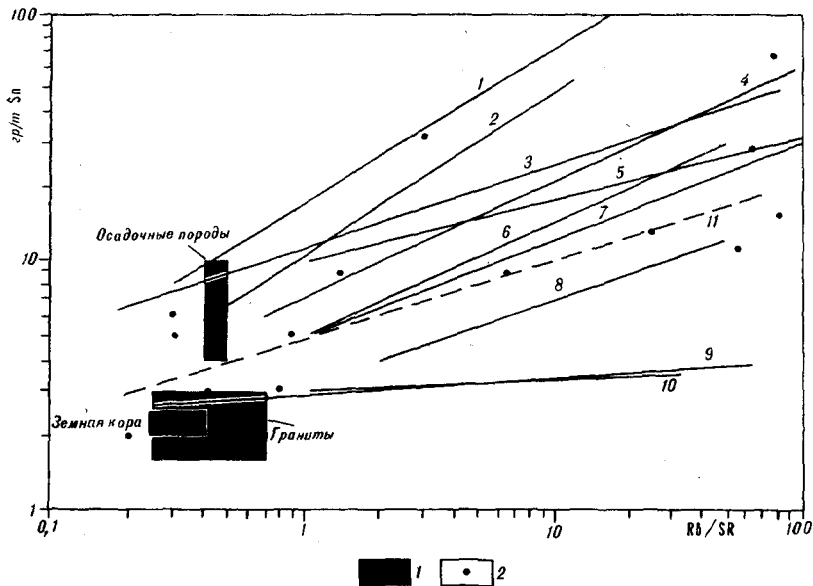


Рис. 51. Корреляционные линии Sn-Rb/Sr в гранитоидах (по: [Lehmann, 1987])

1 – реперные поля средних составов. Корреляционные линии оловоносных (1–8, 11) и не оловоносных (9–10) гранитоидов из разных районов: 1 – Центральный массив (Франция); 2 – кордильеры Реал (Боливия); 3 – Северная Португалия; 4 – Рудные горы (Германия); 5 – западное побережье Малайского полуострова; 6 – Таиланд; 7 – батолит, Голубая бухта (Австралия); 8 – Такуа Па (Южный Тайвань); 9 – провинция Кейп (Южная Африка); 10 – горы Сноу (Австралия); 11 – гранитоиды Тигриного месторождения, Приморье; 12 – составы гранитоидов Тигриного месторождения (по: [Гоневчук, Гоневчук, 1988]).

носные граниты отличаются высоким содержанием Sn в начальных членах дифференционных рядов и более интенсивным накоплением Sn в процессе дифференциации. В принципе интенсивное накопление Sn может компенсировать низкие содержания его в начальных членах серий, однако по непонятным причинам, как отмечает Б. Леман [Lehmann, 1987], среди оловоносных гранитоидов подобных магматических серий не оказалось. Не ясна также причина более интенсивного накопления Sn в ходе дифференциации оловоносных гранитов, автор делает лишь предположение о возможном влиянии фугитивности кислорода.

Попытки понять геохимическую специализацию магматических пород обычно приводили исследователей к поиску петрохимических [Изох, 1976], геохимических [Таусон, 1977] или формационных критериев. В последние годы большую популярность среди металлогенистов приобрели классификации гранитов на S- и I-типы [Chappel, White, 1974] и на магнетитовую и ильменитовую серии [Печерский, 1964; Дубинчик, Путинцев, 1971; Романовский, 1976, 1987; Ichichara, 1977].

Впервые деление гранитоидов на магнитные и немагнитные было установлено на примере Северо-Востока России [Печерский, 1964]. Тогда же была показана связь магнитных гранитов с халькофильными, а

немагнитных – с литофильными рудными элементами. Впоследствии эти выводы были подтверждены на более обширном материале [Дубинчик, Путинцев, 1971; Романовский, 1976]. Магнитные и немагнитные граниты в работе [Ishihara, 1977] за счет преобладания в первых акцессорного магнетита, а во вторых – ильменита (что было еще подчеркнуто Д.М. Печерским [1964]) получили название магнетитовой и ильменитовой серий и прочно вошли в литературу под этими названиями. Практика последних лет подтвердила большое металлогеническое значение этой классификации [Романовский, 1987; Эйриш, 1983, 1991; Sillitoe, 1981].

Классификация гранитоидов на *S*- и *I*-типы, также нашедшая широкое применение при тектонических и металлогенических построениях, в основе – генетическая. *S*-граниты связываются с плавлением осадочных пород, а *I*-тип объединяет более глубинные породы, образовавшиеся за счет ортомагматических пород [Chappel, White, 1974]. *S*-граниты более глиноземистые, с ними связана литофильная минерализация, а с менее глиноземистыми *I*-гранитами пространственно сопряжены медно-порфировые золотые и золото-серебряные месторождения. Ввиду этого некоторые исследователи [Pitcher, 1987] проводят параллель между *S*-гранитами и ильменитовой серией, *I*-гранитами и магнетитовой серией. Анализ пространственного распределения названных типов гранитоидов [Takonashi и др., 1980; Gastil, 1990] и материалы по Сизинджинскому массиву приводят к выводу, что эти две классификации генетически не зависят друг от друга; между ними имеется лишь частичное перекрытие. По данным [Takonashi и др., 1980], граниты магнетитовой серии относятся к *I*-типу, а ильменитовые граниты – как к *S*-, так и к *I*-типу.

Вулканические породы при создании отмеченных классификаций во внимание не принимались, поэтому сложилось ошибочное представление о том, что появление пород с признаками ильменитовой и магнетитовой серий связано главным образом с условиями кристаллизации магм (открытость – закрытость системы). Вулканические породы по окислительно-восстановительным условиям формирования даже противопоставляются плутоническим породам. Считается, что по мере продвижения флюидов из глубинных зон за счет отделения более летучего водорода происходит снижение восстановленности флюида, и это, по мнению А.А. Маракушева [1988. С. 209], "обуславливает наиболее принципиальное различие пород по степени окисления элементов, которая значительно выше в вулканических породах по сравнению с плутоническими".

Проведенное нами изучение петромагнитных характеристик кислых вулкаников [Мишин и др., 1988] показало, что среди них не менее четко, чем среди гранитов, выделяются магнетитовая и ильменитовая серии. Ассоциация кислых вулканических и субвулканических пород, распространенная в оловоносных вулканических зонах, может быть однозначно идентифицирована как ильменитовая, а породы той же ассоциации, распространенные в вулканических зонах с золото-серебряным и медно-порфировым типами оруденения, относятся к магнетитовой серии (табл. 14).

Для пород ильменитовой серии типичными акцессорными минералами

Таблица 14

**Петрохимические и петромагнитные характеристики вулканических
и субвулканических пород**

| Вулканическая зона | $\frac{Al_2O_3^*}{CaO \cdot Na_2O \cdot K_2O}$ | Магнитная восприимчивость (10^{-5} СИ), статистические данные по группам** | | Окисленность f^{***} пород разной основности (SiO_2) | | | Металлогеническая специализация |
|-----------------------|--|---|----------------------------|--|-------|-------|--|
| | | Кислые | Основные и средние | 45-56 | 56-66 | 66-76 | |
| Нижне-Амурская | 1,62 | $1658 \frac{0}{4270} 411$ | $3154 \frac{0}{7800} 833$ | 0,52 | 0,6 | 0,75 | Золото-серебряная и медно-порфировая |
| Ульянская | 1,55 | $6338 \frac{0}{5800} 754$ | $1758 \frac{0}{5867} 895$ | 0,57 | 0,70 | 0,80 | |
| Преджугджурская | 1,51 | $1915 \frac{0}{3400} 567$ | $1231 \frac{2}{5800} 1964$ | 0,50 | 0,60 | 0,75 | |
| Нижне-Бурейская | 1,43 | - | - | 0,50 | 0,75 | 0,85 | |
| Селитканская | - | $497 \frac{10}{582} 243$ | $690 \frac{0}{1220} 294$ | - | - | - | Медно-молибденовая |
| Хингано-Каменушинская | 1,70 | $6765 \frac{0}{2000} 45$ | $731 \frac{0}{4500} 321$ | 0,36 | 0,32 | 0,50 | Оловянная, олово-вольфрамовая, олово-полиметаллическая и редкометалльная |
| Баджальская | 1,55 | $6306 \frac{0}{2050} 61$ | $767 \frac{0}{2250} 179$ | 0,27 | 0,20 | 0,22 | |
| Ям-Алинская | 1,64 | $500 \frac{3}{40} 24$ | $171 \frac{0}{4500} 119$ | - | 0,30 | 0,30 | |
| Эзопская | - | $28 \frac{0}{37} 24$ | $858 \frac{0}{3100} 194$ | - | - | - | |
| Западно-Куйдусунская | 1,5 | $648 \frac{0}{400} 96$ | $82 \frac{60}{1500} 270$ | 0,23 | 0,44 | 0,34 | |

* для пород кислого состава; ** количество проб $\frac{\text{минимальное значение}}{\text{максимальное значение}}$ среднее; *** $f = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$

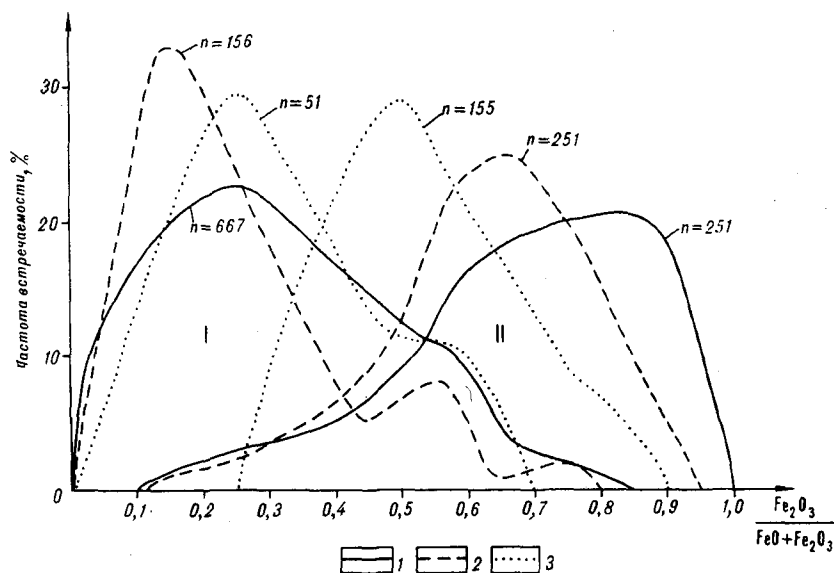


Рис. 52. Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах зон

I — околоносных (Баджальской, Куйдусунской, Ям-Алинской, Мяо-Чанской и Хинган-Яурин-Каменушинской), *II* — золотоносных (Нижне-Амурской, Ульяновской, Преддзугджурской и Нижне-Бурейской); 1–3 — породные группы: 1 — риолитовая, 2 — андезитовая, 3 — базальтовая

являются ортит, ильменит, циркон, иногда — гранат и муассанит. Для вулканических и субинтрузивных пород магнетитовой серии характерны высокие содержания (до 1% и более) магнетита. В порфировых разностях пород магнетит представляет собой наиболее раннюю генерацию. В афировых породах магнетит наблюдается в виде тонкой сыпи, густо импрегнирующей основную массу породы. Различная насыщенность пород магнетитом обуславливает их резкую дифференцированность по магнитной восприимчивости и степени окисленности железа, хотя по суммарной железистости породы не различаются. Магнитная восприимчивость в некоторых игнимбритовых покровах в Ульяновском прогибе достигает $6000 \cdot 10^{-5}$ СИ, в Преддзугджурском — $3400 \cdot 10^{-5}$ СИ, промежуточную позицию занимают вулканы Селитканской вулканической зоны, имеющих в некотором роде и промежуточную металлогению (см. табл. 14). В этой структуре известны молибденовые и медно-молибденовые проявления.

В кислых вулканических породах признаки магнетитовой и ильменитовой серий сохраняются не только в порфировых разностях, для которых можно допустить начальную стадию кристаллизации в глубинных условиях, но и в афировых породах покровных фаций, кристаллизация которых, вне сомнения, происходила на поверхности.

По магнитной восприимчивости и степени окисленности железа с кислыми вулканитами хорошо коррелируются вулканические породы среднего и основного состава [Мишин, Петухова, 1990]. Дифференцированность их по этим показателям с увеличением основности пород снижается, но все же достаточно высокая (см. табл. 14). Так, если магнитная восприимчивость кислых вулканитов магнетитовой серии в среднем в 15 раз выше, чем у аналогичных пород ильменитовой серии, то для среднеосновных пород этот показатель равен 6. Особенно уверенно магнетитовая и ильменитовая серии во всех породных группах различаются по степени окисленности железа (рис. 52).

Гистограммы окисленности железа для отдельных вулканических зон Востока России, сгруппированные по их металлогенической специализации, близки между собой и почти повторяют суммарные кривые распределения коэффициента окисленности железа (f) для металлогенических типов. Для кислых пород вулканических зон с литофильной минерализацией (условно "оловоносные") мода равна 0,25, а для тех же пород из вулканических зон с халькофильной минерализацией (условно "золотоносные") – 0,85. От кислых пород к основным наблюдается незначительное смещение моды в "золотосных" комплексах в сторону меньших значений f (в андезитах – 0,65; в базальтах – 0,50). Если принять за граничное значение между оловоносными и золотоносными породами точку пересечения кривых распределения f (для кислых пород – 0,50, для средних – 0,45), то в 85% случаев данные по окисленности железа кислых и средних пород позволяют их классифицировать на "оловоносный" и "золотоносный" типы. Близкие границы по окисленности железа были установлены между оловоносными и золотоносными гранитоидами [Романовский, 1987]. Менее всего оказались дифференцированными по окисленности железа базальтоиды. Граничное значение f в них смещается до 0,4, а трансгрессия между "оловоносным" и "золотосным" типами достигает 30%, но и в этом случае сохраняется существенная разница между этими типами пород по моде и совпадающими с ними средними значениями f .

Следующая важная закономерность заключается в согласованном распределении f в вулканических, субвулканических и плутонических породах. На рис. 53 приведены данные по вулканическим зонам Дальнего Востока, в которых достаточно широко представлены плутонические породы и по которым имелись представительные выборки химических анализов. Однотипность распределения f отмечается не только среди гранитоидов и вулканитов разного состава, но и между вулканитами и гранитоидами и между вулканитами и субинтрузивными породами. Можно заметить лишь слабую тенденцию смещения моды в гранитоидах по отношению к вулканитам и незначительное увеличение в последних дисперсии значений f . По выборочным данным высокая согласованность в распределении f в плутонических и вулканических породах отмечается и для других вулканических зон (Ям-Алинская, Балыгычано-Сугайская, Кавалеровский район, Ульяновская и др.). "Оловоносные" и "золотоносные" вулканические комплексы так же, как и гранитоиды ильменитовой и

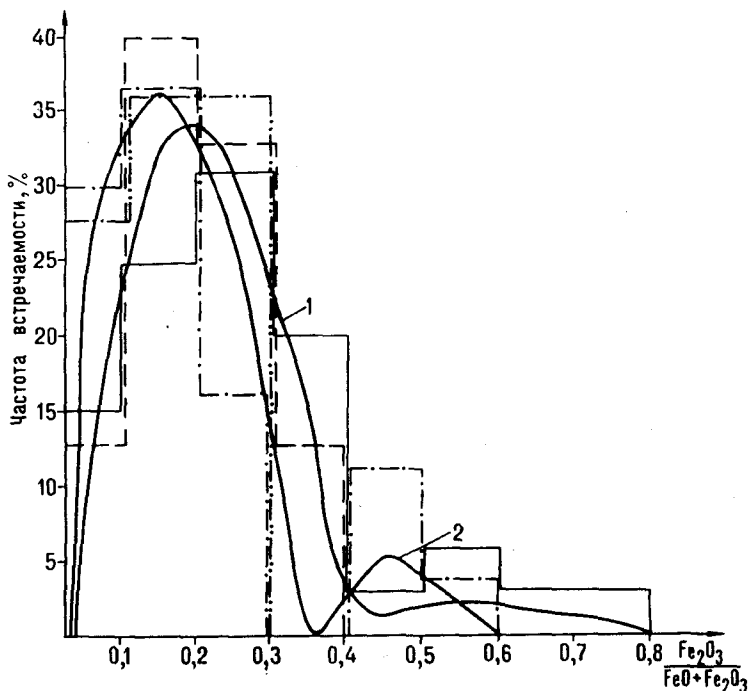


Рис. 53. Распределение окисленности железа в магматических породах в Баджальской вулканической области (а), Комсомольского рудного района (б) и Преддзугджурского вулканического прогиба (в) по породным группам

1, 2 – вариационные линии вулканических и субвулканических пород (1) и гранитоидов (2); 1–3 – вулканические и субвулканические породы: 1 – SiO_2 66%, 2 – SiO_2 56–66%, 3 – SiO_2 56%; 4–6 – гранитоиды: 4 – SiO_2 66%, 5 – SiO_2 56–66%, 6 – SiO_2 56%

магнетитовой серий, не обнаруживают существенных различий в содержаниях петрогенных и малых элементов. В "золотоносных" вулканических зонах нередко отмечается повышенная щелочность пород (зависимость обратная отмеченной для гранитоидов) [Романовский, 1987; Эйриш, 1986], однако эта тенденция носит, по-видимому, случайный характер, поскольку в пределах отдельных вулканических зон с резкой дифференцированностью пород по щелочности, например Ульинский прогиб, окисленность железа сохраняется постоянной.

Существенные различия оловоносные и золотоносные зоны обнаруживают в распределении и в петрографических особенностях вулканических и субвулканических пород кислого состава. В оловоносных зонах последние слагают от 80 до 95% и относятся преимущественно к эвтектоидному типу. При этом намечается определенная последовательность событий – покровы игнимбригов-субинтрузии типа I – гранитоиды. Гра-

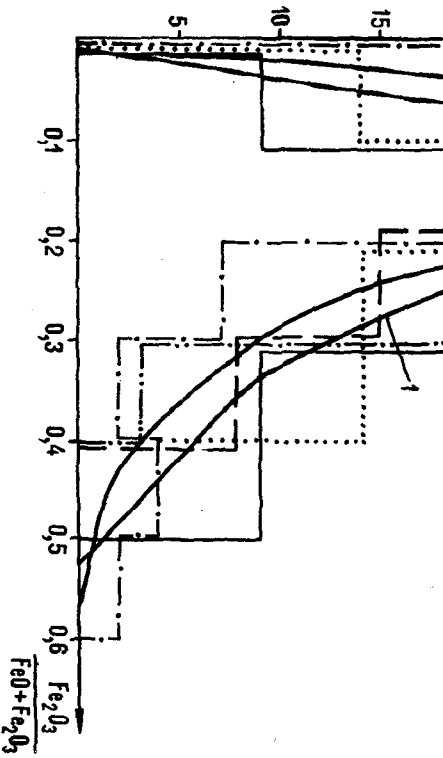
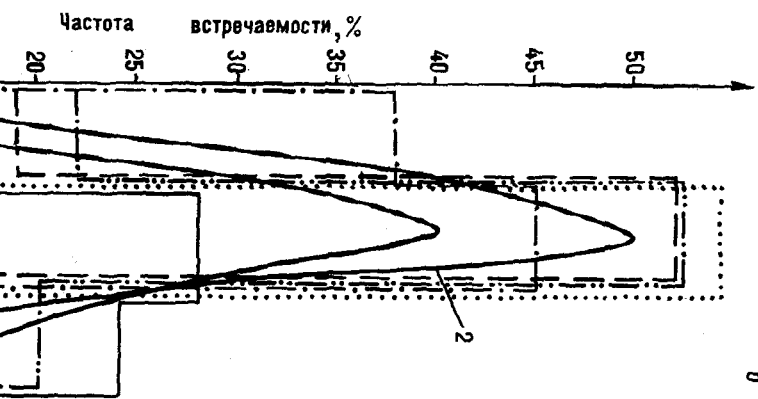


Рис. 53. (продолжение)



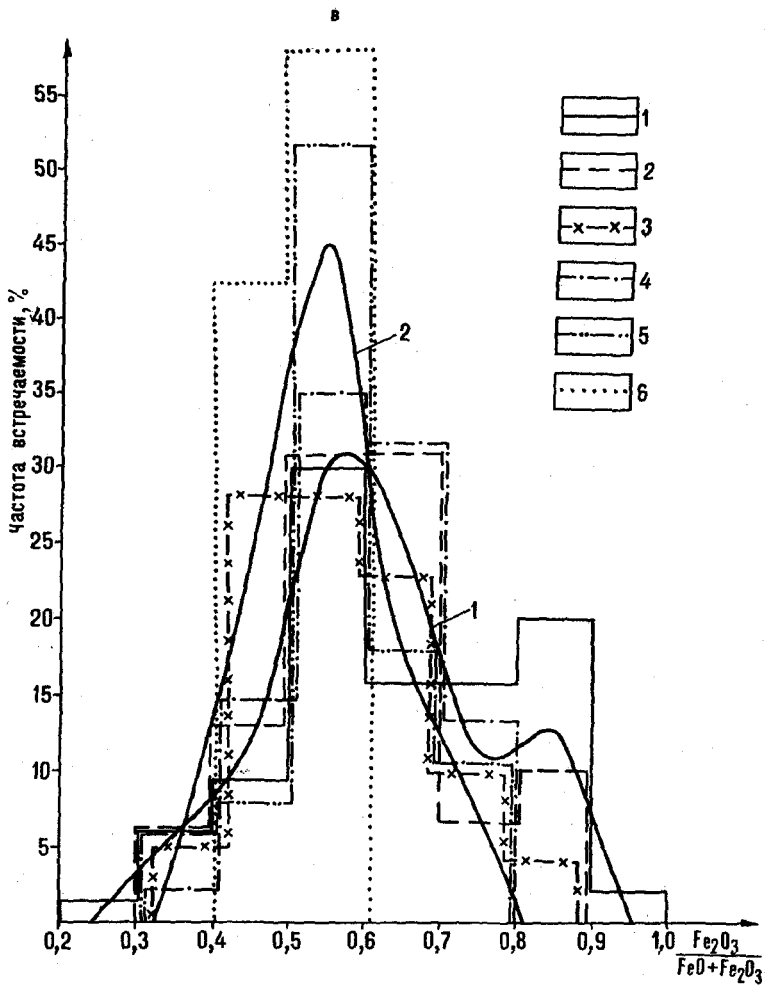


Рис. 53. (окончание)

ниты, как правило, занимают высокие гипсометрические уровни, обеспечивая тем самым тесную пространственную связь их с породами предыдущих фаз. В большинстве оловоносных вулканических зон в основании разреза в ограниченном объеме отмечаются вулканы и субвулканы (типа II), относящиеся к котектическому типу. Они обычно контрастно переслаиваются с андезитами и базальтами. Однако в конкретных структурах различий в окисленности железа между эвтектическими и котектическими вулканидами не было обнаружено, хотя состав газов из включений в этих структурах, по данным [Сахно и др., 1976], характеризуется направленной эволюцией в сторону их большей восстановленности.

В западной части Куйдусунского вулканогена (устное сообщение В.Б. Григорьева) на фоне слабомагнитных восстановленных пород обнаружены горизонт андезитов и игнимбритовый покров, характеризующиеся повышенной магнитной восприимчивостью. Очевидно, с этими породами связана слабо выраженная бимодальность распределения f в Куйдусунском вулканогене.

Все отмеченные отклонения в сторону повышенной окисленности железа имеют ограниченное распространение и в целом не выходят за рамки значений ильменитовой серии.

Разрез вулканогенных накоплений в золотоносных зонах сложен (примерно в равных пропорциях) породами риолитовой, андезитовой и базальтовой породных групп, находящихся обычно в контрастном переслаивании. Покровы игнимбритов и лав кислого состава и широко распространенные субинтрузивы I -типа представлены преимущественно котектическим типом пород. Реже распространены покровы порфири- и кристаллокластических игнимбритов эвтектического типа (например, игнимбриты девокшинской толщи в центральной части Ульяновского прогиба [Мишин, 1982]). Котектический и эвтектический типы кислых вулканитов в золотоносных зонах характеризуются близкими значениями магнитной восприимчивости и окисленности железа. В вертикальном разрезе вулканогенных пород золотоносных вулканических зон окисленность железа практически не меняется. Так, в центральной части Ульяновского прогиба среднее значение f принимает следующие значения (снизу вверх по сериям): 0,72 (ядринская) – 0,76 (амкинская) – 0,75 (хакаринская).

Не исключено, что отмеченная связь эвтектоидного типа вулканитов с ильменитовой серией, а котектического с магнетитовой – региональная специфика магматических образований Дальнего Востока. Во всяком случае отмеченные исключения, а также более отдаленные сопоставления свидетельствуют в пользу такого предположения. Например, в Казахстане, широко распространенные автомагматические брекчии по петрографическим признакам (неравновесность вкрапленников и основной массы, эвтектоидный, не зависящий от валового состава пород, состав основной массы) – типично эвтектический тип, но эти породы, по данным [Царева, 1986], содержат обильный магнетит, имеют высокую окисленность железа и специализированы на халькофильное оруденение. Все это характерно для магнетитовой серии вулканитов.

Специфика образования пород магнетитовой и ильменитовой серий накладывает отпечаток на их внешний облик. Кислые вулканиты оловоносной ассоциации характеризуются серыми тонами. Схожие по химическому и фациальному составу вулканиты магнетитовой серии имеют вишневый, розовый и сиреневый цвета, что обусловлено окислением первичного магнетита.

Исследования на современных вулканах и рудных месторождениях показывают, что постмагматические процессы могут существенно влиять на соотношение окисного и закисного железа и содержание ферромагнетитов. Например, на экструзивном куполе Новый (вулкан Безы-

мянный) от внутренних массивных к внешним пористым зонам f изменяется от 0,46 до 0,9 [Борисов, Борисова, 1974]. Обычно сильно окислены внешние ошлакованные поверхности лавовых потоков, хотя в основной массивной части потоков окисленность остается стабильно более низкой. Иногда мощность интенсивного окисления составляет первые сантиметры [Bretstein, 1988]. В игнимбритах риолитов междуречья рек Арман и Хасын в зависимости от их структурно-текстурных особенностей f варьирует от 0,17 до 0,96 [Сперанская, Печерский, 1964].

В процессе гидротермальных преобразований (пропилитизация, грейзенизация, аргиллизация) растет и окисленность железа. При этом темноцветные минералы разлагаются, а магнетит преобразуется по схеме магнетит \rightarrow гематит \rightarrow сульфаты. Основные железосодержащие минералы гидротермалитов – хлорит, эпидот и актинолит – в сравнении с темноцветными минералами магматических пород всегда имеют более высокое соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} . Таким образом, процессы, связанные с постмагматическими преобразованиями пород, идут по схеме $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$.

Исключение составляет биотитизация и турмалинизация – широко распространенные площадные дорудные изменения на оловорудных месторождениях. По данным В.К. Финашина [1986], биотит оловоносных метасоматитов почти не содержит окисного железа, что в принципе должно способствовать увеличению контраста по окисленности железа оловоносных и золотоносных вулcano-плутонических комплексов.

Безусловно, постмагматические процессы влияют на соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} . Очевидно, с ними связана повышенная дисперсия значений f в отдельных субинтрузивах и потоках. Однако имеется ряд прямых и косвенных данных, свидетельствующих о том, что степень окисленности железа в основе своей (во всяком случае на уровне средних значений) имеет первично-магматическую природу.

Имеются прямые признаки, указывающие на первичность петрографических различий ильменитовой и магнетитовой серий вулканических и субвулканических пород. Это наличие корреляции между окисленностью железа и содержанием магнетита. Например, в Ульяновском прогибе разности игнимбритов, трахидацитов, трахилипаритов и трахитов с максимально высокой окисленностью железа ($f = 0,8-0,9$) содержат до 2% раннемагматического магнетита. В Преддзугджурском прогибе породы кислого состава при окисленности $f = 0,6$ характеризуются весовыми содержаниями акцессорного магнетита (Гурьянов и др., 1976 г.). В риолитах оловоносных зон первичный магнетит практически не встречается, рудный минерал в них представлен ильменитом. В порфировых вулканических и субвулканических породах магнетит кристаллизуется первым. Это обычно хорошо ограненные, чаще октаэдрические, кристаллы размером до 1 мм; они обволакиваются флюидальностью основной массы и нередко несут следы вращения. Часть таких кристаллов находится в виде "узников" в более поздних вкрапленниках.

И наконец, существует определенная связь между составом тем-

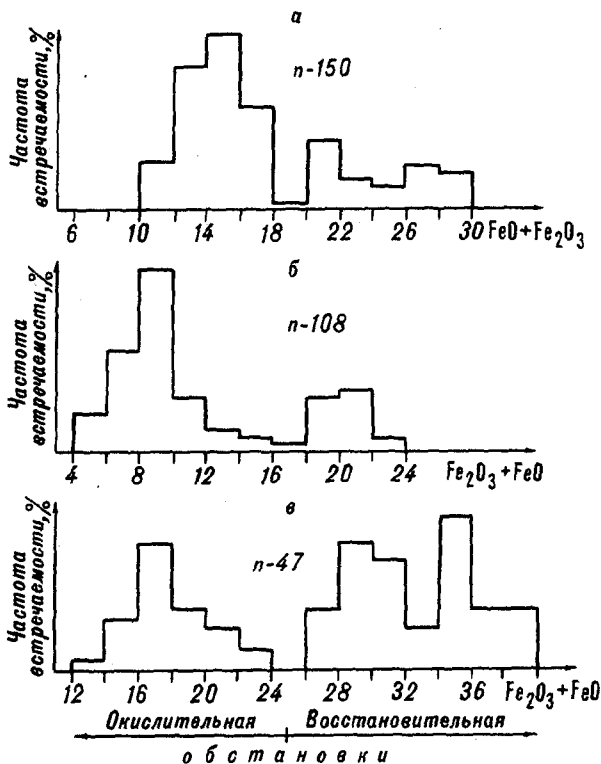


Рис. 54. Гистограммы распределения $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ во вкрапленниках темноцветных минералов вулканитов

a – в биотитах; *б* – в клинопироксенах; *в* – в ортопироксенах. Кроме авторских, использованы данные С.О. Максимова и Б.Р. Григоряна и публикации [Максимов, 1980; Мартынов, 1980; Попов, 1986; Руб, 1970; Царева, 1986]

ноцветных минералов и содержанием акцессорного магнетита. В работе [Ляхович, 1967] было отмечено наличие в гранитах отрицательной корреляции между содержанием биотита и магнетита и установлена более высокая железистость биотита в гранитах ильменитовой серии по сравнению с биотитами из гранитов магнетитовой серии. На высокую железистость биотита и пироксенов указывает С.О. Максимов [1980] в восстановленных породах Баджальского вулканического комплекса. И наоборот, в окисленных золотоносных породах Нижне-Амурской вулканической зоны установлено пониженное содержание железа в темноцветных минералах [Мартынов, 1983]. Приведенные в этой работе оригинальные микрозондовые анализы темноцветных минералов из вкрапленников субвулканических и вулканических пород, а также обобщение опубликованных анализов темноцветов показывают, что распределение содержания суммарного железа в биотитах, орто- и клинопироксенах имеет резко выраженный дискретный бимодальный характер. Высоким содержанием железа отличаются восстановленные породы оловоносных

ассоциаций. Соответственно, содержание его в темноцветных минералах окисленных пород почти в 2 раза ниже (рис. 54). Соотношение окисного и закисного железа в паре темноцветный минерал–порода имеет также устойчивую положительную корреляцию.

Причиной разной железистости темноцветных минералов является то, что железо в окислительной обстановке находится преимущественно в форме Fe^{3+} и поэтому связывается в раннемагматическом магнетите (магнетитовая серия), в результате в расплаве появляется дефицит железа и происходит обеднение им темноцветных минералов. В восстановительной же обстановке все железо входит в состав темноцветных минералов и в незначительном количестве идет на образование ильменита (главным образом в породах дацитового и андезито-дацитового состава).

На первичность разной окисленности железа в породах оловоносных и золотоносных ассоциаций указывает также состав газов из включений [Сахно и др., 1976; Никольский, Сахно, 1991; Михайлов, 1986].

Окислительно-восстановительные условия, ответственные за соотношение окисного и закисного железа в магматических породах, являются важнейшей характеристикой термодинамического состояния природных систем. От них зависят химическая активность элементов, поведение летучих, процессы плавления и кристаллизации магм. Особенно велико влияние окислительно-восстановительных условий на геохимические процессы с участием элементов переменной валентности.

Переход элемента из одного валентного состояния в другое может быть описан следующей реакцией [Johnston, 1965]:



где n – количество электронов. Эта реакция показывает однонаправленность окислительных реакций, следовательно, зная валентное состояние одного из элементов, можно прогнозировать валентное состояние и других элементов. Мерой окислительно-восстановительных условий выступает фугитивность кислорода (fO_2). Однако из экспериментальных данных известно, что редокс-реакции с участием элементов переменной валентности зависят, кроме fO_2 , от температуры, давления и состава расплава. Для железа соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} при постоянном давлении описывается следующим эмпирическим уравнением (формула Сэка с уточнением [Борисов, Шапкин, 1989]):

$$\log(Fe^{3+}/Fe^{2+}) = h/T + k \log fO_2 + S, \quad (2)$$

где h , k и S – константы, зависящие от состава расплава; T – температура, К. Зная соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , можно решать обратную задачу – определения фугитивности кислорода, но при этом необходимо знать влияние давления, температуры и состава расплава на соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} .

В работе [Мишин, Романовский, 1993] сделана попытка оценить влияние этих параметров на окисленность железа применительно к мезозойско-кайнозойским магматическим образованиям Дальнего Востока. Часть выводов авторов нашла экспериментальное подтверждение [Борисов и др., 1991].

Влияние fO_2 на редокс-реакции ~~хорошо~~ изучено экспериментально. При фиксированной температуре и давлении справедливо эмпирическое уравнение [Борисов и др., 1991]

$$\lg \frac{M^{m+n}}{M^{m+}} = k \lg fO_2 + At, \quad (3)$$

где At – константа, зависящая от состава расплава, температуры и редокс-пары; $k = \frac{n}{4}$ (n – количество электронов, участвующих в редокс-обмене).

По данным, приведенным в работе [Борисов и др., 1991], видно, что редокс-реакции имеют линейную (в логарифмическом масштабе) зависимость от fO_2 , а наклон прямых задается значением коэффициента k , исключение составляет лишь четырехвалентный ванадий, имеющий максимум в области fO_2 , соответствующий буферу QEM .

Влияние давления на соотношение разновалентных форм изучалось экспериментально, в основном на примере искусственных силикатных систем. Установлено существенное восстановление железа с ростом давления в расплаве системы жадеит-акмит [Mysen, Virgo, 1978]. Аналогичное восстановление хрома отмечалось в экспериментах с расплавом альбит-анортит-диопсид при давлении до 10 кбар [Борисов и др., 1985]. Однако опыты с природными базальтовыми расплавами при давлении до 20 кбар показали весьма незначительное изменение Fe^{3+}/Fe^{2+} , из чего авторы [Борисов и др., 1991] заключают, что декомпрессия природных базальтовых магм не должна приводить к существенному изменению их окислительно-восстановительного состояния.

Сопоставление f плутонических и вулканических пород (см. рис. 53), кристаллизация которых происходила заведомо при разных давлениях, подтверждает некоторое возрастание восстановленности железа в плутонических породах по сравнению с вулканическими и субвулканическими. Однако эти различия оказались столь незначительными ($f = 0,05$), что в практических построениях ими можно пренебречь.

Редокс-реакции для всех экспериментально изученных элементов являются экзотермическими. Следовательно, понижение температуры расплава при фиксированной летучести кислорода должно смещать реакцию (1) вправо, в сторону большей окисленности [Борисов и др., 1991]. Но поскольку вулканические и плутонические породы, различающиеся (по всем оценкам) температурами кристаллизации, имеют одинаковую окисленность железа (в рамках рудномагматических систем), то мы, как и в случае с давлением, делаем вывод, что температура кристаллизации не оказывала существенного влияния на соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в рассматриваемых магматических породах.

Влияние состава расплава на соотношение разновалентных форм элементов изучено еще недостаточно. Экспериментальные работы в основном направлены на выяснение роли щелочей на редокс-реакции. Р.В. Дугласом (см.: [Борисов и др., 1991]) на примере простых силикатных систем для железа, церия и хрома установлено возрастание доли окисленных

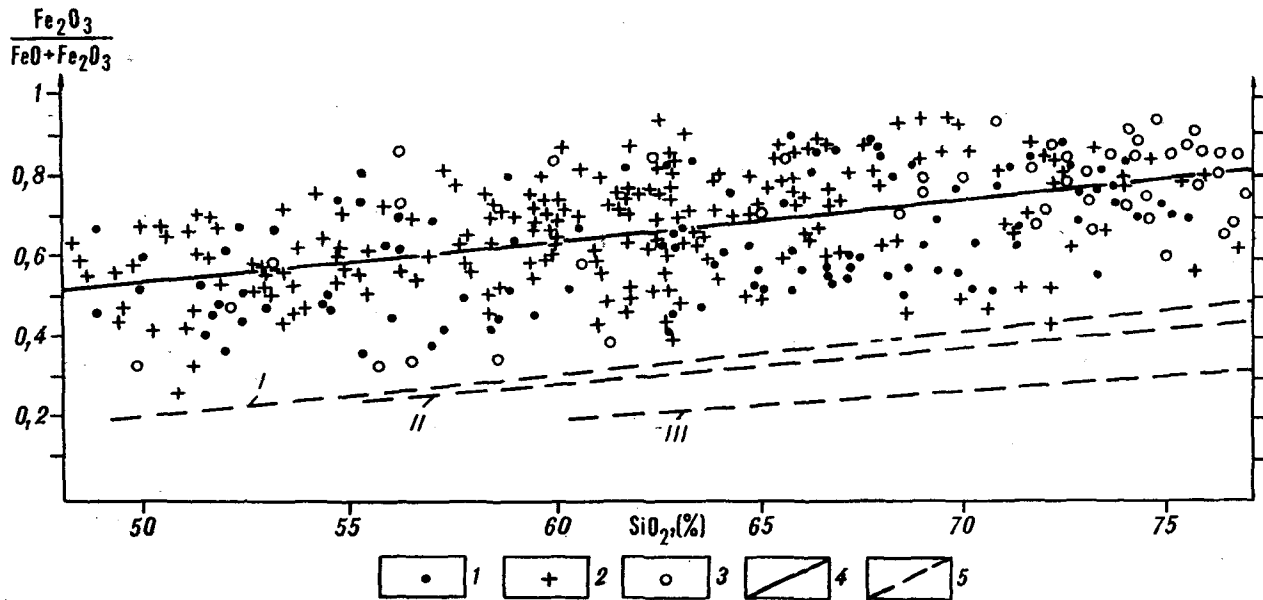


Рис. 55. Зависимость окисленности железа в вулканических и субвулканических породах от содержаний SiO_2

1-3 - фигуративные точки золотоносных пород Ульяновского (1), Преддзугдзурского (2) прогибов и Нижне-Бурейского вулканического поля (3); 4, 5 - линии регрессии вулканиитов зон: 4 - золотоносных, 5 - оловоносных (I - Хингано-Яуриин-Каменушинской, II - Ям-Алиньской, III - Баджальской)

форм с ростом щелочности пород. Аналогичное окисление железа с ростом щелочности отмечено для базальтов Исландии [Лапин и др., 1985]. Н.П. Романовский [1987] и Л.В. Эйриш [1989] отмечают противоположную тенденцию – пониженная щелочность с преобладанием натрия над калием в гранитах магнетитовой серии и повышенная щелочность с преобладанием калия над натрием в оловоносных гранитах ильменитовой серии.

Корреляционный анализ f с K_2O , Na_2O , $K_2O/K_2O + Na_2O$ и $K_2O + Na_2O$ в наиболее дифференцированных по щелочности вулканических и субвулканических породах центральной части Ульинского прогиба показал, что коэффициент корреляции этих параметров близок к нулю. Аналогичный результат был получен для пород Преддзугджурского вулканогенного прогиба и Нижне-Амурской вулканической зоны.

В противоположность щелочности кремнекислотность пород оказалась в хорошем соответствии с окисленностью пород. Из рис. 55 видно, что окисленность железа линейно возрастает от базальтов к риолитам. При этом наклон корреляционных линий для окисленных и восстановленных серий пород остается постоянным. Это позволяет, вводя поправку на регрессию, получить значения f , приведенные к породе с определенным содержанием SiO_2 , т.е. учесть влияние кремнекислотности пород на соотношение окисного и закисного железа. Наиболее удобный вид принимает формула окисленности железа, если значения f привести с учетом регрессии к предельным риолитам с содержанием SiO_2 76%. В этом случае

$$f' = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3) + 0,38 - (SiO_2 / 200). \quad (4)$$

Пользуясь формулой (4), можно в единой системе сопоставлять окисленность железа в породах, независимо от их основности. Сопоставление формул (3) и (4) показывает их очевидное сходство: f' – не что иное, как показатель фугитивности кислорода, но измеряемый в условных единицах со значением от 0 до 1. Используя химические анализы, можно определить мольные доли условных магнетита и вюстита и, пользуясь методикой, предложенной Н.С.Никольским [1978], перейти с некоторым приближением от окисленности железа к непосредственным значениям $lgfO_2$ (рис. 56).

Ниже показано, что в металлогенически четко специализированных вулcano-плутонических зонах окисленность железа в процессе эволюции магматогенной системы, как правило, остается достаточно стабильной. Нарушения стабильности в сторону большей окисленности пород иногда имеют место в рудно-магматических системах с восстановительным режимом, но они редки и не имеют четкой направленности. Это создает возможность для построения карт окислительно-восстановительных обстановок для отдельных этапов магматической деятельности и их сопоставления с металлогеническими картами, поскольку окислительно-восстановительная обстановка оказывает решающее влияние как на собственно процессы рудоотложения, так и на металлогеническую специализацию рудоносных магматических комплексов. Связано это с тем, что при различной фугитивности кислорода элементы переменной валентности имеют различную химическую активность и обладают разной

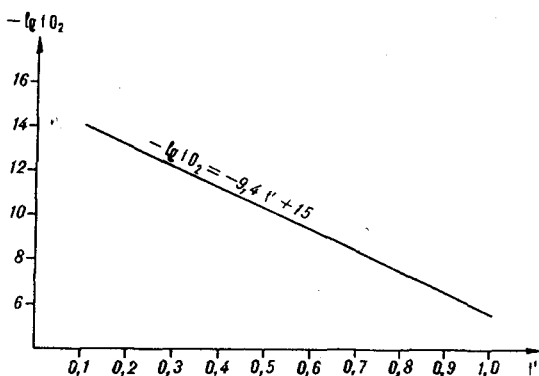


Рис. 56. Зависимость f' от фугитивности кислорода (построена по методике Н.С. Никольского [1978])

растворимостью. Так, растворимость в магме Sn^{2+} почти в 10 раз выше, чем при тех же условиях растворимость Sn^{4+} [Некрасов, 1984]. При этом Sn^{2+} может существовать только в восстановительной обстановке. В окислительной обстановке Sn^{2+} переходит в Sn^{4+} , которое тут же выпадает в форме слабо растворимого SnO_2 [Некрасов, 1984].

Судя по экспериментальным данным [Борисов и др., 1991], медь, по отношению к окислительно-восстановительным условиям, ведет себя диаметрально противоположно олову. В природе медь встречается в форме Cu^+ и Cu^{2+} . Уже при $fO_2 = 0,21$ атм около 45% меди находится в форме Cu^+ , и концентрация эта возрастает до 98% при fO_2 , соответствующей буферу *QFM*, при этом растворимость меди резко падает. Согласно [Борисов и др., 1991], растворимость меди в этих условиях не превышает 0,01–0,04 мас.%. В окислительных условиях, соответствующих буферу *QFM* и *NM*, доля двухвалентной меди резко возрастает и возрастает ее растворимость. Подобное поведение при изменяющейся fO_2 обнаруживает молибден [Tacker, Candella, 1985].

Приведенные примеры убедительно показывают определяющее значение окислительно-восстановительных условий на металлогеническую специализацию магматических пород.

Уже отмечалось, что использование показателя f' для выяснения окислительно-восстановительных условий в РМС разных типов может осложняться неустойчивостью первичных значений f под воздействием последующих "вторичных" процессов: гидротермальных изменений, реакций с кислородом воздуха во время эффузии и экструзии магмы. В процессе выветривания первичное Fe^{3+}/Fe^{2+} также может быть смещено в сторону больших значений f . К примеру, пробы из керна скважин в районе Хинганского оловорудного месторождения оказались значительно более восстановленными, чем образцы тех же пород, отобранные с поверхности. Подобное увеличение с глубиной восстановленности железа отмечается в Каменушинской вулcano-тектонической структуре.

Несмотря на указанные осложняющие условия, мы сочли возможным впервые для рассматриваемого региона составить карту окислительно-восстановительных обстановок формирования магматических пород [Мишин, Романовский, 1993]. Основанием для этого являлись представления о том, что на массовый силикатный анализ обычно отбираются образцы свежих пород, гораздо реже анализируются туфы, ошлакованные разности лав, выветрелые разности пород и т.д. Кроме того, ранее проведенный анализ распределения значений f показал, что вариации значений f , связанные с наложенными процессами, не затушевывают первично восстановленную или окисленную природу анализируемых пород, если используются осредненные данные: выборка даже из трех-пяти анализов практически всегда оказывалась достаточно представительной. Повышенная дисперсия значений f' отмечается в Хингано-Олонойской вулcano-тектонической депрессии, поэтому для этой территории при составлении карты как исключение использовались лишь анализы проб, отобранных из керна скважин.

При составлении карты окислительно-восстановительных обстановок в качестве основной базы данных использовался петрохимический банк на магнитных накопителях ПГО "Дальгеология". Кроме банка данных и личной коллекции, использовались силикатные анализы магматических пород, полученные при геолого-съемочных работах в последние годы и не вошедшие в банк данных. Эти анализы были любезно предоставлены геологами М.Э. Ан, А.И. Буханченко, В.Б. Григорьевым, В.А. Евтушенко, С.Г. Кисляковым, М.Ю. Носыревым, Л.Р. Переверзьевым, А.Д. Петуховым, Е.А. Тиньковым. Всего при составлении карты было задействовано 10780 силикатных анализов. Осреднение значений f' осуществлялось по элементарным ячейкам – планшетом масштаба 1 : 100 000. В среднем на планшет приходилось 26 анализов; ячейки, содержащие менее трех анализов, рассматривались как не обеспеченные данными.

При анализе карты (рис. 57, см. вкл) обращают на себя внимание выдержанность значений f' в пределах крупных регионов и совпадение ориентировки аномалий с простираниями основных тектонических элементов. На севере территории выделяется Куйдусунская зона восстановленных пород ($f' = 0,2-0,4$), включающая Куйдусунский вулканоген и перивулканическую зону Ульяновского вулканогенного прогиба. Вдоль Охотского побережья и далее на запад, параллельно Удско-Мургальской зоне, намечается протяженная полоса окисленных пород ($f' = 0,5-0,8$), в пределах которой обособляется Ульяновская, Преддзугджурская и Становая аномальные зоны. Для Ульяновской и Преддзугджурской зон весьма характерно плавное увеличение восстановленности пород в прибрежной части аномальной полосы. Со стороны Сибирской платформы Удско-Мургальская зона окисленных пород не оконтурена из-за недостатка данных; имеющиеся здесь разрозненные немногочисленные выходы гранитоидов характеризуются высокими значениями f' (0,5–0,8).

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяется крупная

Таблица 15

**Влияние окислительно-восстановительной обстановки
формирования магматических комплексов
на их металлогеническую специализацию**

| Тип рудопоявлений | Количество рудо- проявлений | Окислительно-восстановительные обстановки (частота встречаемости, %) | | |
|-------------------|--------------------------------|---|----------------|------------|
| | | $f' > 0,5$ | $f' = 0,4-0,5$ | $f' < 0,4$ |
| Золото | 386 | 53 | 34 | 13 |
| Полиметаллы | 172 | 48 | 31 | 21 |
| Молибден | 213 | 56 | 16 | 28 |
| Олово | 240 | 16 | 16 | 68 |

Нижне-Амурская зона окисленных пород ($f' = 0,5-0,7$), которая к югу, огибая Сихотэ-Алинский свод, раздваивается на две субмеридиональные полосы. Восточная из них пространственно совпадает с прибрежной частью Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а западная – с Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Судя по разрозненным выходам высокоокисленных пород ($f' = 0,7-0,8$), обнажающихся из-под рыхлых отложений Средне-Амурской впадины, западная зона к югу резко расширяется и, очевидно, соединяется с Сутарской зоной окисленных пород. Собственно Сихотэ-Алинский свод представляет собой область развития восстановленных пород ($f' = 0,2-0,4$) в виде открытого на юг овала с характерным плавным увеличением окисленности пород от осевой части свода к его подножию.

Восстановительной обстановкой формирования магматических пород отличаются обширные пространства Баджало-Тайканской горной системы, включающие восточную часть Буреинского массива и зону сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем ($f' = 0,2-0,4$, редко 0,5). Для юга Буреинского массива характерно контрастное чередование окисленных (Сутарская и Нижне-Бурейско-Архаринская) и восстановленных (Хинганская и Бирская) зон. Нижне-Бурейско-Архаринская зона на большей части ее территории перекрыта рыхлыми отложениями Зейской впадины. В северо-западной части Буреинского массива распространены преимущественно окисленные породы ($f' = 0,4-0,7$) с широтным простиранием аномальных зон.

Как и предполагалось, металлогеническая характеристика тектономагматических сооружений оказалась в тесной зависимости от показателей окислительно-восстановительной обстановки формирования магматических комплексов. Для территории Хабаровского края и Амурской области проанализировано пространственное распределение в аномалиях f' более тысячи зарегистрированных проявлений золота, олова, полиметаллов и молибдена. Частота встречаемости каждого вида объектов в различных окислительно-восстановительных обстановках отражена в табл. 15. Полученные статистические данные возможно несколько искажены в связи с тем, что проявления металлов, хотя и при несом-

ненном примате их тихоокеанской датировки, рассматривались вне зависимости от возраста, тогда как окислительно-восстановительные обстановки характеризуют мезозойско-кайнозойский этап рудно-магматических процессов. Кроме того, в анализируемых данных по полезным ископаемым Дальнего Востока использована грубая пометальная классификация месторождений и проявлений. Вследствие этого часто возникают неясности в формационной принадлежности, например полиметаллических проявлений.

Рудно-формационная принадлежность для некоторых месторождений при отнесении их к окисленному или восстановленному типам приобретает иногда решающее значение. Если оловянные, олово-полиметаллические и олово-вольфрамовые гидротермальные месторождения всех формационных типов ассоциируют практически только с восстановленными породами, то золоторудные месторождения обнаруживают определенную полигенность. Месторождения золото-серебряной формации пропилитового типа, а также золото-кварцевой формации ассоциируют преимущественно с окисленными породами. Месторождения золота редкометальной формации, нередко тесно связанные в пространстве с оловянными месторождениями, располагаются в районах развития восстановленных пород. Двойственность по отношению к окислительно-восстановительной обстановке обнаруживают месторождения серебра. Золото-серебряные месторождения, как уже отмечалось, характерны для окислительных обстановок. Собственно серебряные, а также месторождения олово-серебряные и олово-серебряно-полиметаллические чаще характеризуются восстановительной обстановкой формирования магматических пород.

Тем не менее полученные данные убедительно подчеркивают специализацию восстановленных пород на олово, а окисленных – на золото и полиметаллы: 84% оловянных объектов расположены в районах с $f' < 0,5$, а 87% золотых – в районах с $f' > 0,4$. Ранее, при изучении только мезозойско-кайнозойских гранитоидов Приамурья [Романовский, 1987], было установлено, что 93% золоторудных объектов отмечаются в пространственной связи с магнитными (окисленными) интрузиями и только 7% – со слабомагнитными (восстановленными). Для оловорудных проявлений выявлена обратная зависимость: 89% объектов ассоциируют со слабо-магнитными гранитами и лишь 11% – с магнитными. Очевидно, что рассматриваемые показатели практически идентичны.

Различные формационные типы месторождений нередко имеют зональное распределение. Так, по имеющимся данным [Эйриш, 1991], от центра Сихотэ-Алинского свода к его обрамлению происходит смена золотого оруденения редкометальной формации (ассоциирует с оловянными проявлениями) золото-серебряным и, наконец, месторождениями золото-кварцевой формации. Эта зональность находит поразительно точное отображение на карте окислительно-восстановительных обстановок. Подобная зональность – смена оловянного и золото-редкометального оруденения с оловом и серебром золото-серебряным и золото-кварцевым, сопровождаемая направленным увеличением окисленности магматических пород, – наблюдается и в

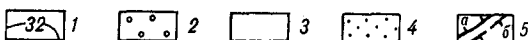
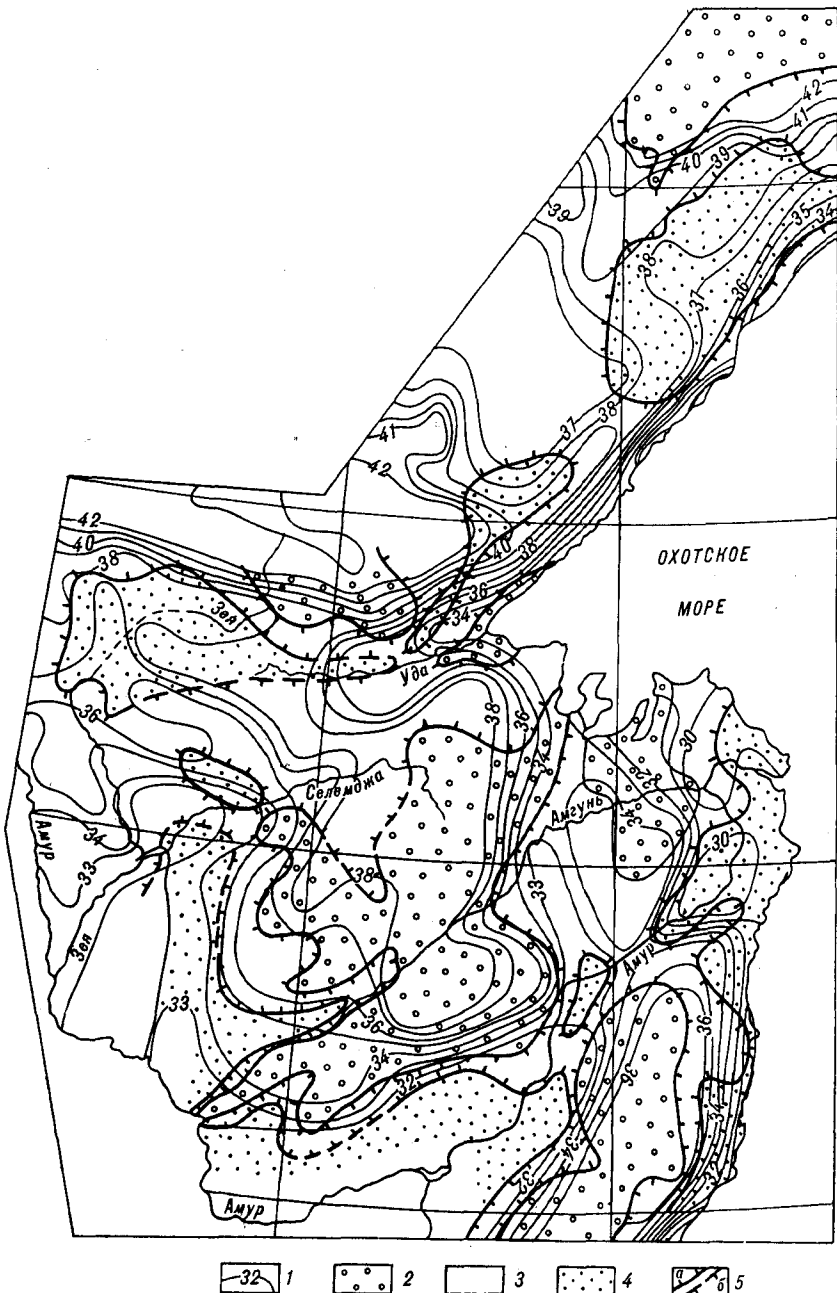


Рис. 58. Карта мощности земной коры и окислительно-восстановительных обстановок мезозойско-кайнозойских рудно-магматических систем юга Дальнего Востока. Использована карта мощности земной коры, составленная Э.Л. Рейнлибом (см: [Романовский и др., 1992])
 1 – изолинии мощности земной коры (км); 2–4 – значения f' ; 2 – менее 0,4(2), 3 – 0,4–0,6(3); 4 – более 0,6; 5 – изолинии, обеспеченные данными значений f' (а) и предполагаемые (б)

Ульинско-Куйдусунской части Охотско-Чукотского вулканического пояса [Мишин, 1991].

Рассматривая природу различной окисленности магматических пород, следует подчеркнуть, что при общем совпадении простираний тектонических элементов и аномалий f' контуры областей различных окислительно-восстановительных обстановок не всегда согласуются с деталями геологического строения. Имеются примеры устойчивости значений f' в районах с гетерогенным геологическим строением. С другой стороны случается, что на однотипном субстрате контрастно чередуются породы разной окисленности. Наглядный пример – юг Буреинского массива и район, примыкающий к южному побережью Охотского моря. Эти данные, несомненно, указывают на определенную автономность флюидных РМС и их первичную глубинную дифференцированность.

Учитывая глубинную природу РМС тихоокеанского типа, были сопоставлены некоторые геофизические характеристики РМС с показателями окислительно-восстановительных обстановок их формирования. Для выбранной эталонной площади (юг Хабаровского края) рассчитаны коэффициенты корреляции f' с аномалиями Буге, Фая, осредненным рельефом и магнитными аномалиями [Мишин, Романовский, 1992].

Наиболее тесная корреляция значений f' устанавливается с аномалиями Буге и осредненным рельефом. Корреляционный анализ значений f' , осредненных по планшетам масштаба 1 : 100 000, с аномалиями Буге (осреднение с радиусом $R=20$ км и $R=50$ км) для всей территории, показал устойчивость коэффициента корреляции по знаку. Величина коэффициента корреляции в целом оказалась невысокой ($\approx 0,4$). Однако для отдельных регионов (Северный Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье, Баджало-Тайканская горная система), где земная кора подверглась существенной переработке в мезозое и кайнозое, сопоставимость карты окислительно-восстановительных обстановок с гравиметрическими картами, а также с картой мощности земной коры весьма хорошая (рис. 58).

Районам с восстановительной обстановкой соответствуют региональные минимумы силы тяжести, высокогорный рельеф и повышенная мощность земной коры. При сопоставлении схемы размещения плотностных неоднородностей на горизонте 10 км с формализованными картами распределения гранитоидов на дневной поверхности устанавливается, что в 80–85% случаев участки разуплотнения земной коры на глубине 10 км уверенно коррелируются с максимумами распространения мезозойско-кайнозойского интрузивного магматизма [Романовский и др., 1992]. Однако региональные гравитационные минимумы, соответствующие региональным рудно-магматическим системам с восстановительной обстановкой, не могут быть полностью скомпенсированы гранитными батолитами, нижние крошки которых, по геофизическим данным, не опускаются глубже 17 км. Плотностные срезы для глубине 20–30–40 и 60 км показывают, что большинство региональных минимумов силы тяжести трассируются разуплотнением литосферы до глубины 40 км, а Баджало-Ям-Алинский минимум – до 60 км и более [Романовский и др., 1992]. Характерно, что локальные участки с максимальной интенсивностью разуплотнения литосферы на срезах всех указанных уровней в

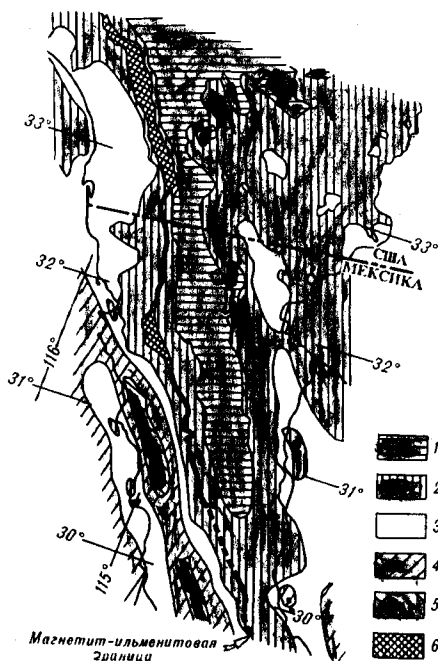


Рис. 59. Соотношение гравитационного поля и границы магнетитовой и ильменитовой серий гранитоидов в северной части штата Калифорния (по: [Gastil, 1990])

1–5 – значения миллигал: 1 – < -70, 2 – от -30 до -70, 3 – от -10 до -30, 4 – от -10 до +10, 5 – > +10; 6 – зона перекрытия магнетитовой и ильменитовой серий

пределах Баджало-Ям-Алинского минимума трассируются в виде субмеридиональной полосы, которой на карте окислительно-восстановительных обстановок соответствует подобная же полоса наиболее контрастных локальных аномалий со значениями $f' = 0,2$. Это указывает на то, что корни восстановленной флюидной системы, вероятнее всего, уходят в верхнюю мантию.

Рудно-магматические системы, формирующиеся в окислительной обстановке, характеризуются повышенными значениями поля силы тяжести и тяготеют к участкам относительно низкогорного или депрессионного рельефа. Они приурочены к блокам с уменьшенной мощностью земной коры или чаще располагаются в градиентных зонах (см. рис. 58). Последнее обстоятельство, очевидно, и предопределяет преимущественно линейную (поясовую) форму магматогенных зон с повышенными значениями f' . По-видимому, при формировании окисленных магматических пород существенную роль играли глубинные разломы, что подтверждается преобладанием среди них вулканических пород в противовес плутоническим в системах с восстановительным режимом, и контрастный характер вулканизма с широким распространением наряду с риолитами андезитов и базальтов. Связь окисленности магматических пород с глубинным строением

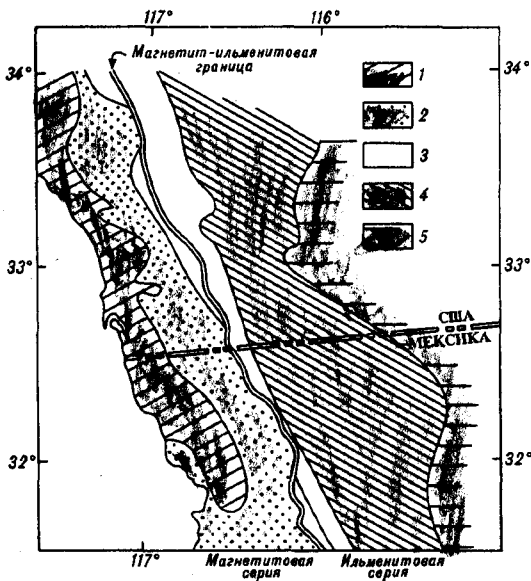


Рис. 60. Соотношение магнетит-ильменитовой границы со значениями $\delta^{18}\text{O}$ в южной части штата Калифорния (по: [Gastil, 1990])

1–5 – значения $\delta^{18}\text{O}$: 1 – < 6,5; 2 – 6,5–8; 3 – 8,0–9,5; 4 – 9,5–11,0; 5 – > 11,0

отчетливо просматривается в береговых батолитах Америки.

Например, в Полуостровном хребте (южная часть шт. Калифорния и север Калифорнийского полуострова) интрузии гранитоидов делятся на западную (магнетитовую) и восточную (ильменитовую) зоны. Разделяющая их граница простирается параллельно береговой линии. С запада на восток со сменой окисленных пород восстановленными происходит уменьшение значений поля силы тяжести, рост мощности земной коры от 25 км на западе до 40 км на востоке, уменьшение основности пород, возрастание ^{18}O (по породе в целом). В этом же направлении возрастает метаморфизм вмещающих пород (отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ [Gastil, 1990]) (рис. 59, 60).

При изучении газово-жидких включений в магматических породах с восстановительным и окислительным режимами установлено, что первые характеризуются меньшим объемом газовой фазы, меньшим содержанием H_2O и CO_2 и смещением C/H в область более водородных составов [Никольский, Сахно, 1991].

Большинство исследователей при анализе флюидного режима Земли исходят из теоретических предпосылок и считают, что первичноводородный флюид по мере продвижения вверх обогащается углеродом, водой и постепенно окисляется. Предполагается, что причинами окисления могут быть снижение давления, диссипация водорода, взаимодействие магм с флюидами вмещающих пород и процессы кристаллизации магм при их становлении [Кадик, Луканин, 1986; Маракушев, 1988; Никольский, Сахно, 1991]. Приведенные в работе и ранее опубликованные [Мишин, Петухова, 1990] данные по окисленности железа свидетельствуют, что

если дифференциация флюидов и имела место, то проходила в очень ограниченных масштабах.

Главная особенность тихоокеанских РМС каждого из двух рассмотренных (окисленного и восстановленного) типов состоит в том, что магматические породы каждого из них независимо от различий в их генезисе (излившиеся или интрузивные, продукты выплавки малых или больших глубин и т.д.) и формационной принадлежности характеризуются одинаковыми окислительно-восстановительными условиями формирования. Эти данные, а также несомненная зависимость окислительно-восстановительных обстановок от особенностей глубинного строения Земли позволяют предполагать, что первичная неоднородность флюидно-магматической системы с позиций фугитивности кислорода существует уже на уровне верхней мантии. Неоднородность мантии в рассматриваемом аспекте подтверждается оценками летучести кислорода в глубинных включениях из кимберлитов и базальтов. Дифференцированность окислительно-восстановительных условий в верхней мантии авторы [Кадик, Луконин, 1986; Кадик, Жаркова, 1991] главным образом связывают с процессами частичного плавления. Плавление в условиях высокого давления в зависимости от первичного состава флюидов и наличия избыточного графита может приводить к повышению или понижению fO_2 в системе. В целом истощение мантии в процессе переплавления ведет к ее окислению [Кадик, Жаркова, 1991]; возможным источником окисления верхней мантии могут быть также процессы, связанные с субдуцированием в мантию океанической коры.

Интенсивный вулканизм в окислительных РМС с преобладанием мантийных вулканитов среднего и основного состава, высокое содержание летучих при значительном содержании H_2O хорошо согласуются с моделью частичного плавления мантии.

Рассматривая возможную роль субдуцированной океанической коры в окислении флюидной системы верхней мантии, следует отметить, что действительно основная масса окисленных рудно-магматических систем занимает окраинно-континентальное положение с характерной зональной сменой окисленных пород восстановленными в сторону континента либо они контролируются внутриматериковыми коллизионными структурными зонами (Амурская, Монголо-Охотская). Однако имеются исключения. Так, например, позднемеловый Хингано-Охотский вулканический пояс, являющийся, по данным [Натальин, 1991], индикатором Амурской субдукционной границы, представляет собой сложную мозаику контрастно чередующихся окисленных и восстановленных вулcano-плутонических систем, которые трудно привязать к конкретным субдукционным структурам.

Выдержанность окислительно-восстановительных условий формирования магматических пород для крупных географически и тектонически очерченных территорий – это реальное подтверждение существования региональных рудно-магматических систем, представления о которых развиваются в работах [Власов, 1979; Магматогенно... 1986; Власов, Мишин, 1992]. Флюидная система, ее окислительно-восстановительные условия – основное связующее звено, обуславливающее специфику магматизма, гидротермального метаморфизма и металлогению региональных РМС.

С субвулканическими породами связаны различные виды гидротермальных месторождений. Иногда локализация руд контролируется исключительно субвулканическими интрузиями, в других случаях рудоносные зоны прослеживаются через субинтрузивы во вмещающие породы, а в отдельных случаях рудоносность фиксируется лишь в обрамлении субинтрузивов, нередко приурочиваясь к более поздним плутоническим породам. Все это порождает различие оценок связи рудоносности с субвулканическими интрузиями.

Все рассмотренные крупнообъемные субвулканические массивы идиоморфного типа относятся к ильменитовой серии и специализированы на оловянное, олово-полиметаллическое, олово-вольфрамовое, олово-серебряное и урановое оруденения. Из всех массивов безрудным на современном срезе является лишь Атарбайский массив, но в его обрамлении известны проявления олова. Все остальные массивы контролируют контрастные рудные узлы. Чтобы получить объективные сведения, подтверждающие исключительную роль субвулканических интрузий идиоморфного типа в распределении рудной нагрузки, были обработаны методом скользящего окна данные по распределению месторождений и проявлений в Южно-Верхоянском синклинии, включая западную часть Куйдусунского вулканогена. Этот район был выбран в связи с резким преобладанием здесь субинтрузивов идиоморфного типа. Использовались регистрационные карты И.Г. Волкодава, С.И. Горохова, В.Б. Григорьева и С.Г. Кислякова. Интенсивность рудной минерализации оценивалась в баллах (пункт минерализации – 1 балл, месторождение – 3 балла) с усреднением данных для стандартной площади, равной планшету масштаба 1 : 50 000 (рис. 61). По такой же методике для той же самой площади была построена карта плотностей распределения субвулканических пород. Плотность оценивалась как процент площади выходов субвулканических пород по отношению к стандартной площади, равной планшету масштаба 1 : 50 000 (рис. 62). При сопоставлении карт обнаруживается значительное их сходство, прежде всего в их структурном рисунке, который можно определить как решетчатый. Этот рисунок весьма напоминает решетчатое распределение металлогенических зон, установленное на Алданском щите [Черкасов, 1979]. Рудоносные субмеридиональные зоны (шириной около 30 км) разделены относительно безрудными участками. Одновременно рудоносные зоны сегментированы на отдельные аномалии безрудными интервалами широтной ориентировки. В целом резче выражено субмеридиональное направление, но на юге синклиния начинает доминировать широтная составляющая. Карта распределения плотностей насыщенности территории субвулканическими интрузиями представляет собой как бы значительный фрагмент карты рудоносности, той ее части, которая включает Куйдусунский вулканоген. Примечательно, что меридиональным субвулканическим зонам соответствует увеличение мощности и расширение в меридиональном направлении ширины выходов вулканогенных накоплений.

Все наиболее контрастные металлогенические аномалии контро-

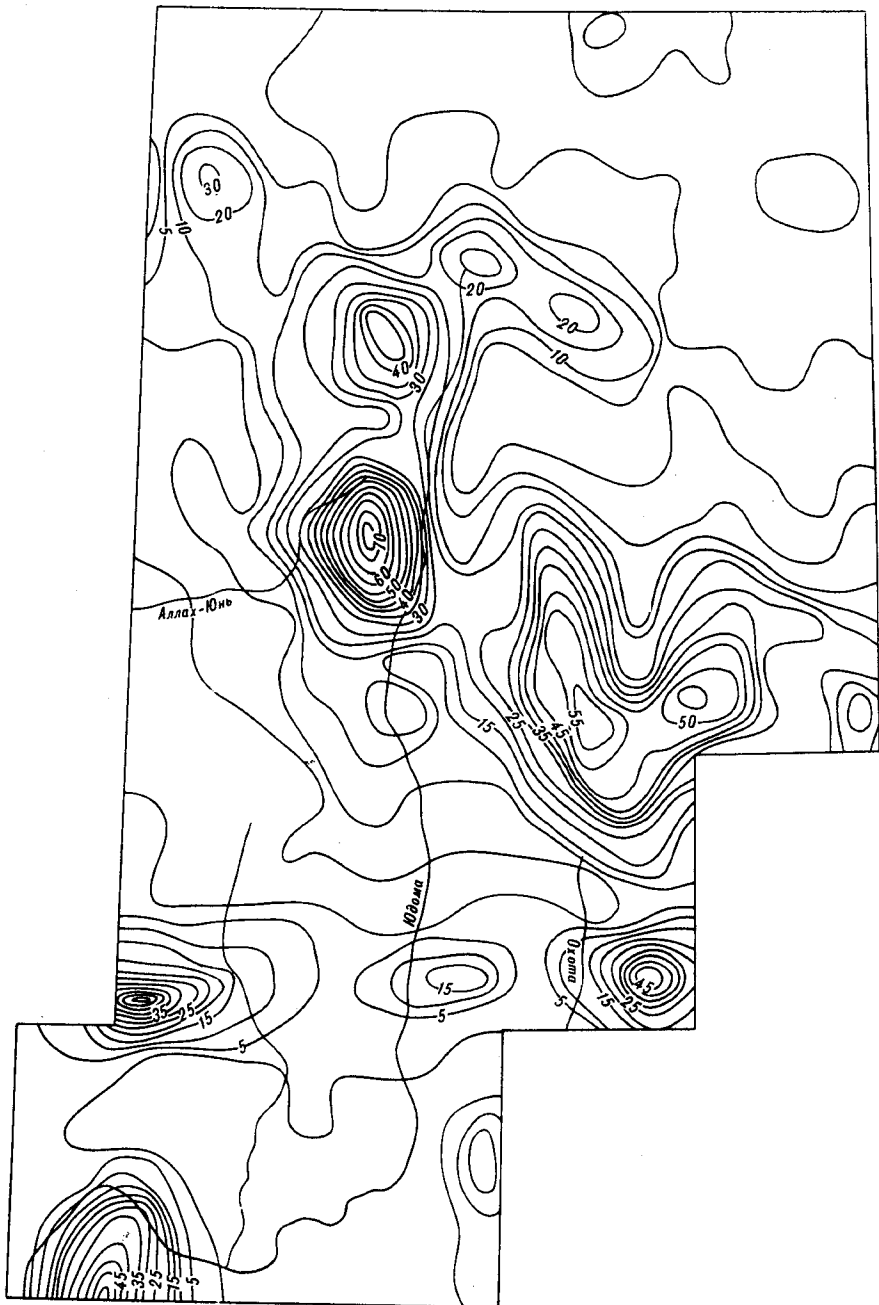


Рис. 61. Карта аномалий рудоности Южно-Верхоянского синклиория
 Изолинии проведены через 5 баллов

лируются аналогичными аномалиями плотностей распределения субвулканических пород. Лишь несколько аномалий в перивулканической зоне Ульинского прогиба контролируются одними гранитами. В целом приведенные карты демонстрируют четкий структурный контроль оруденения субвулканическими интрузиями, но сам характер связей субинтрузии и руд остается не выясненным.

Наиболее объективная оценка связей рудоносности с субвулканическими интрузиями может быть получена при сравнительном анализе большого числа однотипных субвулканических интрузий, различающихся эрозионным срезом. Проанализируем положение руд в конкретных субинтрузивных структурах. С Яурин-Каменушинской группой субвулканических интрузий связаны месторождение и серия рудопроявлений урана.

В Таланджинской вулcano-тектонической депрессии проявления урана известны во вмещающих субинтрузив породах и в его приподошвенной части. В Яуринском наиболее эродированном субвулканическом массиве рудопроявления урана расположены исключительно в нижней некковой зоне субинтрузива. В Каменушинской вулcano-тектонической депрессии известны месторождение и серия рудопроявлений урана, расположенных в краевых и приподошвенных частях субвулканической интрузии, главным образом в породах фельзитовой фации. В обрамлении Каменушинской структуры известны скарновое Канхойское олово-полиметаллическое месторождение и несколько проявлений олова грейзенового типа, приуроченных или контролируемых постсубвулканическими интрузиями гранит-порфиров.

Хингано-Олонойская вулcano-тектоническая депрессия представляет собой крупный рудный район. Здесь находятся месторождения олова разных формационных типов. Традиционно они связывались с обманийским комплексом, в частности с субвулканическими гранит-порфирами. По геофизическим данным, на глубине предполагается гранитное тело. Наличие гранитов подтверждается бурением на Карадубском месторождении, поэтому не исключено, что именно с этими гранитами связано олово Хингана.

С Верхне-Аллахским субвулканическим массивом пространственно совпадает одна из самых контрастных металлогенических аномалий Южного Верхоянья. В его пределах и в обрамлении установлены 11 месторождений и около 120 проявлений с оловянной и олово-полиметаллической минерализацией, иногда содержащих повышенные содержания серебра и золота. На западном фланге центральной части массива расположены Детаньджинское и Ампараиндинское месторождения и большое количество точек минерализации, суммарно образующих обширное рудное поле. Рудоносный ареал накладывается на сам субинтрузив и вмещающие его терригенные породы Верхоянского комплекса. При переходе одних пород в другие меняется лишь морфология рудоносных зон. Преобладает кварц-хлоритовый и кварц-турмалиновый состав рудоносных зон. Аналогичную структурную позицию по отношению к субинтрузиву занимает Хаардахское оловорудное месторождение (восточный фланг субинтрузива). По данным И.Г. Волкодава [1978], оруденение кварц-хлоритового типа концентрируется в основном в

субвулканических дацитах и гранодиорит-порфирах, в меньшей мере во вмещающих вулканогенных и осадочных породах, и отдельные минерализованные зоны заходят в пределы небольшого Матур-Хатынского гранитного массива, прорывающего Верхне-Аллахский субинтрузив. Таким образом, возраст оруденения можно уверенно считать постбатолитовым.

Тарынский субвулканический массив с его гранитоидным обрамлением, как и Верхне-Аллахский массив, маркирует крупный рудный район. На фоне терригенных отложений с многочисленными проявлениями золото-кварцевой и золото-сурьмяной формаций он выделяется не только высокой интенсивностью минерализации, но и своим литофильным металлогеническим профилем [Попов, 1989]. Оловянная минерализация известна в самом массиве, но в основном она концентрируется в его обрамлении в связи с более поздними гранитоидами. Олово-серебряная и серебряная минерализации, связанные с окварцованными и брекчированными породами, наоборот, концентрируются больше среди субвулканических пород, но отдельные зоны прослеживаются за пределы массива и нередко накладываются на гранитоиды, прорывающие субинтрузию дацитов. Например, в центральной части Тарынского массива, в междуречье рек Тарынах и Аид, зоны окварцевания с серебряной минерализацией, приуроченные к поперечным нарушениям северо-восточного простирания, прослеживаются на значительное расстояние за пределы массива. На северо-восточном продолжении одной из таких зон расположено олово-серебряное месторождение Купол. Окварцованные и серицитизированные породы на месторождении Купол располагаются в кровле куполовидной интрузии гранодиоритов. Состав рудоносных зон мало чем отличаются от тех, что расположены среди субвулканических пород. Это минерализованные зоны дробления, штокверковые зоны прожилкования, линзовидные кварцевые жилы, метасоматические зоны окварцевания и серицитизации. Таким образом, в Тарынском массиве серебряная минерализация так же, как и оловянная и вольфрамовая, имеет постбатолитовый возраст.

Проведенный обзор показывает, что крупнообъемные субвулканические интрузии маркируют высококонтрастные по насыщенности месторождениями рудные узлы, но само оруденение имеет постбатолитовый возраст и напрямую не связано с субвулканическими интрузиями.

С субинтрузиями ксеноморфного типа на Дальнем Востоке связаны эпитермальные месторождения преимущественно золото-серебряной формации. По оценке Ю.И. Бакулина [1991], в Восточно-Азиатском поясе к субвулканическим породам приурочена треть всех месторождений золота. Внешне связи оруденения с субвулканическими интрузиями выглядят порой достаточно убедительно и воспринимаются как генетические. Кварц-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-адуляровые метасоматиты и сопровождающие их рудоносные кварцевые и кварц-адуляровые жилы, а также, нередко сопровождающие их вторичные кварциты очень точно вписываются в контуры субвулканических тел. Контакты субинтрузивов зачастую оказываются границами полностью метасоматически переработанных и свежих пород. Автор наблюдал на правом берегу нижнего

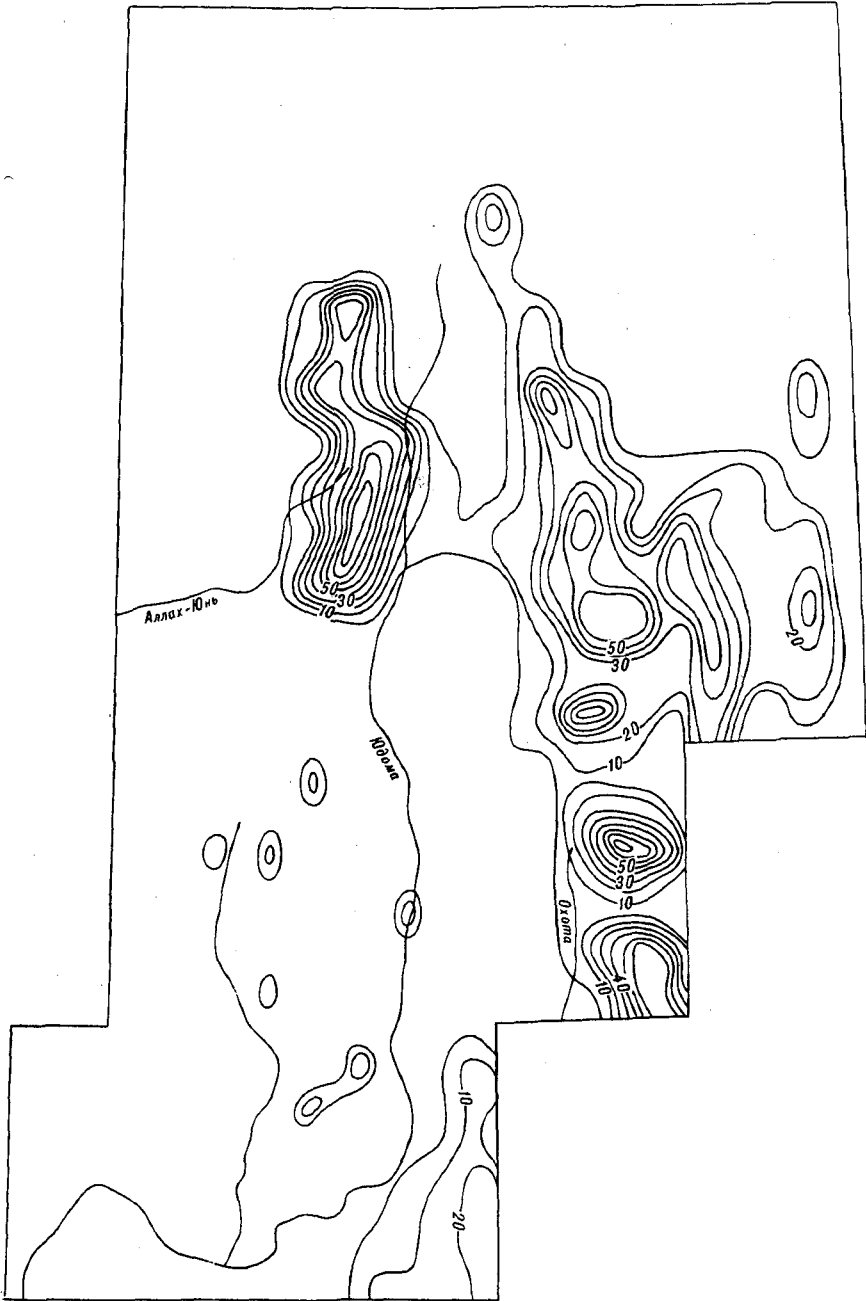


Рис. 62. Карта плотностей распределения субвулканических пород в Южно-Верхоянском синклинии

Изолинии проведены через 10 баллов

течения р. Буреи, в районе месторождения "Прогнозный", дайкоподобное тело трахилипаритов, превращенных во вторичные кварциты среди абсолютно не затронутых вторичными изменениями палеозойских гранитов. Очень высокая выборочность гидротермальных преобразований пород отмечается на золото-серебряном месторождении "Валунистый" (Короткинский купол). Кварцевые и кварц-адуляровые жилы распространены на месторождении, как правило, в контурах субвулканических интрузий трахириолитов; за границей субинтрузивов они выклиниваются или фациально замещаются безрудными кварц-карбонатными жилами.

Как уже отмечалось, преимущественное развитие рудоносных метасоматитов происходит в субинтрузивно-купольных структурах, но далеко не все такие, казалось бы, однотипные структуры рудоносны. Например, из описанных выше структур не подвергнуты гидротермальным преобразованиям породы Средне-Нютского и Нижне-Девочкинского субвулканов. Более того, в пределах рудоносных структур одни субинтрузивы могут быть подвергнуты гидротермальным изменениям, а другие остаются стерильными. Например, в Короткинском куполе субвулканические тела вблизи центральной просадки интенсивно гидрослюдизированы и окварцованы, а на флангах купола аналогичные по составу и строению субвулканические тела не подвергнуты вторичным изменениям.

Проведенный ранее [Мишин, 1982] анализ карты гидротермально измененных пород, построенной для центральной части Ульяновского прогиба, позволил сделать вывод, что поля метасоматитов по времени оторваны от вмещающих их пород, в том числе и субвулканических. Этот вывод может быть подтвержден на примере рудопроявления участка "Красивый", расположенного на левобережье верхнего течения р. Амки. Участок представляет типичный купол с пологим 5–20° переклиналим залеганием пород. Купол сложен туфами и игнимбритами кислого состава, контрастно переслаивающимися с базальтами и андезитами. Они выделяются в составе амкинской свиты и расчленены на три подсвиты. Центральная часть купола сложена вулканитами нижних подсвит и насыщена субвулканическими интрузиями трахириолитов. В верхней части разреза купола сохранились лавы витрофиров, комагматичные субинтрузивным трахириолитам. Витрофиры и отдельные субинтрузивы несогласно перекрываются игнимбритами и коигнимбритовыми туфами верхней толщи амкинской свиты. В пределах купола широко распространены дайки и силлы хакаринских трахибазальтов, завершающих вулканизм в Ульяновском прогибе. Гидротермалиты в пределах купола представлены вторичными кварцитами, кварц-гидрослюдистыми и кварц-гидрослюдисто-адуляровыми метасоматитами, включающим кварц-адуляровые жилы с золото-серебряным оруденением. Приурочены они преимущественно к субвулканическим трахилипаритам, но на восточном фланге кварц-гидрослюдистые и кварц-каолинитовые метасоматиты накладываются на коигнимбритовые туфы верхней толщи амкинской свиты. В центральной части рудного поля адуляризации и окварцеванию подвержены дайки хакаринских трахибазальтов. Приведенные факты позволяют сделать вывод о послехакаринском возрасте оруденения на участке

"Красивый" и значительном возрастном разрыве между внедрением вмещающих руду субинтрузий трахириолитов и рудными процессами.

Субвулканические интрузии ксеноморфного типа пространственно оторваны от гранитоидных интрузий [Мишин, 1991]. Последние в областях развития вулканитов котектического типа имеют, во-первых, ограниченное распространение и, во-вторых, обнажаются на более низких гипсометрических и стратиграфических срезях, главным образом на уровне подошвы вулканогенного чехла. Вследствие такой оторванности трудно судить, как соотносится по возрасту золото-серебряная минерализация с гранитами. Однако учитывая послехакаринский возраст золото-серебряного оруденения в центральной части Ульяновского прогиба, можно предполагать постбатолитовый возраст золото-серебряного оруденения в этой структурно-формационной зоне.

В заключении этого раздела можно сделать вывод, что руды металлов в вулканических зонах связаны главным образом с магматогенной системой в целом, завершая ее развитие, и не связаны генетически с конкретными проявлениями магматизма. Субвулканические интрузии – это прекрасный маркер рудно-магматических систем на наиболее продуктивном близповерхностном их срезе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ряд закономерностей строения субвулканических интрузивов, составляющих основные выводы работы, были в той или иной мере подмечены предшественниками и частично содержались в ранних работах автора. Особенно плодотворно субвулканические интрузивы изучались в 60–70-е годы. Однако низкая детальность исследований и отсутствие высокоинформативных структурных карт приводили к тому, что в целом представления о субвулканических интрузивах и их соотношениях с вулканическими и плутоническими породами были слишком абстрактными и недостаточно способствовали практике поисково-съёмочных работ.

Предложенная методика структурного изучения и картирования субвулканических пород содержит теоретический анализ структур течения и высокоэффективную технологию их изучения. Методика создавалась и совершенствовалась в ходе исследований, поэтому не все ее аспекты оказались реализованными применительно к объектам, включенным в данное исследование. В частности, оказался слабо освоенным раздел, касающийся линейности, поскольку основные результаты изучения линейности были получены на следующий год. Применение данной методики, даже не в полном объеме, позволило расшифровать внутреннюю структуру субвулканических массивов, казавшихся до тех пор "слепыми".

Ниже приводятся основные результаты исследований.

Выделены два морфологических типа субвулканических интрузий. Первый тип (идиоморфный) представлен крупнообъемными телами, формирующимися в условиях относительного сжатия, резко сменяющегося растяжением. Внедрение магмы в основном происходило межформационно с одновременной просадкой подстилающих пород, активной выработкой камеры с дроблением и захватом вмещающих пород и вспениванием расплава. Второй (ксеноморфный) тип субвулканических интрузий формировался в условиях растяжения пассивным заполнением пространства опускающихся тектонических блоков и раскрывающихся клиновидных и коленчатых трещин растяжения относительно дегазированной вязкой магмой.

Оба морфологических типа субинтрузивов различаются петрографическим составом и имеют различные пути кристаллизации. Субвулканические интрузии идиоморфного типа сложены полифировыми породами с неравновесным составом вкрапленников. Выделяются ранний габбровый¹ (плаггиоклаз + гиперстен + авгит) и поздний (кварц + калишпат + биотит) парагенезисы вкрапленников. Процентное содержание вкрапленников габбрового парагенезиса находится в линейной зависимости от кремнекислотности пород, а валовой их состав остается неизменным. Гранитный парагенезис вкрапленников и основная масса пород независимо от валового химического состава имеют состав сухой гранитной эвтектики. Исходные расплавы были строго дозированными, и кристаллизация их происходила дискретно в три стадии. Такой же последовательностью кристаллизации минералов характеризуются гранитоиды.

Субвулканические интрузии ксеноморфного типа сложены преимущест-

¹ По химическому составу это парагенезис больше отвечает габбро-анортозитам.

венно редковкрапленниковыми и афировыми породами, характеризующимися высокой комплементарностью составов вкрапленников и основной массы с валовым составом пород. Кристаллизация вкрапленников носила котектический характер, наиболее типичный для вулканических пород.

Субвулканическим интрузиям идиоморфного и ксеноморфного типа комагматичны покровные образования, которые по петрографическим признакам также могут быть отнесены соответственно к эвтектоидному (гранитному) или котектическому (вулканическому) типам. Игнимбриты также разделяются на эвтектический (баджальский) и котектический (ульянский) типы.

В отдельных магматических системах между гранитоидным интрузивным магматизмом и вулканизмом существует временной разрыв, связанный со сменой режима растяжения (вулканизм) на режим сжатия (гранитообразование). Одновременное проявление вулканических процессов и гранитообразования, по-видимому, невозможно.

Структурные и петрологические материалы позволяют выделить в развитии Сизинджинской системы прогрессивную и регрессивную стадии ее развития. В прогрессивную стадию развития системы активные инъективные процессы происходили лишь в начальный ее период и проявились в образовании массива микродиоритов, микрогаббро и микрокварцевых диоритов. Дальнейшее развитие системы происходило за счет переплавления пород предыдущих фаз и частично вмещающих пород с последовательным образованием (диоритов, реже габбро и кварцевых диоритов, а затем адамеллитов). Этот процесс сопровождался прогрессивным увеличением кристалличности пород и уменьшением контраста в кристалличности внутренних и внешних зон гранитоидных тел. В целом получены достаточно убедительные данные, показывающие, что образование диоритов и адамеллитов шло на месте и проблема пространства решалась исключительно за счет магматического замещения.

В регрессивную стадию вначале происходит локальное переплавление пород ранних фаз с образованием сулвулканических интрузивов, которые мы относим к категории малых самостоятельных интрузий в понимании Ф.К. Шипулина [1965]. От субвулканических интрузий идиоморфного и ксеноморфного типов их отличают гибридность, наличие пойкилобластических структур и собирательная перекристаллизация основной массы пород. Данные признаки указывают, что по условиям кристаллизации эти породы занимают промежуточное положение между собственно плутоническими образованиями и вышеотмеченными субвулканическими породами.

В финальный этап регрессивной стадии внедряются субвулканические интрузии ксеноморфного типа, сложенные стекловатыми породами с морфологией тел, указывающей на условия интенсивного растяжения.

Металлогеническая специализация магматических пород зависит от флюидного режима, определяющего окислительно-восстановительные условия формирования магматических пород. Показателем окислительных условий при формировании магматических пород может выступать степень окисленности в них железа. В конкретных вулканических зонах с выдержанным металлогеническим профилем окисленность железа сохраняется на одном уровне в вулканических и плутонических породах, т.е.

практически не зависит от P - T условий их формирования. Это позволяет, вводя поправку на кремнекислотность пород, сопоставлять в единой системе окисленность железа и, следовательно, фугитивность кислорода при образовании магматических пород независимо от их химического состава, глубины выплавления и глубины кристаллизации. Карта значений коэффициента окисленности

$$f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,38 - (\text{SiO}_2/200),$$

построенная для Дальнего Востока, во-первых, подтвердила большое влияние окислительно-восстановительных условий на металлогеническую специализацию магматических пород; во-первых, выяснилось, что значения f имеют положительную корреляцию с полем силы тяжести и отрицательную корреляцию с рельефом и мощностью земной коры. Последние обстоятельства свидетельствуют о глубинной причине различной восстановленности флюидов.

Применительно к Дальнему Востоку проявляется определенная структурная полярность в распределении месторождений с литофильной и халькофильной минерализацией. Первые распространены в высокогорных районах, в основном в осевых частях водоразделов, а конкретные месторождения и рудные узлы приурочены чаще к вулкано-интрузивным структурам депрессионного типа. Месторождения с халькофильной минерализацией в основном концентрируются в районах с низкогорным и депрессионным рельефом, а конкретные месторождения чаще приурочены к положительным структурным формам (тектонические купола и вулканы).

Данную работу нельзя назвать полным монографическим описанием субвулканических интрузий. Здесь использованы главным образом личные материалы автора и лишь те, которые, на мой взгляд, вносят новизну в проблему субвулканических интрузий. Этим объясняется некоторая схематичность описания постбатолитовых малых интрузий. Остался неосвещенным близповерхностный магматизм ранних этапов Земли. Возможно излишне смелыми на примере одного массива выглядят выводы по проблеме пространства гранитоидов, но считаю необходимым заметить, что Сизинджинский массив – это достаточно типичный плутон сред и гранитоидов I -типа. Уникальность его заключается в прекрасной обнаженности, в благоприятном эрозионном срезе, а также в своеобразии структурной обстановки (стык терригенных и вулканических пород).

Автор надеется, что эта работа вновь повысит интерес исследователей, в первую очередь петрологов, к субвулканическим интрузиям, которые, на мой взгляд, кроме своего самостоятельного значения являются ключом к пониманию процессов кристаллизации гранитов, на окончательный облик которых накладывают отпечаток постсолидусные процессы. В субвулканических породах постмагматическая их трансформация имеет ограниченное место и она легко вычлняется на фоне первично-магматических элементов их кристаллизации.

- Антон Б., Уодсуорт У.* Внутривулканические интрузии Реюньона // Механизм интрузий магм. М.: Мир, 1972. С. 120–133.
- Бакулин Ю.И.* Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем. М.: Недра, 1991. 192 с.
- Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 227 с.
- Билибин Ю.А.* О некоторых чертах металлогении золота // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1947. Ч. 76, № 1. С. 77–91.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К.* Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск: ДВИМС, 1975. 318 с.
- Борисов А.А., Кадик А.А., Жаркова Е.В., Луканин О.А., Слуцкий А.Б., Калинин Н.Б., Маров И.Н.* Влияние летучести кислорода и давления на соотношение Cr^{3+}/Cr^{2+} в расплаве состава альбит–анортит–диопсид // Геохимия. 1985. №4. С. 500–507.
- Борисов А.А., Кадик А.А., Луканин О.А.* Влияние летучести кислорода и давления на редокс-реакции с участием элементов переменной валентности в расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С. 118–182.
- Борисов А.А., Шапкин А.И.* Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия. 1989. № 6. С. 892–897.
- Борисов О.Г., Борисова В.П.* Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 192 с.
- Бородаевская М.Б.* Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 114–135.
- Бородаевская М.Б., Апелъцин Ф.Р.* Генетические типы малых интрузий и их металлогеническое значение // Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносность. М.: Наука, 1969. С. 95–114.
- Бриджуотер К.* Роль магматического обрушения при внедрении гигантских даек Исортака, Южная Гренландия // Механизм интрузий магм. М.: Мир, 1972. С. 52–61.
- Брянский Л.И.* Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 38–46.
- Власов Г.М.* О принципах выделения магматогенно-рудных систем // Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 3–9.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналиях. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Власов Г.М., Мишин Л.Ф.* Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1992. 228 с.
- Волков В.И.* Геологическое строение и состав Юринских куполовидных вулканов // Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963. С. 102–117.
- Волкодав И.Г.* Субвулканическое Хаардахское месторождение касситерит-силикатной формации // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1978. С. 5–34.
- Вольнец О.Н.* О неоднородности составов пород в потоках и экструзиях кислых лав // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973. С. 57–92.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Некоторые петрологические критерии фаций глубинности магматических образований // Сов. геология. 1973. № 5. С. 134–140.

Гинатулин А.М. К вопросу о фациальном расчленении магматических пород // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 6. С. 74–77.

Глубинное строение рудных районов очагового типа: Центральнoазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса / Л.И. Брянский, В.А. Бормотов, Н.П. Романовский и др. М.: Наука, 1992. 157 с.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Литий-фтористые граниты в структурах мезозойской активизации центрального Сихотэ-Алиня // Магматизм рудных районов и узлов (Приморье). Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 36–45.

Гудспид Г.Е. Происхождение гранитов // Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 229–270.

Данем А. Третичный магматический комплекс острова Рам // Механизм интрузии магм. М.: Мир, 1972. С. 9–16.

Дубинчик Э.Я., Путинцев В.К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидных комплексов южной части Дальнего Востока как показатели условий их формирования // Сов. геология. 1971. № 12. С. 30–44.

Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 258 с.

Золотухин В.В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. Новосибирск: СО АН СССР, 1983. 47 с.

Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.

Иванкин Л.Ф. Рудно-магматические системы // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.: Недра, 1971. С. 20–21.

Изох Э.П. Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования // Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976. С. 25–48.

Ичетовкин Н.В. К петрологии Верхне-Аллахского монзонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье) // Вопросы петрографии и минералогии восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 16–29.

Кадик А.А., Жарков Е.В. Окислительно-восстановительные условия минеральных реакций в верхней мантии // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С. 252.

Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.

Каранетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. 104 с.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.

Коттев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 63–80.

Коржаев В.П. Мульды экструзивных куполов – новый тип палеовулканических структур // Глобальные палеовулканогеологические реконструкции и тектоника. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 64–70.

Короновский Н.В. К проблеме игнимбритов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, № 5. С. 106–120.

Короновский Н.В., Фадеев В.Е., Фромберг Э.Л. Причины раздробленности минералов-вкраплений в кислых вулканических породах группы игнимбритов // Там же. 1978. Т. 53, № 5. С. 67–75.

Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1950. 247 с.

Кравченко Н.С. Строение и механизм образования прокластических толщ (на примере Буренского массива) / Сов. геология. 1977. № 3. С. 141–144.

Красильников А.А., Лейбова Л.М., Юдин С.С. Интрузивные игнимбриты Карамкенского рудного поля // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976. № 3, ч. 3. С. 268–273.

Куцев Ю.С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения $Fe_2O_3 : FeO$ в магматических горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 11. С. 63–67.

Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. № 6. С. 747–760.

Лошак Н.П. Особенности строения некоторых вулкано-тектонических структур юга Дальнего Востока // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 47–62.

Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 124 с.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука, 1971. 381 с.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Недра, 1967. 448 с.

Магматогенно-рудные системы / Отв. ред. Г.М. Власов. М.: Наука, 1986. 253 с.

Максимов С.О. Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70–102.

Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджалской вулканической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. н. Владивосток, 1982. 24 с.

Малеев Е.Ф. Опыт картирования вулканогенных формаций // Методика картирования вулканогенных формаций. М.: Наука, 1969. С. 7–42.

Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесие ортопироксен–клинопироксен и ортопироксен–оливин // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 31–53.

Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. 1987. № 14. С. 24–38.

Маракушев А.А. Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 308 с.

Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. 1973. № 1. С. 3–24.

Мартынов Ю.А. Петрология эоцен–миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 132 с. (Тр. Ин-та геологии руд, месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; Вып. 51).

Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.

Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, 1987. 153 с.

Митрофанов Н.П. Субвулканические образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 85–94.

Мишин Л.Ф. О субвулканических игнимбритах юга Буреинского массива // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970. С. 70–71.

Мишин Л.Ф. Связь структуры калинатровых полевых шпатов вулканических пород с метасоматическими процессами // Фации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978. С. 140–145.

Мишин Л.Ф. Лавовый и игнимбритовый комплексы кислых вулканических и комагматичные им два морфологических типа субвулканических интрузивов // Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника: Тез. IV палеовулканол. симпозиум. Хабаровск, 1979. С. 171–172.

Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982а. 122 с.

Мишин Л.Ф. Текстурно-структурные и морфологические типы субвулканических интрузивов кислого состава // Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982б. С. 74–82.

Мишин Л.Ф. Дискретность составов – основа классификации и показатель генезиса магматических пород // Тихоокеан. геология. 1983. № 6. С. 94–104.

Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азия // Там же. 1986. № 6. С. 106–111.

Мишин Л.Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузивов оловяноносных вулканических зон Востока СССР // Там же. 1989. № 2. С. 39–51.

Мишин Л.Ф. Структурное картирование вулканоплутонических комплексов // Сов. геология. 1989. № 11. С. 82–89.

Мишин Л.Ф. Магнетитовые и ильменитовые серии вулканических пород и их металлогения // Там же. 1991. № 5. С. 58–63.

Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 69–77.

Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудномагматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 31–42.

Мишин Л.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г. О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1186–1188.

Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1986. 24 с.

Наталийн Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.

Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука 1984. 236 с.

Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978. 176 с.

Никольский Н.С., Сахно В.Г. Флюидный режим магматизма // Тихоокеанская окраина Азии (магматизм). М.: Наука, 1991. С. 213–228.

Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород / СО АН СССР. Магадан, 1964. С. 6–158.

Полин В.Ф., Коновалова Н.П. Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 3–19.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. 240 с.

Попов В.А. К морфологическому анализу структур минеральных агрегатов // Проблемы онтогенеза минералов. Л.: Наука, 1985. С. 46–59.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.

Попов В.С. О происхождении гранитов // Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14–27.

Попов Л.Н. Закономерности размещения полезных ископаемых Верхнеиндигирского района // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1982. С. 65–77.

Раген Э. Плутонические породы. М.: Мир, 1972. 254 с.

Раген Э. Геология грайта. М.: Недра, 1979. 326 с.

Рамберг Х. Моделирование деформации земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 214 с.

Рей П.С. Игнимбриты жерла Килхрист на острове Скай // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. ли., 1963. С. 199–208.

Рейнольдс Д.Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации // Проблема образования гранита. С. 108–187.

Рид Х. Размышления о граните // Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. ли., 1949. С. 143–294.

Романовский Н.П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. геология. 1976. № 12. С. 64–74.

Романовский Н.П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем // Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1979. С. 11–21.

Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.

Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 31–37.

Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ваццлов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Там же. 1992. № 2. С. 66–78.

Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 362 с.

Рудич К.Н. Магматизм хр. Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 180 с.

Рудич К.Н. Вулканоплутонические формации цепи Черского. М.: Наука, 1966. 125 с.

Рудич К.Н. Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. 200 с.

Рудич К.Н. Малоглубинный магматизм. М.: Наука, 1978. 141 с.

Сахно В.Г., Моисеенко В.Г., Максимов С.О., Никольский Н.С. Эволюция вулканизма и газовых флюидов в вулканических зонах (на примере Востока Азии) // Проблемы петрологии

(геологические аспекты): Материалы V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата, 1976. Т. 1. С. 286–289.

Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.

Святловский А.Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 232 с.

Селянгин О.Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // Бюл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 45–52.

Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 307–371.

Соболев Р.Н. О возрасте ксенолитов в гранитоидах формации малых глубин западной части Центрального Казахстана // Современные методы петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 202–207.

Сотников В.И., Березина А.П., Калинин А.С. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 232–239.

Сперанская И.М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения // Тр. лаб. вулканология АН СССР. 1961. Вып. 20. С. 117–132.

Сперанская И.М. Петрографическая классификация игнимбритов // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. Вып. 19. С. 209–220.

Сперанская И.М., Печерский Д.М. Об условиях образования разных типов игнимбритов // Магнитные свойства изверженных пород / СО АН СССР. Магадан, 1964. С. 181–191.

Стилмен К. Структура и развитие Северного кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси, Южная Родезия // Механизм интрузии магм. М.: Мир, 1972. С. 17–32.

Сухов В.И., Шлейснер О.В. К вопросу о классификации и механизме формирования субвулканических интрузий // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 3–16.

Тарарин И.Л. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 142–167.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

Тащи С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Инъективные морфоструктуры центрального типа (результаты физического моделирования) // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 30–34.

Тихомиров В.Г. Структурный анализ вулканических массивов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1967. № 5. С. 94–114.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. С. 9–196.

Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М.: Атомиздат, 1972. 210 с.

Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций // Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969. С. 5–42.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 286 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 36–48.

Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 174 с.

Хилс Е. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 176 с.

Хитаров Н.И., Наганетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия. 1969. № 3. С. 273–288.

Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 288 с.

Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 201–229.

- Червяковский Г.Ф.* О строении кислых субвулканических интрузий на Южном Урале // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 181–189.
- Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 158 с.
- Шарпенко Л.Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979. 230 с.
- Шарпенко Л.Н., Перекалина Т.В., Копылов В.Н.* и др. Кольцевые структуры района гор Кызылпай (Центральный Казахстан) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. Т. 3. С. 5–27.
- Шеймович В.С.* Геологическое строение стратовулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 43–54.
- Шеймович В.С., Патока М.Г.* Питающие системы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 21–32.
- Шипулин Ф.К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение // Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965. С. 152–262.
- Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 231 с.
- Шеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения. М.: Наука, 1985. 325 с.
- Эйрши Л.В.* О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 64–68.
- Эйрши Л.В.* Золоторудные системы Дальнего Востока // Там же. 1991. № 2. С. 67–80.
- Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.* Флюидпорфировые комплексы подвижных зон // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 30–32.
- Яковлева Е.Б.* Автомагматические брекчии Казахстана // Сов. геология. 1963. № 8. С. 119–123.
- Яковлева Е.Б.* О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулкаников кислого состава Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. С. 57–63.
- Almond D.C.* Ignimbrite vents in the Sabaloka cauldron, Sudan // Geol. Mag. 1971. Vol. 108, N 2. P. 159–176.
- Bretstein Yu.S.* Magnetic properties of Late Cretaceous – cenozoic volcanic Rocks of the Soviet Far East south // J. Phys. Earth. 1988. N 36. P. 39–64.
- Castri A.* On granitoid emplacement and related Structures // Geol. Rdsch. 1987. Vol. 76, N 1. P. 101–123.
- Daly R.A.* The mechanics of igneous intrusions // Amer. J. Sci. 1903. N 13. P. 107–126.
- Didier J.* Granites and their enclaves. Amsterdam: Elsevier, 1973. 393 p.
- Didier J.* Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas // Geol. Rdsch. 1987. Vol. 76, N 1. P. 41–50.
- ✓ *Elston W.E., Smith E.Q.* Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 3393–3406.
- Freeman B.* The motion of rigid ellipsoidal particles in slow flows // Tectonophysics. 1985. Vol. 113. P. 163–183.
- Furman T., Spera F.J.* Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafici-type xenoliths: Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. Vol. 224, N 1/2. P. 151–178.
- Gansser A., Gyr T.* Uber xenolithschwarmer aus dem Bergeller Massiv and probleme der intrusion // Eclogae Geol. Helv. 1964. Vol. 57, N 2. P. 577–598.
- Gastil G.* The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
- Gosh S.K., Ramberg H.* Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear // Tectonophysics. 1976. Vol. 34. P. 1–70.
- Hamilton W., Myers W.B.* The nature of batholiths // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1967. P. 1–30.
- Harkovska A.* Sur un nouveau type de lineation dans des roches volcaniques // Изв. Геол. ин-т. Бълг. АН. Сер. геотектон. 1972. С. 61–73.
- Hawkes Z.* On a partially fused quarthfelsparrocks and on glomerogranular texture // Miner. Mag. 1929. Vol. 22. P. 10–20.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Miner. and Geol. 1977. Vol. 27. P. 293–305.
- Johnston W.D.* Oxidation-reduction equilibria in molten $N_2O \cdot 2SiO_2$ glass // Ibid. 1965. Vol. 48, N 4. P. 184–190.

- Kennedy W.O., Anderson E.M. Crustal layers and the origin of magmas // *Bull. Volcanol.* 1938. Vol. 3. N 23.
- Lehmann B. Tin granites, geochemical heritage, magmatic differentiation // *Geol. Rdsch.* 1987. Vol. 76, N 1. P. 177–185.
- Marsh B.D. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. Vol. 78. P. 85–98.
- Marshall L.A., Sparks R.S.J. Origin of some mixed-magma and netveined ring intrusions // *J. Geol. Soc.* 1984. Vol. 141, N 1. P. 171–182.
- Mayers J.S. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 9. P. 1209–1220.
- Mysen B.O., Virgo D. Influence of pressure, temperature, and Bulk composition on melt structures in the system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{--NaFe}^{3+} + \text{Si}_2\text{O}_6$ // *Amer. J. Sci.* 1978. Vol. 278, N 9. P. 1307–1322.
- Neugebauer H.J., Reuther C. Intrusion of igneous rocks – physical aspects // *Geol. Rdsch.* 1987. Vol. 76, N 1. P. 89–99.
- Passhier C.W., Simpson C. Porphyroclast systems as kinematic indicators // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8. P. 831–843.
- Pitcher W.S. The migmatic older Granodiorite of Thorr district, CO, Donegal // *J. Geol. Soc.* 1952. N 430. P. 413–447.
- Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // *Geol. Rdsch.* 1987. Vol. 76. P. 51–79.
- Pitcher W.S., Read H.H. On the Main Donegal Granite // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1958. Vol. 114. P. 259–305.
- Piwinskii A.J., Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith Oregon // *J. Geol.* 1968. Vol. 76, N 2. P. 205–234.
- Presnall D.C., Bateman P.C. Fusion relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 3181–3202.
- Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. 224 p.
- Sillitoe R.H. Ore deposits in Cordillera and island-arc setting // *Ariz. Geol. Soc. Digest.* 1981. Vol. 14. P. 49–69.
- Smith E.I., Rhodes R.C. Flow direction determination of Lava flows // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 6. P. 1869–1873.
- Tacker R.C., Candela P.A. Experimental determination of crystal-melt partitioning of molybdenum in high – silica systems. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs, Ann. Meet.* 1985. 732 p.
- Takonashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series / ilmenite-series vs. I-type / S-type granitoids // *Mining Geol. Spec. Iss.* 1980. N 8. P. 13–28.
- Turner D.C. Ring-structures in the Sara-Fier Young Granite complex, northern Nigeria // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1963. Vol. 119, N 3. P. 345–366.
- Tuttle O.F., Bowen N.Z. Origin of granite in the light of experimental studies // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. Vol. 74. P. 1–153.
- Vogel Th.A. et al. Origin of the late paleozoic plutonic massifs in Morocco // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87, N 12. P. 1753–1762.
- Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 62, N 2. P. 129–139.
- White A.J.R., Chappel B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 7–22.
- Whitten E.H.T. Quantitative evidence of palimpsestic ghoststratigraphy from modal analysis of a granite complex // *Rep. J. Geol. Congr.* 1960. Vol. 21, N 182. P. 183–193.
- Wood J.S., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 42, N 2. P. 109–124.
- Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 47, N 1/2. P. 41–71.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава 1 Близповерхностный магматизм (история исследований) | 7 |
| Глава 2 Методика изучения субвулканических образований | 16 |
| Структуры течения | 16 |
| Фациальный анализ | 28 |
| Глава 3 Крупнообъемные субвулканические интрузии (идiomорфный тип) | 30 |
| Морфология и фациальный состав | 30 |
| Особенности петрографического и петрогеохимического состава пород | 51 |
| Глава 4 Субинтрузии, комагматичные лавовому комплексу (ксеноморфный тип) | 78 |
| Структура субинтрузивов | 79 |
| Механизм образования и особенности состава субинтрузий ксеноморфного типа | 91 |
| Глава 5 Проблема вулканоплутонизма | 109 |
| Типы вулкаников кислого состава и их соотношение с субвулканическими интрузиями | 109 |
| Связь субинтрузивного и гипабиссального магматизма и проблема пространства в магматической геологии (на примере сизинджинского массива) | 113 |
| Глава 6 Постбатолитовые субинтрузии кислого состава | 156 |
| Субинтрузии центрально-кольцевых магматических комплексов | 156 |
| Многоликость порфиров | 160 |
| Глава 7 Металлогения субвулканических комплексов | 166 |
| Металлогеническая специализация | 166 |
| Рудоносность субвулканических интрузий | 191 |
| Заключение | 198 |
| Литература | 201 |

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| Introduction | 3 |
| Chapter 1 Subsurface magmatism (history of investigation) | 7 |
| Chapter 2 Methods of studying subvolcanic formations | 16 |
| Flow structures | 16 |
| Facial analysis | 28 |
| Chapter 3 Big subvolcanic intrusions (idiomorphic type) | 30 |
| Morphology and facial composition | 30 |
| Peculiarities of petrographic and petro-geochemical composition of rocks | 51 |
| Chapter 4 Subintrusions comagmatic with lava complex (xenomorphic type) | 78 |
| Structure of subintrusives | 79 |
| Mechanism of formation and compositional peculiarities of subintrusions of xenomorphic type | 91 |
| Chapter 5 Problem of Volcano-plutonism | 109 |
| Types of acidic volcanic rocks and their correlation with subvolcanic intrusions | 109 |
| Relationships between subintrusive and hypabyssal magmatism, and the problem of space in magmatic geology | 113 |
| Chapter 6 Postbatholithic acidic subintrusions | 156 |
| Subintrusions of central-ring magmatic complexes | 156 |
| Many-sidedness of porphyry | 160 |
| Chapter 7 Metallogeny of subvolcanic rocks | 166 |
| Metallogenic specialization | 166 |
| Ore content in subvolcanic intrusions | 191 |
| Conclusion | 198 |
| References | 201 |

Научное издание

Мишин Леонид Федорович

**СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ
КИСЛОГО СОСТАВА**
(морфология, фациальный состав,
петрология, металлогения)

*Утверждено к печати
Институтом тектоники и геофизики
ДВО РАН*

Редактор *Л.И. Приходько*

Художник *Е.Н. Волков*

Художественный редактор *Н.Н. Михайлова*

Технический редактор *Т.А. Резникова*

Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 27.11.91.

ИБ № 767

Подписано к печати 13.01.94. Формат 60 × 90 1/16

Гарнитура таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,0 + 0,6 вкл. Усл.кр.-отт. 14,0. Уч.-изд.л. 16,5

Тираж 220 экз. Тип. зак. **62**

Ордена Трудового Красного Знамени

издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография № 1 ВО "Наука"

199034, Санкт-Петербург, В-34,9-я линия, 12

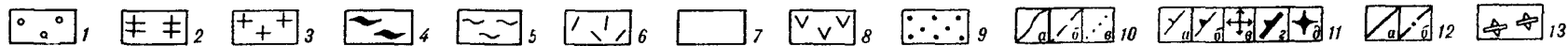


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Атарбайского массива

1 – рыхлые отложения; 2 – лейкократовые субщелочные граниты; 3 – гранодиорит-порфиры; 4–7 – кристаллогнейбриды дацитов: 4 – стекловатые и гнейбритовыми структурами, 5 – флюидальные и шлировидно-флюидальные с фельзитовой основной массой, 6 – аутометасоматически перекристаллизованные шлировидные, 7 – нерасчлененные; 8 – меловые (доатарбайские) нерасчлененные вулканические и субвулканические породы; 9 – терригенные отложения Верхоянского комплекса; 10 – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 11 – элементы залегания: контактов (а), слоистости (б), флюидальности (в – усредненные, г – единичные, д – горизонтальные); 12 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – ось подводющего канала

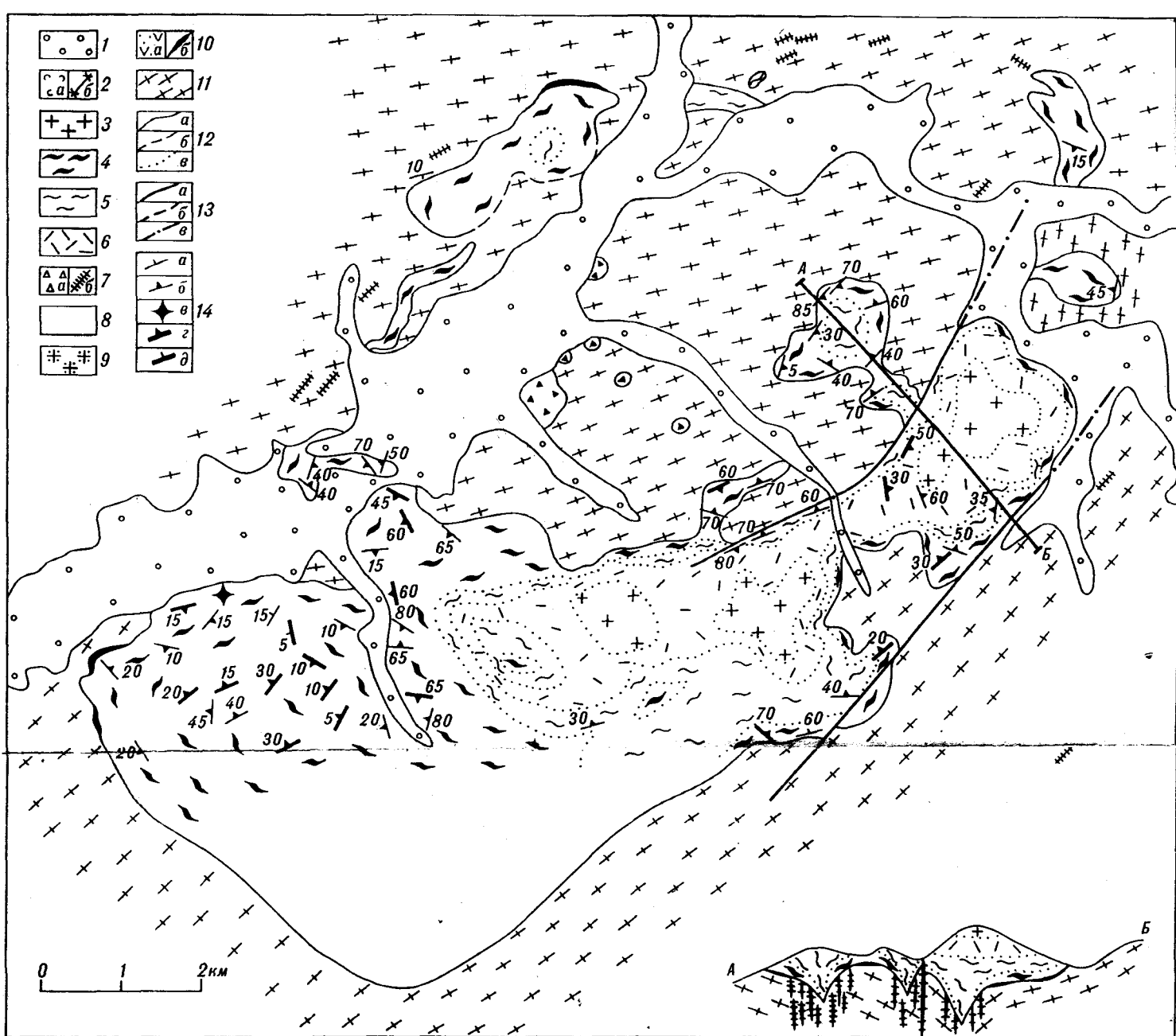


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Юринского субвулканического массива

1 – рыхлые отложения; 2 – фельзиты и мелковкрапленниковые риолиты (а) и их вмесаштабные дайки (б); 3–8 – субинтрузивные породы: 3 – гранит-порфиры, 4 – игнимбриты риолитов, 5 – флюидальные и массивные риолиты, 6 – крупновкрапленниковые риолиты, 7 – эруптивные брекчи (а) и вмесаштабные дайки риолитов игнимбритов и туффизитов (б); 8 – фашиально нерасчлененные субвулканические риолиты; 9 – гранит-порфиры второго этапа; 10 – меловые вулканогенные образования (а) и их вмесаштабные выходы (б); 11 – кристаллический фундамент; 12 – границы резкие (а – установленные, б – предполагаемые) и фашиальные (в); 13 – разломы установленные (а), предполагаемые (б) и перекрытые рыхлыми отложениями (в); 14 – элементы залегания: контактов (а), слоистости (б), флюидалности – горизонтальное (в), единичные (г), усредненные (д)

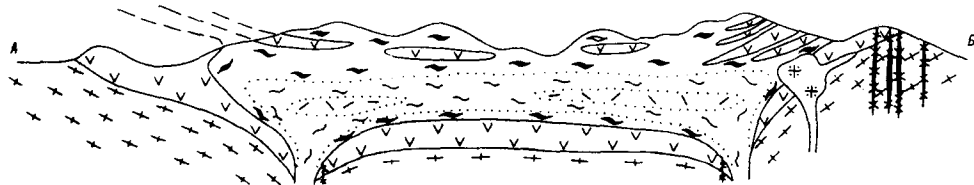
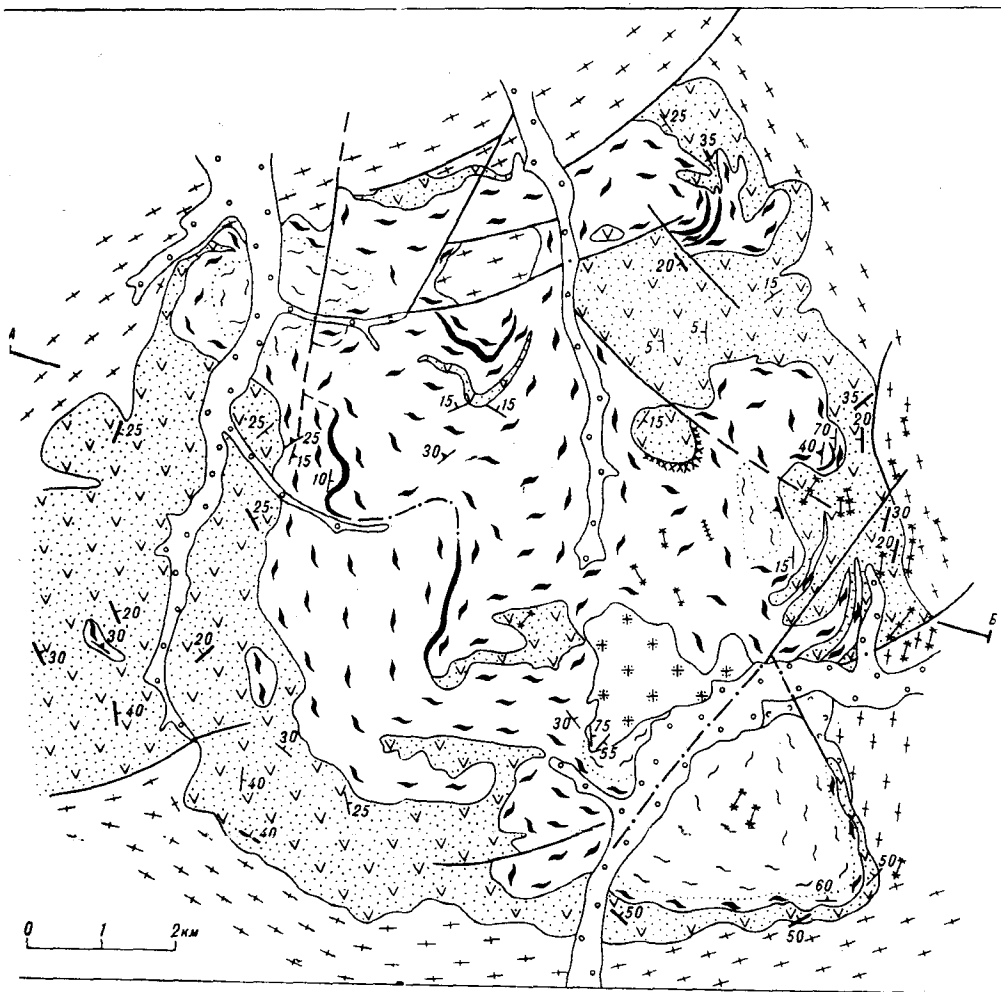


Рис. 14. Геологическая карта Таланджинского субвулканического массива
Усл. обозн. см. на рис. 11

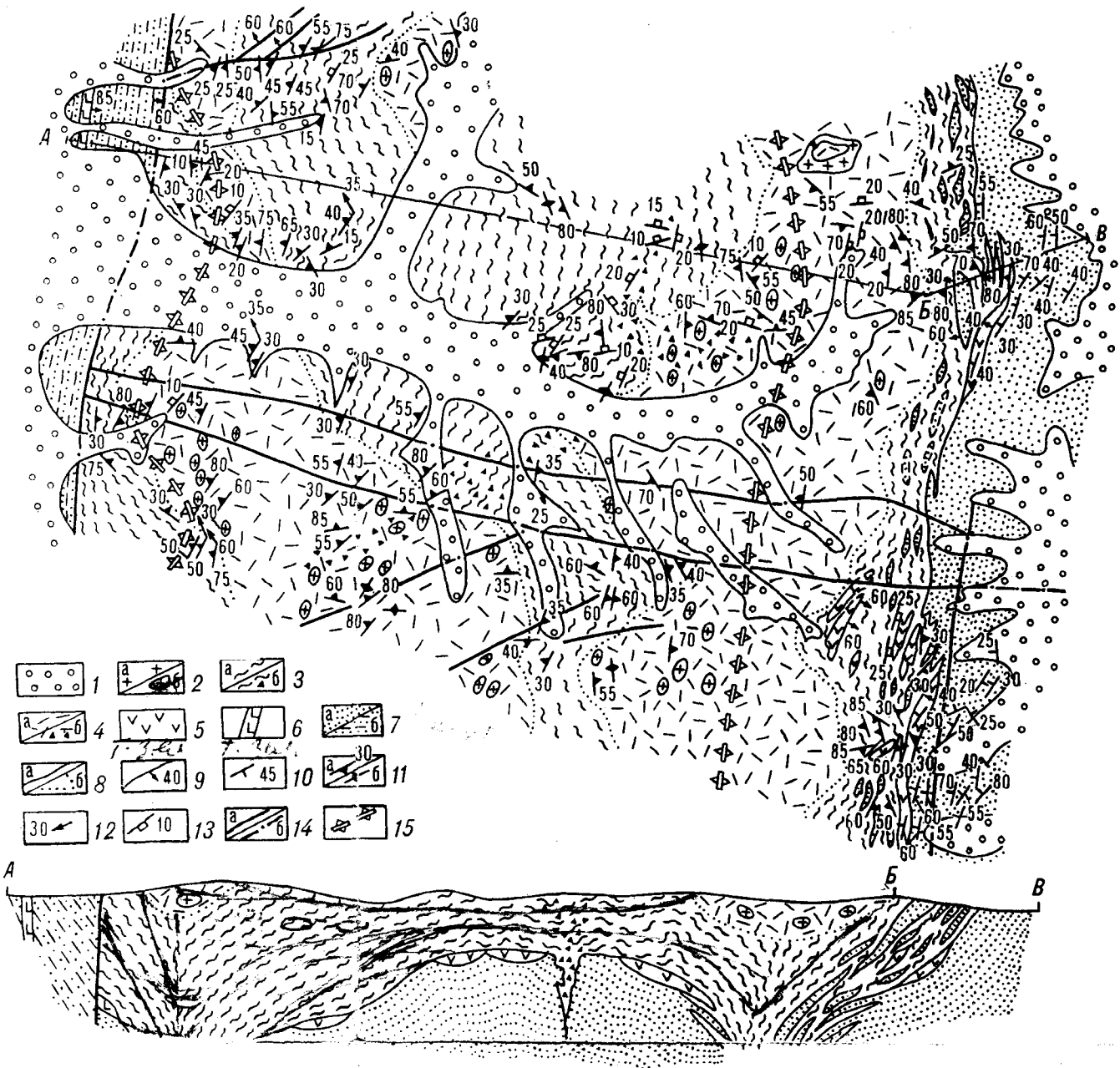


Рис. 16. Геологическая карта центральной части Тарынского массива

1 - рыхлые отложения; 2-4 - породы Тарынского массива: 2 - гранодиорит-порфиры - масштабные (а) и массивные (б) выходы, 3-4 - дациты флюидальные с фельзитовой основной массой (3) и массивные с микроплитовой основной массой (4) (а - с рядкими ксенолитами, б - насыщенные ксенолитами); 5 - вулканогенные породы; 6 - дайка мелкозернистого габбро; 7 - терригенные отложения массивные (а) и рассланцованные (б); 8 - геологические границы: резкие (а) и постепенные (б); 9-10 - наклонное залегание контактов и слюистости; 11 - залегание флюидальности: наклонное (а) и вертикальное (б); 12 - ориентировка линейности; 13 - ориентировка плитчатости, перпендикулярной столбчатой отдельности; 14 - разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 15 - осевые линии максимальных погружений подошвы субинтрузива; А-В - линия разреза

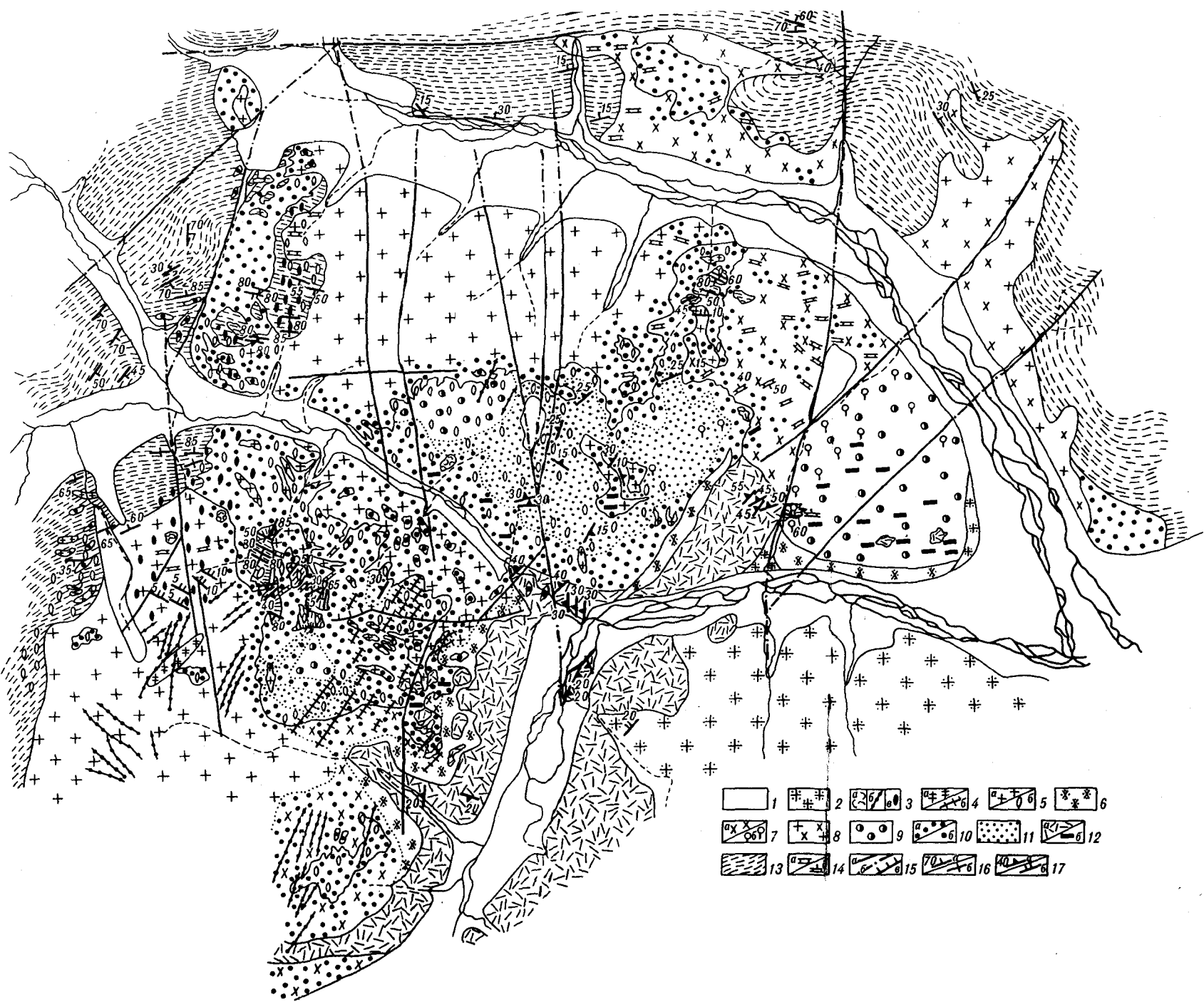


Рис. 36. Геологическая карта Сизиджинского гранитоидного массива

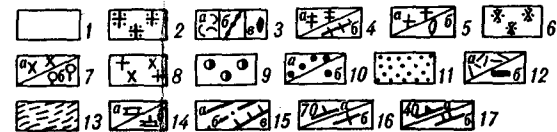


Рис. 36. Геологическая карта Сизинджинского гранитоидного массива

1 – рыхлые отложения; 2 – аляскитовые граниты (K_2); 3 – субвулканические липарито-дациты (а), их дайки (б) и немасштабные выходы (в) (K_2); 4, б – гибридные гранит-порфиры (4,а) и порфировидные граниты (K_2) (б); 4, б – немасштабные выходы гибридных гранит-порфиров; 5, 7 – гранитоидный комплекс (K_2): 5 – адамеллиты (а) и их немасштабные выходы (б), 7 – гранодиориты (а) и их немасштабные выходы (б); 4 – гранитоиды нерасчлененные; 9–11 – габбро-диоритовый комплекс (K_1): 9 – кварцевые диориты, 10 – диориты (а) и их немасштабные выходы (б), 11 – расслоенная габбро-диоритовая серия; 12 – ороговикованные вулканогенные отложения ($K_1?$) (а) и их немасштабные выходы (б): риолиты, андезиты, их лавы и игнимбриты, реже андезито-базальты; 13 – верхоянский комплекс (Р), преимущественно алевролиты; 14 – ксенолиты алевролитов (а), то же, с установленным залеганием слоистости (б); 15 – разломы: установленные (а), предполагаемые (б), с установленным наклоном сместителя (в); 16 – залегание слоистости наклонное (а) и вертикальное (б); 17 – залегание флюиальности (а) и плитчатости в гранитах (б)

Рис. 57. Карта окислительно-восстановительных обстановок формирования рудно-магматических систем юга Дальнего Востока

1-8 – значения f^1 магматических пород: 1 – менее 0,2; 2 – 0,2–0,3; 3 – 0,3–0,4; 4 – 0,4–0,5; 5 – 0,5–0,6; 6 – 0,6–0,7; 7 – 0,7–0,8; 8 – более 0,8; 9 – площади, не обеспеченные данными силикатных анализов

