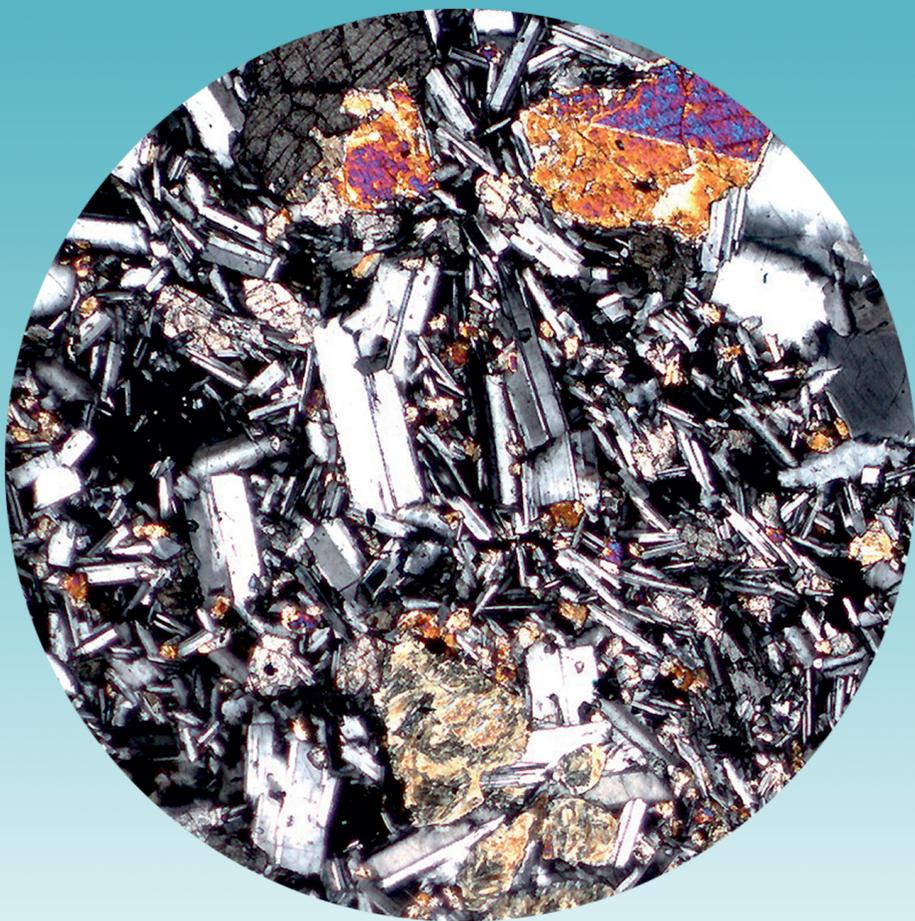


# **ПРАКТИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

**МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ  
ПО ИЗУЧЕНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ГОСГЕОЛКАРТ**



**Санкт-Петербург  
2017**

ПРАКТИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

PRACTICAL PETROLOGY

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT  
OF THE RUSSIAN FEDERATION (MINPRIRODY OF RUSSIA)

FEDERAL AGENCY ON MINERAL RESOURCES (ROSNEDRA)

A. P. KARPINSKY RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE”  
(VSEGEI)

**PRACTICAL PETROLOGY**

**METHODOLOGICAL RECOMMENDATIONS  
ON STUDY OF MAGMATIC FORMATIONS  
APPLIED TO THE TASKS OF STATE GEOLOGICAL  
MAPPING**

VSEGEI Press  
St. Petersburg  
2017

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (Минприроды РФ)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

# ПРАКТИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ  
ПО ИЗУЧЕНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ГОСГЕОЛКАРТ



Санкт-Петербург  
2017

**УДК 550.8:528:553.078**

**Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт.** — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

ISBN 978-5-93761-259-5

Рассмотрены задачи и основные направления изучения магматитов при проведении геологосъемочных работ, обобщены подходы к этим исследованиям, определен комплекс методов, необходимых для характеристики магматических пород и корректной интерпретации аналитических данных. Рекомендации ориентированы прежде всего на геологов, занимающихся картированием и картографированием, и являются методической основой проведения петрографо-петрологических исследований при подготовке государственных геологических карт нового поколения.

**Ответственный редактор**

*Л. Н. Шарпенко*

**Составители**

*М. В. Наумов, Е. А. Кухаренко, А. Е. Костин, Д. Н. Ремизов*

**Рецензент**

**Б. А. Марковский**

Рекомендовано к печати

НПС Роснедра

21 ноября 2014 г.

**ISBN 978-5-93761-259-5**

© Федеральное агентство по недропользованию, 2017  
© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2017  
© Составители, 2017

**UDC 550.8:528:553.078**

**Practical Petrology: Methodological Recommendations on Study of Magmatic Formations applied to the Tasks of State Geological Mapping.** — SPb.: VSEGEI Press, 2017. 168 p.

ISBN 978-5-93761-259-5

Practical Petrology is recommendations on methods of magmatic formations study, based on normative and methodological documents of different geological content. In the recommendations, problems and main directions of magmatic rocks study during geological surveying are considered, approaches to this study are generalized, and a set of methods necessary for the characterization of magmatic rocks and correct interpretation of analytical data is defined. The recommendations are intended primarily for geologists involved in geological mapping and surveying, and are the methodical basis of petrographic and petrological research while compiling State geological maps of new generation.

**E x e c u t i v e   E d i t o r**

*L. N. Sharpenok*

**C o m p i l e r s**

*M. V. Naumov, E. A. Kukhareenko, A. E. Kostin, D. N. Remizov*

**E x p e r t**

*B. A. Markovsky*

Approved and recommended for publishing  
by Scientific and Editorial Board of Rosnedra

**ISBN 978-5-93761-259-5**

---

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	10
1. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД .....	12
2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ .....	22
3. ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ .....	26
3.1. Предполевая подготовка .....	26
3.2. Полевые исследования .....	29
3.2.1. Геологическое изучение плутонических и автономных гипабис- сальных тел .....	30
3.2.2. Геологическое изучение вулканических тел .....	39
3.3. Опробование магматических пород .....	47
3.4. Магматогенные гидротермально-метасоматические образования .....	48
4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД .....	56
4.1. Алгоритм петрографического исследования .....	57
4.2. Изучение минералов под микроскопом .....	58
4.3. Структуры и текстуры магматических горных пород .....	67
4.3.1. Структуры магматических пород .....	68
4.3.2. Текстуры магматических пород .....	75
4.4. Количественный подсчет минералов в шлифах .....	76
4.5. Изучение включений в минералах .....	78
4.6. Электронно-зондовый анализ минералов .....	79
5. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД .....	80
5.1. Общие принципы петрохимических методов исследования пород и форма представления петрохимических данных .....	80
5.2. Петрохимические пересчеты .....	83
5.3. Петрохимические коэффициенты .....	85
5.4. Использование петрохимических данных при петрологических иссле- дованиях .....	88

5.4.1. Классификация и диагностика магматических пород . . . . .	88
5.4.2. Сравнительный анализ химизма магматических объектов и выделение петрографических подразделений . . . . .	89
5.4.3. Выявление сериальной принадлежности магматических пород . . . . .	91
5.4.4. Петрогенетическое моделирование . . . . .	95
6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД . . . . .	98
6.1. Классификация химических элементов . . . . .	98
6.2. Геохимическая характеристика магматических объектов и интерпрета- ция геохимических данных . . . . .	100
6.3. Определение металлогенической специализации магматических объ- ектов и поиски полезных ископаемых геохимическими методами . . . . .	109
7. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ . . . . .	112
7.1. Геодинамическое моделирование для базальтоидов и близких к ним пород . . . . .	112
7.2. Геодинамическое моделирование для гранитоидов . . . . .	122
8. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ . . . . .	127
8.1. Изотопная геохронология . . . . .	128
8.2. Изотопная геохимия . . . . .	134
8.2.1. Радиогенные изотопы в магматическом процессе . . . . .	134
8.2.2. Стабильные изотопы . . . . .	137
9. КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ АНАЛИЗЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ . . . . .	142
10. ОРУДЕНЕНИЕ, СОПРЯЖЕННОЕ С ПРОЦЕССАМИ МАГМАТИЗМА . . . . .	145
11. МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ РЕГИОНОВ . . . . .	150
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	155
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	156

---

## CONTENTS

INTRODUCTION .....	10
1. CLASSIFICATION OF MAGMATIC ROCKS .....	12
2. PETROGRAPHIC UNITS .....	22
3. FIELD METHODS OF MAGMATIC FORMATIONS STUDY .....	26
3.1. Pre-field preparations .....	26
3.2. Field studies .....	29
3.2.1 Geological study of plutonic and autonomous hypabyssal bodies .....	30
3.2.2. Geological study of volcanic bodies .....	39
3.3. Magmatic rocks sampling .....	47
3.4. Magmatogene hydrothermal-metasomatic formations .....	48
4. PETROGRAPHIC METHODS OF MAGMATIC ROCKS STUDY .....	56
4.1. Algorithm of petrographic study .....	57
4.2. Microscope study of minerals .....	58
4.3. Structures and textures of magmatic rocks .....	67
4.3.1. Structures of magmatic rocks .....	68
4.3.2. Textures of magmatic rocks .....	75
4.4. Quantitative estimation of minerals in thin sections .....	76
4.5. Study of inclusions in minerals .....	78
4.6. Electron probe microanalysis of minerals .....	79
5. PETROCHEMICAL METHODS OF MAGMATIC ROCKS STUDY .....	80
5.1. General principles of petrochemical study methods and presentation of petrochemical data .....	80
5.2. Petrochemical recounts .....	83
5.3. Petrochemical coefficients .....	85
5.4. Using petrochemical data in petrological studies .....	88
5.4.1. Classification and diagnosis of magmatic rocks .....	88
5.4.2. Comparative analysis of chemistry of magmatic objects and identification of petrographic units .....	89

5.4.3. Identifying magmatic rocks series	91
5.4.4. Petrogenetic modeling	95
6. GEOCHEMICAL METHODS OF MAGMATIC ROCKS STUDY	98
6.1. Classification of chemical elements	98
6.2. Geochemical characteristics of magmatic objects and interpretation of geochemical data	100
6.3. Determination of metallogenic orientation of magmatic objects and search for ore minerals using geochemical methods	109
7. GEODYNAMIC MODELING BASED ON PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL DATA	112
7.1. Geodynamic modeling for basaltoids and close to them rocks	112
7.2. Geodynamic modeling for granitoids	112
8. METHODS OF ISOTOPE GEOCHEMISTRY	127
8.1. Isotope geochronological dating	128
8.2. Isotope geochemistry	134
8.2.1. Radiogenic isotopes in the magmatic process	134
8.2.2. Stable isotopes	137
9. COMPUTER TECHNOLOGY IN THE ANALYSIS OF PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL DATA	142
10. MINERALIZATION RELATED TO MAGMATIC PROCESSES	145
11. POSITION OF MAGMATIC FORMATIONS IN GEOLOGICAL EVOLUTION OF REGIONS	150
CONCLUSION	155
References	156

---

## ВВЕДЕНИЕ

Петрологические исследования наряду с исследованиями стратиграфическими являются основой геологического изучения территории России, в том числе при создании Госгеолкарт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Это обусловлено широким распространением на территории России магматических образований и приуроченностью к ним многих месторождений полезных ископаемых.

Особую важность при государственном геологическом картировании приобретает систематизация и унификация методических подходов для характеристики магматических объектов и для корректной интерпретации аналитических данных. При этом должен быть учтен происшедший в последнее время заметный качественный скачок в развитии аналитической базы петрологических исследований, обусловленный появлением новых, более прецизионных и доступных аналитических методик, а также развитием компьютерных технологий обработки аналитических данных. Документом, обобщающим и систематизирующим основные подходы к изучению магматитов, призвана стать «Практическая петрология» — рекомендации по методам исследования магматических образований при подготовке госгеолкарт.

Практическая петрология предполагает всестороннее изучение горной породы с целью выявления такой совокупности ее свойств, которая позволила бы однозначно диагностировать и классифицировать изучаемый объект и создать представление о его генезисе, его связях с геологическими процессами и иными геологическими объектами и о его минерагеническом потенциале. При этом практическая петрология имеет обратную связь с различными аспектами теоретической петрологии, поскольку полученное новое знание об объекте, во-первых, представляет собой критерий достоверности петрологических концепций, во-вторых, может быть использовано при задании тех или иных параметров петрологического моделирования. Однако основной сферой применения практической петрологии является геологическое картирование. В зависимости от предмета изучения выделяют отдельные направления исследований, такие как петрография, петрохимия, структурная петрология и др. Следует подчеркнуть, что в настоящих реко-

мендациях рассматривается лишь та часть петрологии, которая изучает магматические образования, т. е. петрология магматических пород. В дальнейшем под сокращенным наименованием «петрология» имеется в виду именно это узкое значение термина.

Изучение магматических горных пород, как и любого другого геологического объекта, сводится к обособлению породного тела, установлению особенностей его состава и внутренней структуры, возраста, взаимоотношений с другими геологическими телами. В соответствии с руководствами по составлению и подготовке к изданию листов ГГК-1000 и ГГК-200 [Методические руководства..., 2015], при общей геологической характеристике плутонических, гипабиссальных, вулканических образований должны быть освещены следующие параметры, являющиеся предметом петрологических исследований:

- условия залегания тел и характер их взаимоотношений с вмещающими породами;

- особенности проявления тел в изображении на аэрокосмоснимках;

- форма и размеры тел в плане и в вертикальном разрезе;

- морфология контактов и контактовые изменения (контаминация, мигматизация, ороговикование, скарнирование), их зависимость от состава магматических и вмещающих пород, ширина контактовых ореолов и их строение;

- состав и структура магматических фаз и фаций, их взаимоотношения;

- датирование магматических образований;

- сопряженность с магматическими образованиями полезных ископаемых;

- подразделение магматических образований на структурно-вещественные комплексы, определение их тектонической позиции, условий их формирования в связи с теми или иными тектоно-магматическими этапами развития региона.

Описание магматических комплексов должно сопровождаться таблицами химического состава важнейших групп пород, петрохимическими и геохимическими характеристиками, в том числе в виде различного рода диаграмм.

Петрологические исследования выполняются на всех стадиях геологосъемочных работ и должны включать следующие последовательные этапы.

1. Полевые наблюдения, выполняемые при геологическом картировании, документации горных выработок и керна скважин. Их результатом является предварительная диагностика горной породы и ее макроскопическое описание.

2. Петрографическое изучение горной породы для получения полных сведений о ее минеральном составе и структуре (в том числе количественных характеристик, включая определение состава минералов и микроструктурный анализ). Результатом этого этапа является диагностика и по возможности полная петрографическая характеристика породы.

3. Изучение химического состава горной породы с использованием результатов петрохимических, геохимических, изотопно-геохимических и других аналитических исследований.

4. Синтез полученной геологической, петрографической, петро-геохимической информации и интерпретация генезиса породы.

Необходимо подчеркнуть, что лабораторные методы и математическое моделирование, какими бы прецизионными и корректными они ни были, не могут заменить визуального макро- и микроскопического изучения породы. Только детальное и квалифицированное петрографическое изучение породы позволит как выбрать рациональный комплекс аналитических исследований, так и повысить достоверность интерпретации их результатов, поскольку эти исследования не могут проводиться без уверенности в том, что порода, из которой отбираются пробы, является представительной для изучаемого объекта и ее выбор оправдан с точки зрения целей ведущихся работ. В то же время петрохимические, геохимические и иные методы получения количественных характеристик объекта совершенно необходимы для достижения результатов той степени определенности, которая отвечает современному уровню развития науки.

## 1. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

К магматическим породам относят естественные минеральные агрегаты, возникающие при кристаллизации или застывании эндогенных расплавов (магм). К магматическим породам условно относят также мантийные рститы, входящие в состав офиолитовых ассоциаций. Различия в составе магм и условиях их кристаллизации определяют исключительное разнообразие магматических пород. В литературе известно более 1500 их наименований. Такая ситуация делает задачу унификации петрографической терминологии и рациональной классификации магматических пород крайне актуальной. В природе нет четкого разграничения между различными видами магматических пород (такого, какое существуют, например, между минеральными видами), и любая выбранная граница будет в той или иной степени условной, сколь бы она ни обосновывалась тем или иными генетическими построениями. Поэтому в разное время предлагались различные принципы систематики магматических пород. Петрологическая практика показала, что в данном случае наиболее оптимален иерархический принцип систематики. Иерархическая система предполагает и соответствующую иерархию признаков, положенных в основу выделения таксонов разного ранга и позволяющих отнести любую породу к какому-либо одному, и только одному классу объектов.

К признакам, используемым для классификации магматических пород, относятся следующие.

— Внутреннее строение породы, описываемое понятиями «структура» и «текстура». Структура отражает степень кристалличности или стекловатости породы, размер зерен, форму и соотношение составляющих породу минералов. Текстура определяется взаимным расположением минералов в пространстве и способом его заполнения.

— Химический состав породы, который определяется путем анализа порошка породы и представляется в виде набора содержаний оксидов в весовых процентах.

— Минеральный состав породы характеризуется содержаниями в ней минеральных видов в объемных процентах. Различают модальный и нормативный минеральные составы. Первый представляет собой реально наблюдаемые относительные количества минералов в породе. Нормативный минеральный состав рассчитывается из валового химического состава путем пересчета содержаний оксидов на содержания химических соединений, отвечающих формулам минералов.

Хотя в генетическом смысле минеральный состав породы определяется химическим составом расплава, в практике петрологических исследований, наоборот, химический состав является однозначной функцией минерального состава, тогда как обратная функция многозначна (т. е. породы одинакового химического состава могут различаться по минеральному составу).

К настоящему времени в РФ разработаны единые принципы классификации, систематики и номенклатуры магматических пород, изложенные в Петрографическом кодексе России (ПК) [Петрографический..., 2008, 2009]. Соблюдение правил ПК и учет его рекомендаций являются обязательными при выполнении всех видов государственных геологических работ, в первую очередь при геологической съемке и составлении карт любого масштаба. Подкомиссией по систематике изверженных пород IUGS предложены две группы классификационных схем, применяемых соответственно для полнокристаллических пород (основана на модальном минеральном составе) и неполнокристаллических пород (основана на химическом составе).

Согласно общим принципам систематики кристаллических горных пород, принятым в ПК, магматические породы делятся на классы, отряды, подотряды, семейства, виды; критерии выделения таксонов разного ранга специфичны.

Наиболее высокий уровень классификации магматических горных пород основан на критерии фации глубинности их становления, определяющем термодинамические условия кристаллизации расплавов, отраженные главным образом в структурах пород. По этому критерию они подразделены на три класса: 1) плутонических (абиссальных и мезоабиссальных), 2) гипабиссальных и 3) вулканических и вулканогенных обломочных горных пород.

**Плутонические** — полнокристаллические (фанеритовые) породы, формировавшиеся в процессе относительно длительной кристаллизации

магмы в условиях, как предполагается, значительной или умеренной, а иногда и небольшой глубинности земной коры. К плутоническим породам относят также породы офиолитовых дунит-гарцбургитовых комплексов, которые большинством геологов рассматриваются как мантийные рститы. Формы залегания плутонических пород — интрузивные тела (интрузивы) преимущественно крупного и среднего, иногда относительно небольшого размера (батолиты, лакколиты, лополиты, штоки, дайки), а также протрузивные — тектонически перемещенные тела первично-магматических пород или диапировые тела.

**Гипабиссальные** — преимущественно порфировые, порфиرويدные, реже афировые породы со скрыто(крипто)-, реже неполнокристаллической (сочетание кристаллов и вулканического стекла) или тонко-мелкозернистой полнокристаллической основной массой. Формируются при кристаллизации магмы на относительно небольших глубинах и являются по условиям формирования, и следовательно, по структурным признакам, промежуточными между плутоническими и вулканическими породами. Гипабиссальные породы образуют в большинстве случаев автономные интрузивы малых форм — дайки, силлы, небольшие штоки, трубки взрыва и т. д.

Следует подчеркнуть, что породы, сходные по структурным признакам с гипабиссальными, могут встречаться также среди пород других классов глубинности — в центральных частях мощных лавовых потоков, в экструзивно-жерловых и субвулканических телах, в приконтактных зонах плутонических массивов. Образующиеся при этом породы гипабиссального облика являются структурно-фациальными разновидностями соответственно вулканических или плутонических пород. Отнесение пород гипабиссального облика к тому или иному классу должно быть основано не только на их облике, но и прежде всего подтверждаться геологическими наблюдениями. При отсутствии данных о непосредственных фациальных переходах между разновидностями пород необходимо проанализировать общую геологическую обстановку региона. Для обоснования принадлежности пород гипабиссального облика к определенному уровню глубинности следует использовать комплекс геолого-структурных признаков образуемых ими тел, включающих в том числе форму и характер контактов этих тел, а также их положение в магматогенной структуре, образованной комагматическими породами.

Гипабиссальным образованиям свойственны: независимость, автономность как от вулканических, так и от плутонических образований в пределах магматогенных структур, элементом которых они являются; приуроченность к магмоконтролирующим разломам — трещинам, которые в структурах различных типов могут быть коническими, кольцевыми, радиальным или линейными, иногда ветвящимися, часто зональными, с четкими, резкими контактами.

**Вулканические (эффузивные)** — афировые и порфиоровые неполнокристаллические и/или стекловатые (гиалиновые) породы (в том числе девитрифицированные), реже микро- и криптокристаллические. Формируются в открытой системе в результате быстрой кристаллизации или закалки магматического расплава на земной поверхности (в субаэральных или субаквальных условиях), вблизи поверхности — в подводящих вулканических каналах или в субвулканических камерах. Образуют покровы, потоки, а также интрузивные экструзивно-жерловые и субвулканические тела.

Для субвулканических и экструзивно-жерловых образований характерна пространственная приуроченность образуемых ими тел к вулканическим центрам — элементам магматогенных структур того или иного возраста. При этом тела имеют обычно штоко- или дайкообразную форму с извилистыми границами и апофизами во вмещающие породы, часто ветвящимися.

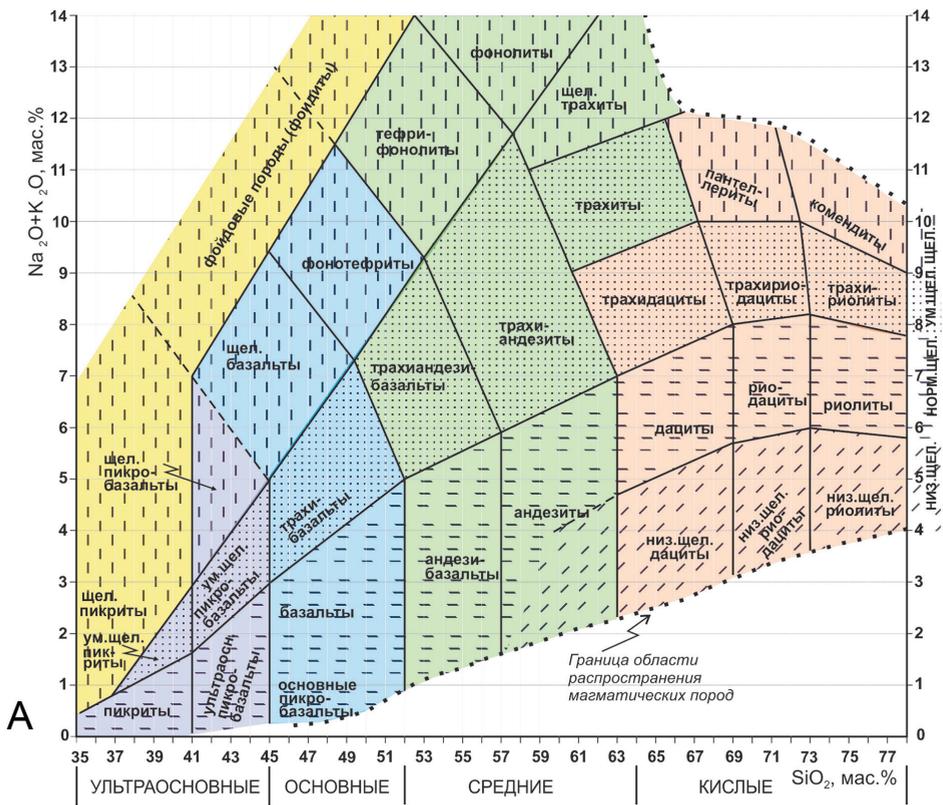
**Вулканогенные обломочные** породы подразделяются на *вулканокластические* и *осадочно-вулканокластические* типы пород.

*Вулканокластические* породы (эффузивно- и эксплозивнообломочные) — это результат дезинтеграции в процессе вулканической деятельности расплава, в различной степени застывшего или закристаллизованного. Они могут содержать некоторое количество ксеногенного материала, но практически без примеси осадочного.

*Осадочно-вулканокластические* породы (*туффиты*) — это результат смешения вулканокластического материала с осадочным (до 50%) — терригенным, хемогенным, органогенным, присутствующим в связующей массе.

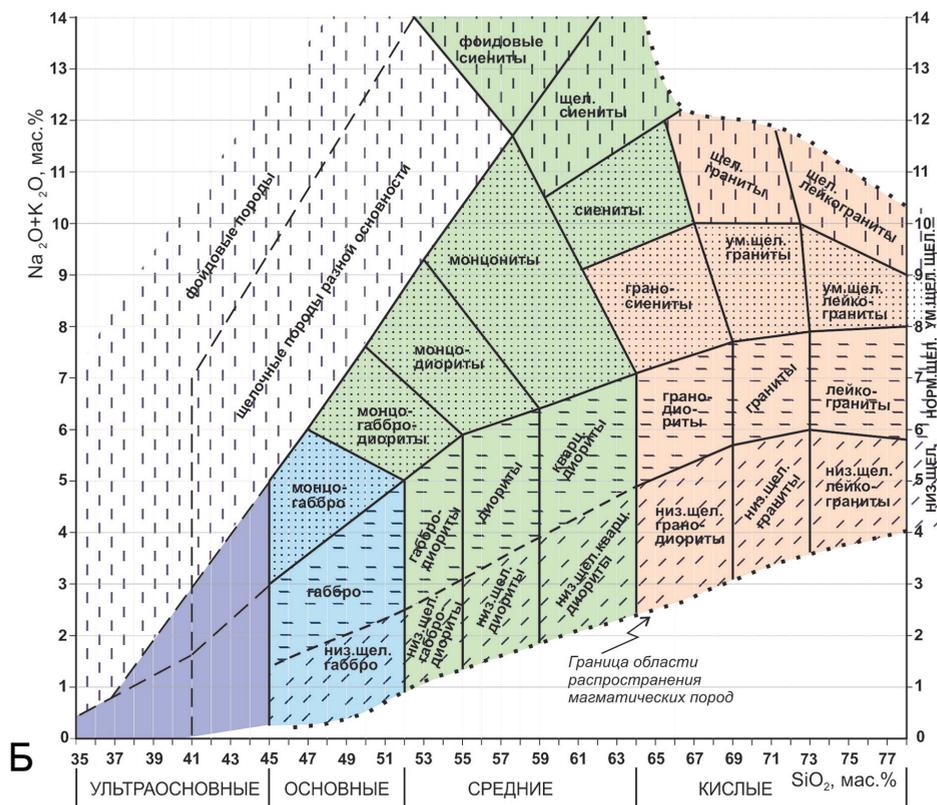
По вещественному составу вулканогенные обломочные породы подразделяются по магматической составляющей (без учета ксеногенного и осадочного материала) аналогично другим магматическим породам. Однако, учитывая их генезис и соответственно специфику текстурно-структурных особенностей этих пород, к ним следует применять также дополнительную классификацию с подразделением на эффузивно- и эксплозивнообломочные и осадочно-вулканогенные [Петрографический..., 2008, 2009].

При классификации магматических пород для выделения таксонов среднего ранга приняты петрохимические признаки как наиболее универсальные, поскольку химический состав является однозначной функцией минерального состава породы. При выделении низших таксонов (видов и разновидностей) используют преимущественно количественно-минеральные, петрохимические, структурно-текстурные признаки. Для графического отображения подразделения пород на семейства и группы семейств используется диаграмма кремнезем — сумма щелочей (TAS-диаграмма) (рис. 1). Следует учесть, что для использования TAS-диаграммы имеются ограничения в области ультрамафических пород. Так, например, плутони-



ческие ультрамафиты основного состава (пироксениты и горнблендиты) на TAS-диаграмме не отделяются от габбро различной щелочности. Различия полей плутонитов и вулканитов на TAS-диаграмме объясняются в значительной мере, по-видимому, различиями в условиях их кристаллизации и дифференциации магмы, что особенно отразилось на производных базальтовой магмы, подвергающейся как кристаллизационной, так и гравитационной дифференциации. Наибольшее соответствие полей вулканических и плутонических пород наблюдается для кислых пород, сиенитов и трахитов различных уровней щелочности [Шарпенюк и др., 2013].

Выделение в пределах семейств видов горных пород производится по совокупности признаков, включая составы первично-магматических главных, существенных, а иногда и значимых второстепенных минералов, их количественные соотношения в сочетании с некоторыми дополнительными петрохимическими параметрами. Эти параметры приведе-



**Рис. 1. TAS-диаграмма для магматических пород**

А — для вулканических пород [Петрографический..., 2008, 2009]; Б — для плутонических пород [Шарпенко и др., 2013]. Для ультраосновных, основных ультрамафических и значительной части щелочных и фойдитовых пород поля на TAS-диаграмме не определялись

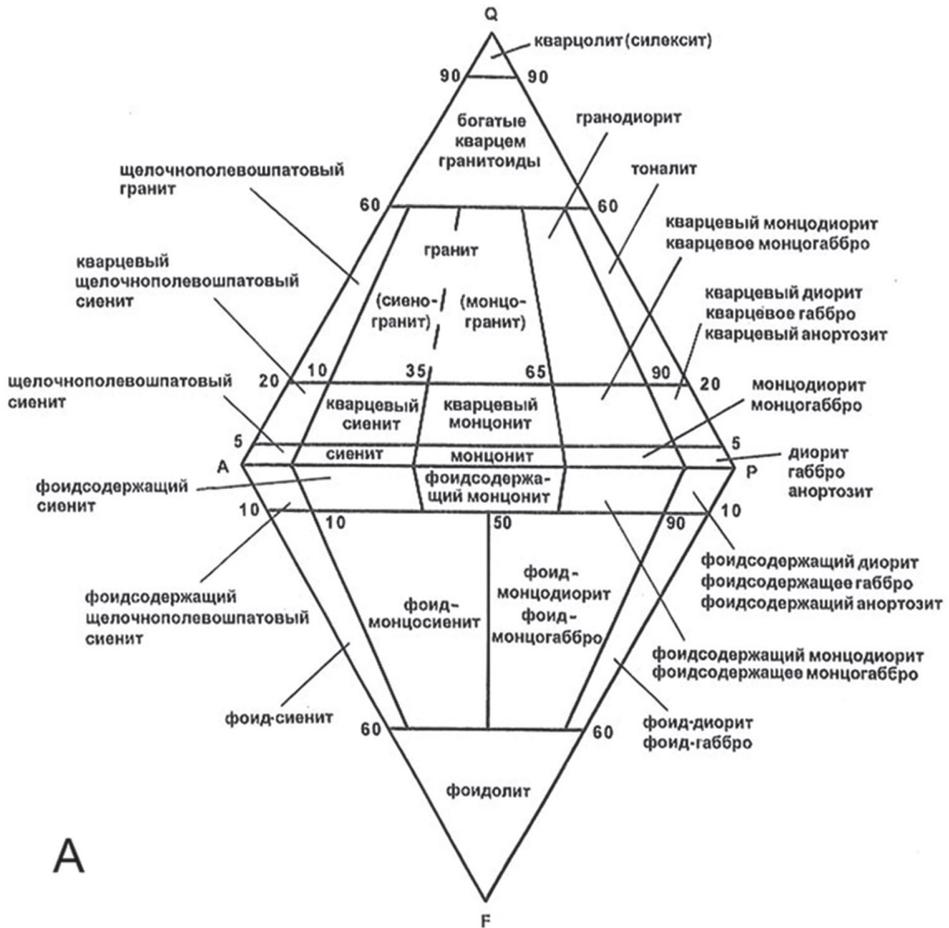
ны в специальных классификационных таблицах, являющихся приложением к ПК. Характеристики видов базируются главным образом на их количественном минеральном (модальном) составе, выраженном в объемных процентах. На практике широко используются рекомендованные Подкомиссией по систематике изверженных пород IUGS минералогические классификационные диаграммы, разработанные А. Штрекайзенем (рис. 2–4). Для разделения на виды вулканических пород (особенно с существенным содержанием стекла) в ряде случаев используются их петрохимические характеристики.

Любой вид горной породы характеризуется определенными колебаниями количественно-минеральных и химических параметров, что обуславливает возможность выделения в конкретных случаях разновидностей магматических пород.

За пределами общей классификационной схемы остаются группы специфических магматических пород, хотя и относительно редких, но

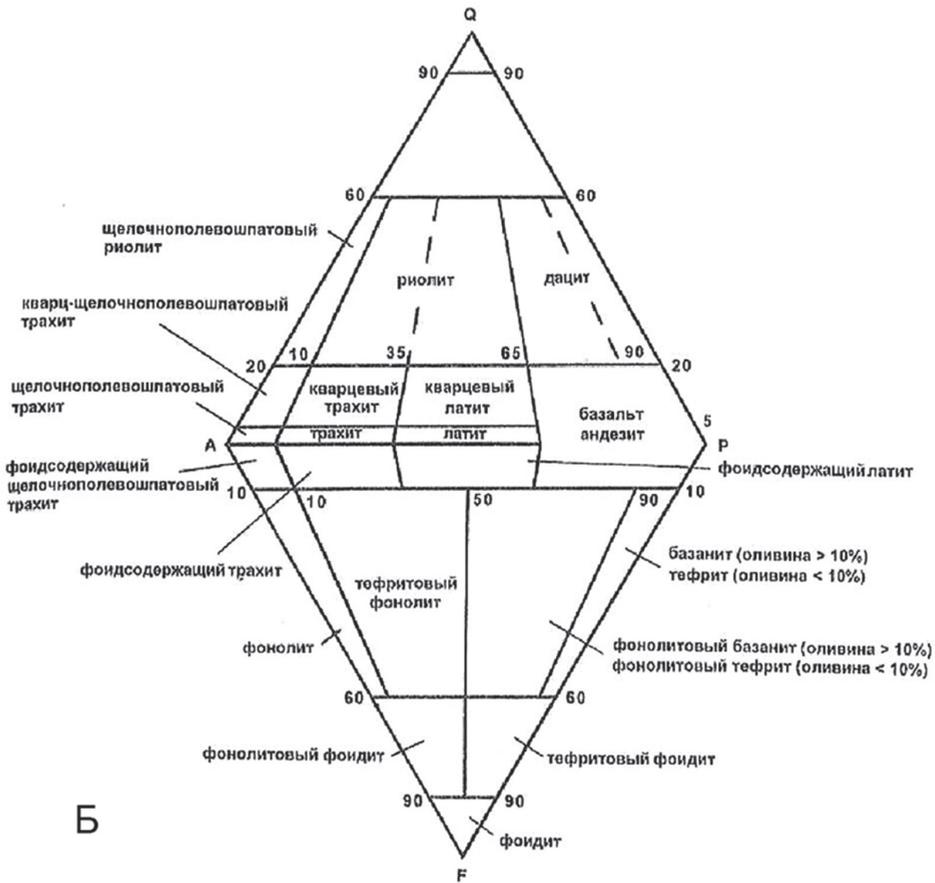
играющих важную роль в минерагии, а также используемых для историко-геологических и геодинамических построений. К этим группам, принципы классификации которых изложены в отдельных разделах ПК, относятся: 1) породы лампроитовой и кимберлитовой серий; 2) лампрофиры; 3) несиликатные (прежде всего карбонатные) и малосиликатные изверженные породы; 4) вулканогенные обломочные породы.

Минералогическая классификация магматических пород, принятая Подкомиссией IUGS, исходит из того, что эти породы не могут быть рационально классифицированы при использовании только одной системы. Так, модальные параметры, необходимые для точного определения фельзической (состоящей из фельзических минералов) породы,



отличны от тех, которые требуются для определения мафической (состоящей из мафических минералов) породы. Таким образом, выделяется несколько групп пород, принципы систематики которых различны (рис. 2–4). Однако если для классификации полнокристаллических пород возможно использовать модалный минеральный состав, то такой подход не может быть применен к породам, которые содержат стекло или слишком мелкозернистые.

К вулканогенным обломочным породам, помимо классификации, общей для всех магматических пород, применяется дополнительная классификация, в соответствии с которой они подразделяются по размерам, форме и агрегатному составу вулканокластов.



**Рис. 2. Классификация и номенклатура плутонических (А) и вулканических (Б) пород, основанная на модалном минеральном составе, по [Streckeisen, 1976, 1978]**

Вершины двойного треугольника: Q — кварц, А — щелочной полевой шпат, Р — плагио-оклаз, F — фельдшпатоиды

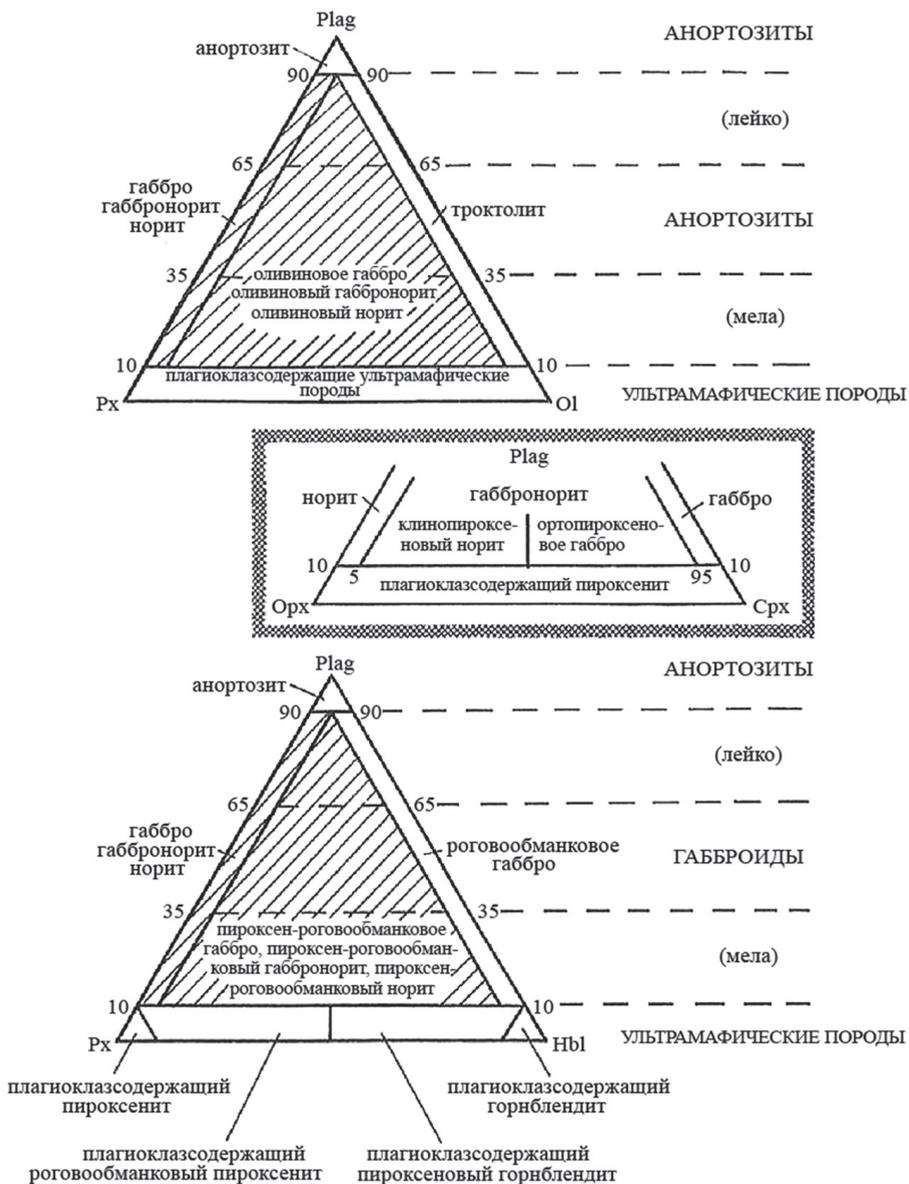


Рис. 3. Классификация и номенклатура габброидных пород, основанная на соотношениях плагноклаза (Plag), пироксена (Px), оливина (Ol), ортопироксена (Орх), клинопироксена (Срх) и роговой обманки (Нбл), по [Streckeisen, 1976]

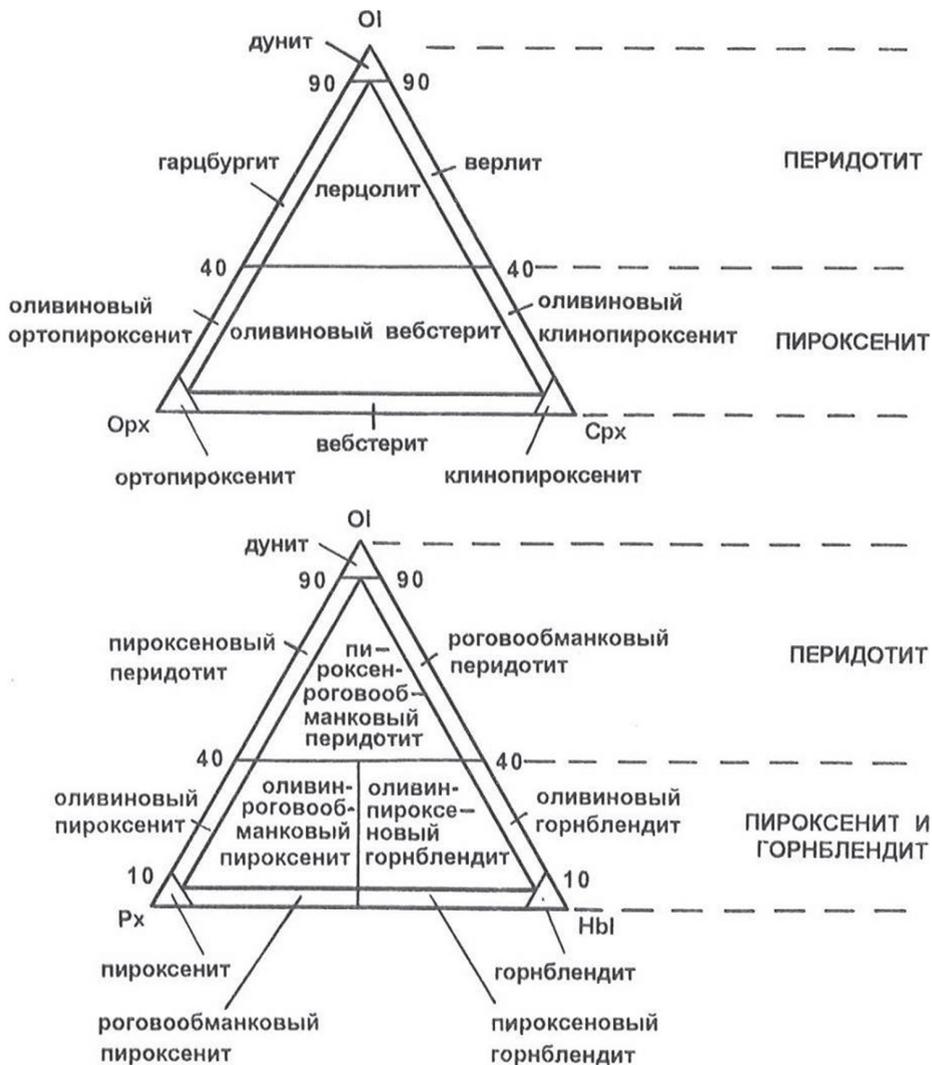


Рис. 4. Классификация и номенклатура ультрамафических пород, основанная на соотношениях оливина (OI), ортопироксена (Орх), клинопироксена (Срх), пироксена (Рх) и роговой обманки (НЫ), по [Streckeisen, 1973]

Магматические породы, содержащие более 50 % модалных карбонатов, классифицируются как карбонатиты. По составу доминирующего карбоната выделяют кальцитовые, доломитовые, сидеритовые карбонатиты, натрокарбонатиты и т. д.

## 2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Расчленение магматических образований на картируемые петрографические подразделения различных иерархических уровней производится в соответствии с Петрографическим кодексом (2008, 2009). В основе выделения петрографических подразделений лежит единый принцип — соблюдение постоянства свойственных выделяемым подразделениям признаков, в том числе вещественного состава, отражающих закономерности процессов магматизма. Для этого используются различные данные — данные о последовательности пород, их геологическом и изотопном возрасте, особенностях минерального и химического состава, их фациальной принадлежности и другие признаки.

В качестве объектов картографирования предусмотрена система петрографических подразделений различных иерархических уровней, которая позволяет обеспечить необходимую степень генерализации материала, определяемую масштабом карт. Для решения задач геологических исследований различных масштабов предусматриваются следующие иерархические единицы подразделений магматических образований, выделение которых регламентируется Петрографическим кодексом: **магматический комплекс** — базовая (основная) таксономическая единица; **фазы и фации** магматических комплексов — вспомогательные единицы низшего ранга; ассоциации магматических комплексов как укрупненные подразделения — **временной ряд (серия), латеральный ряд, вулканоплутоническая ассоциация** (фациальный ряд), **группа** (латерально-временной ряд комплексов). Кроме того, выделяются специфические подразделения смешанных по генезису осадочно-вулканогенных образований, базовым из которых является **осадочно-вулканогенный комплекс**.

**Магматический комплекс** представляет собой тело или чаще совокупность геологических тел в определенном геологическом пространстве (структурно-вещественной зоне), образованных ассоциацией магматических пород одного класса глубинности и обладающих сходным, в общем случае полифациально-полифазным строением, однотипными соотношениями с вмещающей средой и близким временем образования. Геологические тела, относящиеся к единому комплексу, характеризуются закономерной упорядоченностью магматитов различного состава во времени, их временная последовательность должна отражать динамику магматического процесса в течение единого этапа эндогенного режима формирования структурно-вещественной зоны. Выделяют вулканические, плутонические, гипабиссальные комплексы.

**Плутонический комплекс** — совокупность тел, как правило, полифазных и полифациальных, образованных ассоциацией плутонических пород, сформированных в течение единого этапа эндогенного режима. В плутонические комплексы могут объединяться как собственно интрузивные, внедрившиеся (аллохтонные) магматические тела, так и тела

параавтохтонных реоморфических пород (обычно гранитоидов), автохтонные тела магматического замещения, а также тектонически перемещенные тела первично-магматических пород. В плутонические комплексы также включают протрузивные тектонически перемещенные и диапировые тела офиолитовых ультрамафических пород, имеющих реститовую природу. Вопрос об аллохтонной или автохтонной природе этих тел не всегда решается однозначно, поэтому для практических целей рекомендуется термин «плутонический комплекс», который по сравнению с существовавшим ранее термином «интрузивный комплекс» более независим в отношении генезиса.

По глубинности становления плутонических интрузивов выделяются *абиссальная фация* (глубина свыше 10 км), *мезоабиссальная фация* (глубина 5-10 км) и *гипабиссальная фация* (глубина менее 5 км).

**Гипабиссальный комплекс** — совокупность локализованных в пространстве и времени автономных (т. е. не связанных с каким-либо вулканическим или плутоническим комплексом) малых интрузивных тел, образованных ассоциацией гипабиссальных пород, отвечающей единому этапу гипабиссального магматического процесса. Гипабиссальный комплекс может быть полифазным и полифациальным.

По условиям проявления могут выделяться две основные группы гипабиссальных комплексов:

а) малые тела преимущественно дайкового типа; они проявлены главным образом в подвижных областях и образуют линейные, линейно-кольцевые и кольцевые пояса, иногда значительной протяженности;

б) малые тела силло-дайкового и диатремово-дайкового типов, развитые главным образом на платформах, щитах, реже в пределах подвижных областей; они формируют рои или пояса тел различной протяженности, тяготеющие к тектонически ослабленным зонам.

Выделению петрографических подразделений гипабиссальных автономных малых тел следует уделять особое внимание, поскольку, несмотря на важность этих образований для решения геологических и минерогенических задач, они часто не выявляются и не выделяются. Как уже отмечалось, это объясняется тем, что породы, имеющие гипабиссальный облик, могут возникать не только на гипабиссальном уровне глубинности. Они возникают также при формировании экструзивно-жерловых и субвулканических тел, во внутренних частях мощных вулканических покровов, в приконтактных зонах плутонических массивов. В перечисленных случаях, несмотря на свой облик, они являются структурными или фациальными разновидностями пород соответственно вулканического или плутонического происхождения.

Учитывая многовариантность формирования сходных по облику пород, то или иное их происхождение должно обосновываться прежде всего непосредственными полевыми наблюдениями, доказывающими связь малых тел с вулканическими или плутоническими образованиями или же их обособленность, автономность. При невозможности установить статус

пород гипабиссального облика непосредственными полевыми наблюдениями для установления этого статуса и для подразделения дайковых образований на комплексы следует основываться на анализе совокупности структурно-геологических и вещественных признаков развития региона.

**Вулканический комплекс** — это совокупность покровных, экструживно-жерловых и субвулканических тел, образованных ассоциацией вулканических пород с однотипными признаками состава в течение единого этапа вулканического процесса. Вулканический комплекс занимает определенное положение во временном ряду магматических комплексов региона, а покровная составляющая комплекса — определенное положение в стратиграфическом разрезе. Как следует из определения, вулканический комплекс может быть полифациальным, также он может быть полифазным.

Расчленение вулканических образований на комплексы, их фазы и фации при составлении листов Госгеолкарт в настоящее время все еще вызывает затруднения у исполнителей работ. Эти затруднения связаны со сложностью строения вулканических комплексов, а также с двойственностью статуса их покровной фации: будучи магматическим образованием, покровная фация вулканитов входит в состав магматического (вулканического) комплекса, но в то же время, будучи стратифицированным образованием, она является и стратиграфическим подразделением — толщей, подсвитой, свитой или рядом свит. В соответствии с положениями ПК вулканический комплекс выделяется при обнаружении вулканитов любой фации — покровной, экструживно-жерловой и / или субвулканической. Выделение самостоятельных субвулканических комплексов является ошибкой. Стратифицированные части вулканического комплекса отображаются как соответствующие им стратиграфические подразделения. Исключение составляют проявления новейшего вулканизма, которые допускается обозначать на карте в соответствии с составом вулканитов.

**Осадочно-вулканогенный комплекс** объединяет смешанные по генезису образования — стратифицированные толщи, состоящие из перемежающихся вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, экструживно-жерловые и субвулканические тела. Он выделяется в тех случаях, когда (в отличие от вулканических комплексов) в составе стратифицированной части выделяемого подразделения доля собственно осадочных образований существенна, вплоть до значительного их преобладания над вулканитами (в этом случае комплекс может рассматриваться как вулканогенно-осадочный). При необходимости могут выделяться **подкомплексы** осадочно-вулканогенных (или вулканогенно-осадочных) комплексов — дополнительные подразделения, составные части этих комплексов, на которые они могут быть подразделены в случае значительной их неоднородности по латерали или по разрезу. Осадочно-вулканогенные комплексы, как и вулканические, могут быть полифазными и полифациальными и должны выделяться при обнаружении вулканитов любой фации. Стратифицированные части осадочно-вулка-

ногенного комплекса отображаются как соответствующие им стратиграфические подразделения.

**Магматическая фаза** — часть магматического комплекса; тело или совокупность тел, образованных полифациальной ассоциацией пород близкого состава, отвечающей отдельному элементарному импульсу или подэтапу магматического процесса. Фазовые тела отделены от других фаз комплекса четкими границами, фиксирующими прерывистость единого магматического процесса и позволяющими установить последовательность формирования разновременных частей комплекса. Среди фаз плутонических комплексов различаются «фазы внедрения» — результат неоднократного поступления в магматическую камеру расплавов и «фазы становления», возникающие вследствие внутренних физико-химических преобразований в охлаждающемся расплаве, обуславливающих прерывисто-поступательный характер его кристаллизации. Понятие «фаза становления» близка к понятию «фация» и используется, например, при изучении первично-расслоенных плутонов, а также для внутрикамерных дифференциатов.

**Магматическая фация** — часть магматической фазы; монопородное тело или совокупность тел, образованных одной из разновидностей пород, отвечающей специфическим фациальным условиям их становления. Фациальные тела формировались одновременно и отделены друг от друга нечеткими, часто постепенными границами, отражающими неоднородность условий становления фазовых тел.

**Временной ряд магматических комплексов** — совокупность последовательных разноформационных комплексов одного класса глубинности, сформировавшихся в пределах структурно-вещественной зоны и отражающих динамику магматического процесса в рамках единого, ритмично развивающегося эндогенного режима.

**Латеральный ряд магматических комплексов** — закономерная совокупность комплексов, относящихся к одному формационному виду, геологически синхронных и расположенных в смежных структурно-вещественных зонах. Спецификой этой совокупности являются однотипность, близость признаков составляющих ее комплексов, а также закономерно направленное изменение этих признаков от комплекса к комплексу, отражающее их зависимость от специфики тектонической обстановки формирования этих комплексов в рамках единого эндогенного режима.

Вулканические и плутонические комплексы, находящиеся в тесной пространственно-временной взаимосвязи, составляют **вулкано-плутонические ассоциации** — укрупненные подразделения, включающие коагматичные магматические образования различных классов глубинности. Коагматичные вулканические и плутонические образования формируются из единой родоначальной магмы, образовавшейся в пределах единых структур на определенной стадии их развития. Коагматичность подтверждается близостью возраста, пространственной сопряженностью и общностью вещественных признаков (петрохимических, геохимических

и изотопно-геохимических) вулканических, плутонических, а иногда и гипабиссальных пород.

**Группа магматических комплексов** — латеральная совокупность однотипных временных рядов магматических комплексов или, наоборот, закономерная временная последовательность латеральных рядов комплексов.

Еще раз нужно подчеркнуть, что базовыми картируемыми и картографируемыми подразделениями магматических образований для листов как Госгеолкарты-200, так и Госгеолкарты-1000 являются магматические комплексы. Использование для того или иного региона единого вне зависимости от масштаба картографирования набора базовых подразделений обеспечивает интегральность и преемственность государственных геологических карт. Для геологических карт обоих масштабов помимо базовых используются вспомогательные подразделения (главным образом фазы, фации используются реже, особенно для мелкомасштабных карт). Укрупненные подразделения используют только для карт масштаба 1:1 000 000.

### **3. ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Полевые методы исследования применяются при картировании магматических тел для установления их взаимоотношений с другими геологическими телами, предварительной диагностики и макроскопического описания слагающих их пород. Объектами исследования являются плутонические, гипабиссальные и вулканические породы, слагающие тела, каждое из которых характеризуется специфическим набором признаков, отличающим его от иных геологических тел и позволяющим определить его границы. Признаки, используемые для обособления конкретного тела, характеризуются постоянством или постоянным градиентом их изменения. Таковыми являются вещественный состав; внутренняя структура; морфология — форма и размеры; характер границ с иными геологическими телами; некоторые непрямые признаки, например проявление в геофизических полях.

Полевые исследования магматических образований включают следующие этапы: 1) предполевую подготовку; 2) полевые наблюдения, выполняемые при геологическом картировании, документации горных выработок и керн скважин; 3) камеральные работы.

#### **3.1. Предполевая подготовка**

Этап, предшествующий полевым работам, заключается в основном в следующем: 1) сборе и анализе существующих данных об объекте работ; 2) предварительном изучении территории путем анализа данных

дистанционных исследований; 3) выборе наиболее рациональной методики полевого изучения объекта.

**Сбор и анализ существующих геологических материалов.** В ходе предполевой подготовки из всего объема материалов предшествующих работ (прежде всего материалов Госгеолкарт предыдущих поколений и серийных легенд к ним) должны быть извлечены, проанализированы и обобщены все сведения о магматических образованиях на изучаемой территории. Это информация о возрасте, геотектонической позиции, структуре магматических тел и их взаимоотношениях с вмещающими породами, вещественном составе пород и характере эволюции магматизма, постмагматических процессах и проявлениях полезных ископаемых, связываемых с магматическими объектами. Особое внимание следует уделять различиям в интерпретации магматических объектов разными исследователями.

Помимо изучения и анализа литературных и фондовых материалов, большое значение имеет исследование собранных в результате предшествующих работ коллекций образцов и шлифов в том случае, если они находятся в распоряжении геологоразведочных предприятий.

**Анализ материалов дистанционных съемок.** Многие структурные и вещественные параметры магматических объектов отражаются в геоморфологическом строении территории и в геофизических полях, поэтому анализ данных дистанционных исследований должен включать: 1) дешифрирование аэрофото- и космофотоматериалов (в отдельных случаях также данных иных дистанционных съемок — радиолокационной, спектрометрической и т. п.); 2) анализ геофизических материалов. Дешифрирование аэрофото- и космофотоматериалов позволяет получать информацию о морфологии, границах, внутренней структуре тел, в той или иной степени отражающихся в рельефе, а также в какой-то мере о составе магматических тел, отраженном в цвете и фототоне.

Наиболее характерными признаками магматических тел любого состава, прорывающих стратифицированные толщи, являются: 1) однородный фототон на значительной площади; 2) смена фототона на контактах; 3) близкие к изометричным или кольцевым очертания тел, для даек линейные; 4) часто положительные (для кислых пород) или отрицательные (для основных и ультраосновных пород) формы рельефа; 5) специфическая форма сетей крутопадающих трещин отдельности; 6) дендритообразный рисунок гидросети; 7) узкие кольцевые долины, часто трассирующие контакт интрузивных тел с вмещающими породами.

Покровные эффузивные тела характеризуются положительными формами рельефа (столовыми возвышенностями, скальными уступами, часто куэстами). Наоборот, к вулканокластическим толщам и их контактам приурочиваются относительно пониженные участки, вытянутые по простиранию формы рельефа. Жерловые тела, некие опознаются на аэрофотоснимках по характерной округлой или овальной форме выходов, резким контактам, развитию кольцевой или радиальной трещиноватости

и во многих случаях приуроченностью к ней систем даек. Некки фиксируются на местности как положительными, так и отрицательными формами рельефа, обусловленными устойчивостью слагающих их пород к агентам денудации.

Состав магматических пород часто можно установить по фототону (светлый тон более характерен для гранитов и кислых лав, серый и темно-серый — для гранодиоритов и диоритов, черный — для основных и ультраосновных пород) или путем сопоставления результатов дешифрирования с имеющимися геологическими картами. Неоднородный (пятнистый, кольцевой и т. д.) характер фототона или микрорельефа позволяет моделировать многофазный состав комплекса.

Детально методика дешифрирования и дешифровочные признаки магматических объектов рассмотрены в соответствующих работах и инструктивных материалах [Методические указания..., 1972; Петрусевиц, Казик, 1987; Грановский, 1995; Книжников, 1997; Аэрокосмические методы..., 2000; и др.]. В настоящих рекомендациях целесообразно ограничиться лишь перечислением наиболее важных прямых и косвенных признаков, характерных для магматических объектов.

**Анализ геофизических материалов** основан на различиях физических свойств магматических пород разного состава, а также на их отличиях от таковых для вмещающих их отложений. Наиболее важными являются магнитные, плотностные и радиоактивные характеристики пород. Кроме того, в ряде случаев значение имеют такие параметры, как скорость упругих волн, вызванная поляризация, удельное сопротивление.

Геофизические характеристики могут быть использованы для оконтуривания тел магматических пород и установления их внутренней неоднородности. Для интерпретации геофизических данных необходимо выделение петрофизических групп пород, которое может быть проведено либо по результатам определения физических свойств образцов из ранее собранных коллекций, либо по материалам опережающих или предшествующих геофизических исследований. Эффективность геофизического оконтуривания магматических массивов зависит от контрастности петрофизических параметров магматитов и вмещающих пород, а также от формы контактовой поверхности и интенсивности эндо-экзоконтактовых изменений пород. Границы интрузивных тел определяют по следующим основным признакам физических полей:

- по зоне резкого изменения напряженности поля, т. е. по точке перегиба кривой;
- по зоне резкого изменения характера поля;
- по специфическим особенностям поля, соответствующего границе интрузива.

Если породы, слагающие интрузивные тела и вулканогенные толщи, дифференцированы по петрофизическим свойствам, возможно выявление внутреннего их строения, оконтуривание и моделирование состава фазовых тел и выявление в них фациальных переходов.

Петрофизические параметры магматических пород различных типов детально рассмотрены в ряде сводных работ (например, справочник «Петрофизика» под ред. Н. Б. Дортман, 1992).

Таким образом, по результатам интерпретации геофизических материалов и геологического дешифрирования данных дистанционных съемок могут быть намечены границы магматических объектов, элементы их внутреннего строения, включая площади развития различных фаз, зоны метасоматических изменений и экзоконтактовых ореолов. Все полученные данные сводятся на предварительной геологической карте, затем они должны быть подтверждены или опровергнуты полевыми методами исследования — геологическими, петрографо-минералогическими, петро- и геохимическими. В то же время материалы предварительной геологической карты позволят обосновать наиболее рациональную методику полевого изучения магматического объекта.

### **3.2. Полевые исследования**

Исследование объектов, сформированных магматическими породами, заключается в их геологическом картировании и последующем изучении полученного материала, в том числе с использованием аналитических методов. Геологические наблюдения являются наиболее важным этапом исследований, поскольку любые методы изучения вещественного состава пород характеризуют образцы, представляющие определенные породные тела, параметры которых определяются при полевых работах — систематических геологических наблюдениях и опробовании горных пород.

Геологические наблюдения включают: 1) определение формы, размеров, параметров залегания; 2) определение внутреннего строения магматических тел и предварительную диагностику магматических пород, слагающих изучаемые тела; 3) изучение контактов магматических тел и предварительное определение их относительного возраста на основе геологической позиции и взаимоотношений с другими геологическими телами; 4) изучение жильных пород, постмагматических образований, контактовых ореолов; 5) изучение вмещающих пород.

Поскольку формы, условия залегания и внутреннее строение интрузивных и покровных магматических тел существенно различны и требуют определенной специфики в методах геологических наблюдений, то целесообразно отдельно рассматривать геологические методы изучения этих образований.

Методика изучения всех объектов сводится к изучению горных пород в естественных обнажениях и горных выработках и к выявлению взаимоотношений различных типов пород. Соответственно макроскопическая диагностика пород — как магматических, так и связанных с ними гидротермально-метасоматических, динамометаморфических, а также

вмещающих пород любого генезиса — является наиболее важной составляющей всех аспектов геологических наблюдений.

В полевых условиях порода определяется по совокупности таких параметров, как цвет, текстура (массивная, полосчатая и т. д.), структура (в первую очередь по размеру минеральных зерен), минеральный состав, качественная оценка физических свойств (магнитная восприимчивость, твердость, радиоактивность, удельный вес). Диагностика породы производится по свежему сколу (в том числе и в керне буровых скважин), вместе с тем следует изучить также и выветрелую поверхность, поскольку некоторые текстурно-структурные особенности пород бывают наиболее отчетливо заметны именно на выветрелой поверхности.

Задача полевой диагностики сводится к определению минерального состава пород и их текстурно-структурных особенностей, точная же диагностика основывается на результатах микроскопического изучения. Любое полевое определение является предварительным и должно быть подтверждено петрографическим исследованием.

Существуют специальные полевые определители горных пород и минералов [Кузин, Егоров, 1974; Юбельт, 1976; Музафаров, 1979; Электронный..., 2015; и др.].

### ***3.2.1. Геологическое изучение plutонических и автономных гипабиссальных тел***

#### *Форма залегания plutонических и гипабиссальных тел*

Форма залегания инъективных plutонических и гипабиссальных тел — важный генетический их параметр, зависящий от механической активности и глубины кристаллизации магматического расплава, а также от геологической обстановки — структуры и состава вмещающих толщ и характера тектонических движений. По способу внедрения инъективные тела могут быть как интрузивные, так и протрузивные.

По признаку соотношения форм интрузивных тел с залеганием вмещающих пород все эти тела делятся на согласные (конкордантные) и несогласные (секущие, дискордантные). Однако следует иметь в виду, что достоверная информация о форме интрузивов возможна лишь для первых километров в глубину и в поперечнике. Среди согласных тел наиболее распространены силлы, лополиты, этмолиты, лакколлиты и факоллиты и др.; среди частично согласных — гарполиты; среди несогласных — хонолиты, штоки, дайки (в том числе кольцевые и конические) и др. (рис. 5).

*Силл* — пластообразное интрузивное тело, залегающее параллельно напластованию вмещающих осадочных или вулканогенных пород, обычно слабодислоцированных.

*Лополит* — блюдцеобразное интрузивное тело, залегающие согласно со слоистостью вышележащих пород.

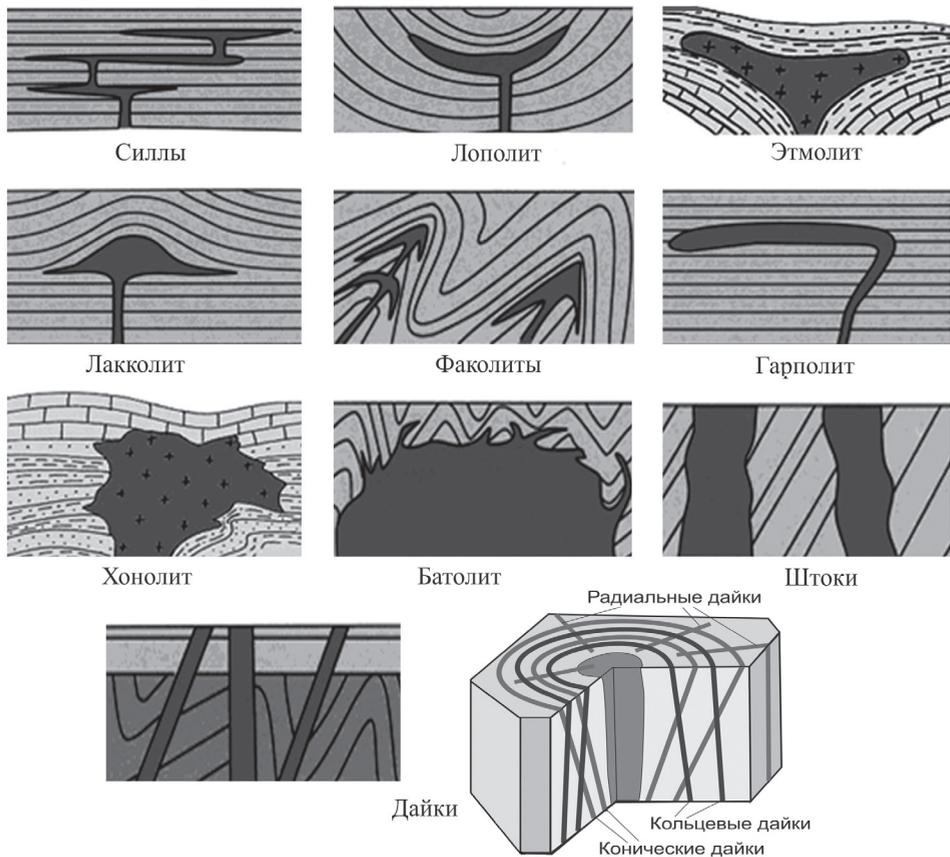


Рис. 5. Формы залегания интрузивных тел [Короновский, Брянцева, 2011]

*Этмолит* — чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющим бывший магмаподводящий канал.

*Лаколлит* — грибообразное или караваеобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Дно его относительно горизонтальное, а кровля выпуклая наподобие свода.

*Факолит* — линзовидное тело небольших размеров, расположенное в замках антиклинальных, реже синклинальных складок. Большой частью факолиты образуются синхронно со складчатыми деформациями.

*Гарполит* — межформационное интрузивное тело серповидной в плане формы.

*Хонолит* — тело неправильной формы. Образуется в результате агрессивного поведения магмы, обрушения пород кровли, поглощения и замещения вмещающих пород.

*Шток* — относительно небольшое тело, форма которого приближается к цилиндрической.

*Батолиты* — наиболее крупные из плутонических массивов. Они часто полихронны и представляют собой не сплошные однородные тела, а совокупность интрузивов разного состава и возраста, сближенных в пространстве. Генезис таких массивов зачастую дискуссионен.

*Дайка* — несогласное плитообразное тело, ограниченное в пространстве двумя параллельными стенками трещин. Подавляющее большинство даек залегает круто или вертикально и имеет резко секущие контакты. Размеры даек варьируют от первых сантиметров до километров по мощности и от десятков сантиметров до сотен километров по протяженности. По морфологии различают *линейные, кольцевые, конические дайки*. Кольцевые и конические дайки встречаются реже, чем линейные. Они связаны со структурами центрального типа, часто купольными, обусловленными магматогенной тектоникой, нередко с ними сопряжены радиальные дайки. Конические дайки образуются обычно при подъеме кровли над магматическим очагом и имеют форму воронки, суживающейся книзу. Кольцевые дайки образуются после опустошения очага при проседании кровли и имеют цилиндрическую форму или форму перевернутой воронки.

*Мигматит-плутоны* — тела гранитоидов значительных размеров, не имеющие четких границ с вмещающими породами вследствие проникновения гранитного расплава в виде многочисленных инъекций во вмещающие породы с образованием обширных полей мигматитов. Выделяются в пределах древнейших блоков земной коры.

Встречаются переходные формы интрузивов, частью согласные с вмещающими породами, частью секущие их структуру (например, переход межформационной залежи или лополита на глубине в штокообразное или дайковое тело).

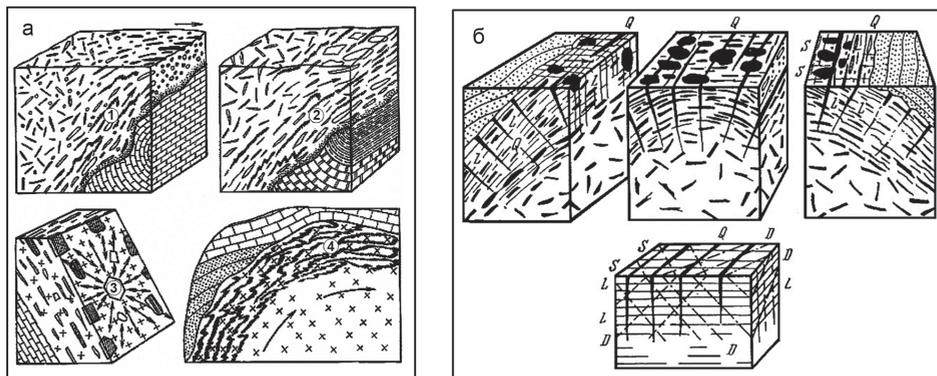
Известно, что магматитам того или иного формационного типа свойственны определенные формы интрузивных тел. Так, среди интрузивов габбро-долеритовых комплексов, сопряженных с вулканитами траппов, преобладают пластовые тела — силлы с подчиненными дайками, в совокупности образующие ступенчатые интрузивы. Гранитоидные породы образуют преимущественно батолитообразные или штокообразные тела, как дискордантные, так и вытянутые в целом согласно с направлением складчатых структур вмещающих толщ.

*Протрузии* — тела первично магматического или реститового происхождения, тектонически перемещенные в верхние горизонты земной коры (собственно протрузии, «холодные протрузии»). Протрузивная форма внедрения характерна для тел серпентинизированных ультрамафитовых пород, которые могут легко перемещаться в твердом состоянии. Гипотеза о реститово-протрузивной природе офиолитовых «альпинотипных» дунит-гарцбургитовых комплексов весьма распространена среди исследователей, хотя также имеет признание и традиционная гипотеза об их магматическом генезисе. Тела этих комплексов в плане имеют чаще всего линзовидную форму и обычно контролируются крупны-

ми региональными разрывными нарушениями, часто сопряжены с зонами тектонического меланжа. Высокотемпературного воздействия этих тел на вмещающие породы по большей части не наблюдается. Сами они несут следы катаклаза, рассланцевания и перекристаллизации в твердом состоянии. Вместе с тем известны случаи активного контактового воздействия тел офиолитовых ультрабазитов на вмещающие породы, что в рамках протрузивной концепции объясняют разогревом ультрамафитов в процессе тектонического внедрения или протрузивно-диапировым выжиманием еще горячего твердопластичного («кашеобразного» по Н. Боуэну и О. Татлу) мантийного вещества (так называемые «горячие протрузии»).

В целом для установления формы тел используются в совокупности следующие параметры: 1) величина выходов интрузивов на поверхность; 2) характер их взаимоотношений с вмещающими породами; 3) элементы прототектоники (рис. 6), косвенно свидетельствующие об ориентировке границ тела: полосчатость, трахитоидность, ориентировка шлиров и ксенолитов и иные директивные текстурные и структурные элементы прототектоники жидкой фазы становления интрузивов, а также системы первичных трещин отдельности (элементы твердой стадии становления интрузивов); 4) интерпретация геофизических полей.

Задачи выявления элементов прототектоники, преобладающей пространственной ориентировки плоскостных и линейных структурно-текстурных элементов горных пород, в том числе для установления формы



**Рис. 6. Прототектонические директивные текстуры и системы трещин, по [Павлинов, 1979]**

*а* — расположение линейных и плоскостных прототектонических элементов по отношению к контактовой поверхности магматического массива: 1 — линейные элементы; 2 — плоскостные элементы; 3 — возможное сочетание линейных (стрелки) и плоскостных элементов; 4 — шлировые текстуры;

*б* — расположение первичных трещин (*S* — продольных, *L* — пластовых, *Q* — поперечных) в интрузивных породах в своде тела и в блоке в сочетании с диагональными вторичными трещинами (*D*)

магматических тел на макроуровне, решаются с помощью методов структурного анализа, лежащего в основе структурной петрологии [Болк, 1946; Ажгирей, 1956; Елисеев, 1967; Павлинов, 1979; и др.].

В установлении формы массивов бывает важна реконструкция морфологии их апикальных частей, индикаторными для которых являются реликты кровли, часто интенсивно ороговикованные. Апикальные части некоторых массивов имеют специфические особенности: так, например, для апикальных частей гранитоидных интрузивов характерно развитие миароловых пустот, пегматоидных образований, грейзенов, апогранитов.

### *Внутреннее строение plutонических и гипабиссальных тел*

Плутонические тела сравнительно редко бывают вполне однородными, что определяется характером внедрения магмы (однократным или многократным), длительностью становления интрузивов и другими факторами.

Среди плутонических массивов (плутонов) по строению и соответственно по характеру образования различается несколько типов, обуславливающих особенности внутреннего строения плутонических комплексов [Петрографический..., 2008, 2009].

1. Простые однофазные массивы — тела, характеризующиеся относительным постоянством состава и строения и образованные в результате одноактного внедрения магмы; однородность состава в них нарушается только фаціальными разновидностями плутонических пород: наличием зон краевой закалки, зон, обогащенных ксенолитами, пегматоидных обособлений и участков интенсивных постмагматических изменений.

2. Дифференцированные однофазные массивы — тела, образованные также при одноактном внедрении магмы, но характеризующиеся внутренней структурно-вещественной неоднородностью. Среди них различаются: а) простые дифференцированные массивы, возникшие в процессе кристаллизационной дифференциации или образованные в результате кристаллизации двух (редко трех) несмешивающихся жидких фаз, возникших при ликвационном разделении расплава; б) расслоенные (псевдостратифицированные) массивы, образовавшиеся при затвердевании первично-гомогенного расплава, но имеющие в результате внутрикамерной гравитационно-кристаллизационной дифференциации ярко выраженное неоднородное строение, обусловленное чередующимися согласными слоями плутонических пород разного состава.

3. Сложные многофазные (многоимпульсные) массивы, образованные в результате неоднократного внедрения (обычно в две-три фазы, редко более) порций магмы близкого или различного состава; плутонические породы, образующие различные фазовые тела, имеют отчетливо выраженные интрузивные контакты.

4. Сложные полихронные и полигенные массивы, в которых объединены интрузивные тела, сложенные горными породами нескольких плутонических комплексов; они образуются в результате неоднократного внедрения магм разного возраста, происхождения и состава и всегда имеют между собой резкие интрузивные контакты.

Кристаллизационная зональность тел, образованная при кристаллизации одной порции магмы в замкнутой камере, имеет обычно концентрический характер — от контактов к центру интрузива выделяются зоны, имеющие фациальные контакты: 1) маломощная эндоконтактная зона закалки, представленная тонкозернистыми или даже стекловатыми породами и образующаяся в результате быстрого остывания и кристаллизации расплава; 2) краевая зона, сложенная породами, промежуточными между породами эндоконтакта и внутренних частей массива; 3) внутренняя зона, сложенная либо однородными породами, либо расслоенной серией пород (в расслоенных интрузивах). Внутренняя неоднородность интрузивов помимо кристаллизационной зональности может быть обусловлена локальными явлениями ассимиляции и контаминации и проявлена текстурными особенностями тех или иных участков массивов. Зональность также может возникнуть при последовательном внедрении отдельных порций магмы (фаз) из глубинного очага.

Внутреннее строение расслоенных интрузивов, как и отдельных их ритмов, обусловлено сменой снизу вверх относительно высокотемпературных минеральных кумулатов более низкотемпературными. Переходы между слоями могут быть как постепенными, так и резкими, но без закаленных контактов. В расслоенных интрузивах выделяют краевую зону, в которой слои обычно в целом параллельны внешнему контакту интрузива, и внутреннюю расслоенную часть, в которой при отсутствии тектонических нарушений границы почти горизонтальны в центральных частях интрузива и наклонены внутрь массива вблизи краевой зоны. В интрузивах может быть проявлена макрорасслоенность, микрорасслоенность (ритмичная) или скрытая расслоенность. Скрытая расслоенность определяется закономерными изменениями состава минералов, обусловленными положением в разрезе интрузива.

Установление характера неоднородности строения плутонических тел (расслоенность, полосчатость или концентрическая зональность), особенно мафит-ультрамафитовых комплексов, может способствовать правильному определению их формационной принадлежности и соответственно правильной оценке их минерагенической специализации.

Малые тела гипабиссальных комплексов, особенно штоки, обычно бывают более однородны, чем плутонические тела. Тем не менее в крупных дайковых и силловых телах может наблюдаться расслоенность, неоднородность как по простиранию, так и вкrest него. Дайки часто зональны, обычно особенно отчетливо выражена краевая зона закалки. Зональность тел и структурные особенности дайковых пород связаны главным образом со скоростью кристаллизации расплава вследствие

большой площади поверхности контактов (и соответственно большой площади поверхности охлаждения), а также вследствие сравнительно небольшой глубины уровня их становления. Зональность даек может быть также связана с процессами внутрикамерной дифференциации. Внутреннее строение даек зависит также от способа их формирования: при однократном внедрении расплава образуются простые дайки; при многократном внедрении в раскрывающуюся трещину расплава одного и того же состава — многократные дайки; при внедрении расплава разного состава — сложные дайки. В первом случае зональность крутых и вертикальных даек симметрична, а в двух других случаях часто встречаются так называемые полудайки, в которых зона закалки наблюдается лишь с одной стороны (дайка в дайке).

Изучение строения инъективных тел включает: 1) предварительную диагностику горных пород, в том числе на основании их физиографического облика — совокупности внешних отличительных признаков, включая цвет, текстурно-структурные особенности, формы отдельности и т. д.; 2) выделение интрузивных фаз и фаций и установление их характерных особенностей; 3) определение последовательности образования фаз; 4) изучение прототектоники; 5) изучение жильных и постмагматических образований.

### *Изучение контактов инъективных тел*

Изучение контактов магматических тел — одна из важнейших задач при картировании магматических объектов. Контакт может быть: а) резким — проявляющимся на расстоянии первых сантиметров и поддающимся фиксации в пределах штуфа; б) нерезким (диффузным, скрытым, термостатированным), занимающим зоны до нескольких метров; в) постепенным, заключающимся в смене одних пород другими на протяжении значительного расстояния, через переходные разновидности — таковы, как правило, фациальные контакты.

Генетически контакты инъективных тел с вмещающими породами могут быть интрузивными, стратиграфическими и тектоническими.

*Интрузивный контакт* является нормальным контактом инъективных тел магматических пород и свидетельствует об их более молодом возрасте по отношению к вмещающим породам. Признаками интрузивного контакта являются: 1) наличие апофиз магматитов во вмещающих породах; 2) наличие в интрузиве вблизи зоны контакта ксенолитов вмещающей породы; 3) наличие экзоконтактных зон, выраженных метаморфическими или метасоматическими изменениями вмещающих пород — ороговикованием, скарнированием и другими изменениями, исчезающими по мере удаления от контакта; 4) наличие эндоконтактных зон в приконтактных породах интрузивного тела, представленных афанитовыми либо мелкозернистыми породами зон закалки, а также эндоскарновыми породами. При этом следует различать боковые контакты интрузивных тел с вмещающими породами.

зивов, как правило, крутые, и пологий их верхний контакт — апикальную поверхность, или кровлю массивов. Интрузивные контакты во многих случаях наблюдаются и внутри интрузивных массивов; они ограничивают тела (интрузивные фазы), возникшие при неоднократном последовательном внедрении магматических расплавов. Морфология интрузивных контактов может быть различна (рис. 7).

*Стратиграфический (трансгрессивный) контакт* интрузивов представляет собой поверхность несогласия между денудационной поверхностью интрузива и более молодыми стратифицированными образованиями. Признаки трансгрессивного контакта следующие: 1) отсутствие оторочки или зоны закалки; 2) срезание контактом фазовых тел и тел, секущих интрузив (даек и пр.); 3) параллелизм контакта со слоистостью вмещающих пород (в сочетании с другими признаками); 4) наличие обломков интрузивных пород в базальных слоях перекрывающих пород; 5) наличие кор выветривания и карманов в верхней части интрузива в зоне контакта с перекрывающими породами.

*Тектонический контакт* характеризуется тем, что интрузивные породы соприкасаются с вмещающими породами по разрывным нарушениям. Подобные контакты нередко сопровождаются признаками катаклаза, милонитизации и рассланцевания как пород интрузива, так и вмещающих его толщ, однако многие из этих признаков могут отсутствовать, если в контакт приведены пластичные породы. При тектоническом контакте породы интрузивных тел по времени их формирования могут быть

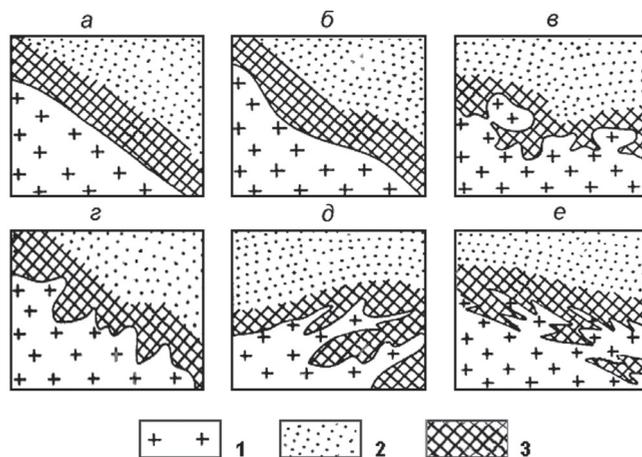


Рис. 7. Характер контактовых поверхностей интрузивных тел, по [Апродов, 1952]

*a* — ровный; *б* — волнистый; *в* — глыбовый; *г* — зазубренный; *д* — апофизный; *е* — послойно-инъекционный

1 — гранит; 2 — вмещающие породы; 3 — контактово-измененные породы

как моложе, так и древнее пород, с которыми они контактируют. Разнообразием тектонических контактов являются протрузивные контакты.

В целом при изучении контактов решаются следующие задачи:

1. Установление резких контактов, сопровождаемых зонами закалки и свидетельствующих об асинхронности интрузивных тел, или нерезких, диффузных, свидетельствующих о сближенности интрузивных фаз во времени. Однако нужно учитывать, что контакты разных видов могут сменять друг друга по простиранию или сочетаться в пределах единого фазового тела.

2. Реконструкция первичной поверхности кровли массивов и оценка глубины эрозионного среза по замерам элементов залегания останцов кровли, ориентировки слоев, линий течения и систем трещин пластовой отдельности.

3. Определение относительного возраста интрузивов на основании характера их контакта с вмещающими породами. Нижняя возрастная граница определяется по активному интрузивному контакту с наиболее молодыми вмещающими породами, причем наиболее информативными являются контакты с зонами приконтактных изменений, с апофизами во вмещающие породы и с ксенолитами этих пород. Верхняя возрастная граница определяется по возрасту наиболее древних пород, трансгрессивно перекрывающих интрузив, при этом чрезвычайно важно изучение галек магматических пород из конгломератов в перекрывающих толщах и сопоставление их с породами изучаемого интрузива.

4. Определение кровли и подошвы интрузива. Как правило, зоны экзоконтактных изменений вмещающих пород и зоны закалки в эндоконтакте более развиты в кровле интрузивных тел, где также нередко наблюдаются апофизы и жилки во вмещающие породы.

Определение элементов залегания контактовых поверхностей может проводиться различными способами: а) прямым измерением компасом; б) по топографической карте (метод стратоизогипис); в) графическими способами вычисления элементов залегания контактов по двум видимым падениям плоскости контакта; г) по трем точкам (обнажениям) контакта, не лежащим на одной прямой; д) по геофизическим данным. Косвенно о падении контактов можно судить по ширине зон экзоконтактных изменений, залеганию элементов прототектоники. Наиболее достоверный способ — определение наклонов контактовых поверхностей в объемных моделях (в горных выработках, сплошных скальных обнажениях, по данным бурения) — доступен сравнительно редко.

### *Изучение дайковых и жильных пород*

Среди дайкообразных тел, расположенных в пределах плутонов, можно выделить две группы. К первой группе относятся жильные породы, генетически связанные с породами плутона, ко второй — дайки, приуроченные к плутону лишь пространственно. Отличительными признаками

жильных образований являются их приуроченность к первичным трещинам отдельности и сходные общие особенности вещественного состава жильных пород и пород массива. В отличие от даек жильной фазы, дайки, генетически с плутоном не связанные, имеют резкие контакты с зонами закалывания, крутое залегание, часто повышенную мощность и могут располагаться как в интрузивном массиве, так и за его пределами.

Изучение жильных и дайковых пород имеет большое значение, так как с ними нередко пространственно связаны определенные типы рудной минерализации.

### 3.2.2. Геологическое изучение вулканических тел

#### *Форма, залегание и внутреннее строение вулканических тел*

При полевых исследованиях вулканогенных образований необходимо составление детальных разрезов их покровных фаций, а также изучение экструзивно-жерловых и субвулканических фаций конкретных вулканотектонических структур.

Форма и залегание вулканических тел определяются главным образом их фациальной принадлежностью. Фациями продуктов вулканизма в покровном залегании являются эффузивная и эксплозивная, в интрузивном залегании — экструзивно-жерловая и субвулканическая фации. Каждая из этих фаций имеет свои особенности.

*Породы эффузивной (лавовой) фации* залегают в виде потоков и покровов. Потоки имеют вытянутую в плане форму, длина их может достигать десятков километров (например, лавовые потоки в речных долинах), покровы же образуют более изометрические поля, достигающие сотен квадратных километров. В разрезах вулканических толщ такие породы выглядят как пластообразные или линзовидные тела мощностью до нескольких десятков метров, нередко не выдержанные по мощности, осложненные раздувами и пережимками. Мощность и протяженность потоков определяются скоростью поступления вулканического материала и вязкостью расплава; маловязкие лавы основного состава отличаются пониженной мощностью и повышенной протяженностью потоков. Вязкие магмы кислого состава нередко вообще образуют не потоки, а экструзивные тела (купола, обелиски и т. п.).

*Породы эксплозивной (вулканокластической) фации* — продукты эксплозивных наземных или подводных извержений — слагают пласты и линзы весьма изменчивой мощности (до сотен метров). Внутренняя структура таких пластов может быть достаточно сложной.

*Породы экструзивно-жерловой фации* формируют вулканические купола, некки и диатремы. Некки — это столбообразные тела, выполняющие жерло вулкана и сложенные лавами или вулканокластическим материалом. В поперечном сечении некки бывают округлыми, овальными или неправильной формы. Диатремы — субвертикальные трубообразные

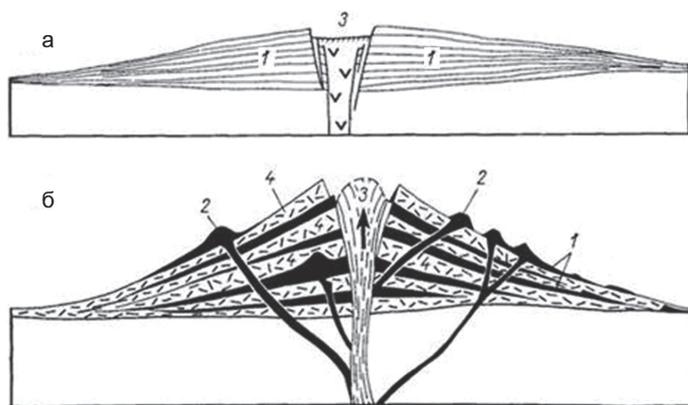
тела, часто с изменяющимся сечением (круглым, овальным и др.), образовавшиеся в результате одноактного взрывного прорыва газов или газонасыщенных магм в приповерхностных частях земной коры; диаметр их обычно не превышает 1 км. В трещинных вулканах жерловые тела могут иметь дайкообразную форму.

В вулканических постройках иногда можно наблюдать переходы лавовых покровов в тела экструзивно-жерловой фации. В таких случаях в направлении к вулканическому центру отмечается увеличение углов падения флюиальности, вплоть до восстающей.

*Породы субвулканической фации* образуют тела, аналогичные другим интрузивным образованиям малой глубинности (разд. 3.2.1) — штоки, силлы, лакколиты, дайки, а иногда сложные ветвящиеся тела.

Совокупность генетически связанных между собой вулканитов разных фаций формирует сложные тела — вулканы центрального или трещинного типов. Сложные вулканические постройки центрального типа (щитовые и стратовулканы) (рис. 8) представляют собой сочетания потоков и покровов, строение которых закономерно изменяется по мере удаления от центров извержений. Линейные вулканы (вулканы трещинного типа) имеют протяженные дайкообразные трещинные подводящие каналы. Для них наиболее характерны излияния жидкой базальтовой лавы, но возможны извержения (в том числе эксплозивные) расплавов и более кислого состава.

Щитовой (щитовидный) вулкан — вулканическое сооружение, которое образовалось в результате многократных излияний жидкой лавы. Обычно имеет форму очень пологого щита. Стратовулкан (смешанный вулкан) является наиболее распространенной формой вулканов центрального типа и представляет собой вулканический конус, построенный из чередующих-



**Рис. 8. Разрезы щитового вулкана (а) и стратовулкана (б), по Е. Е.Милановскому**

1 — лавы; 2 — паразитические центры извержения; 3 — экструзивный купол; 4 — слои пирокластического материала

ся покровов вулканокластического материала и перекрывающих его лавовых потоков. Строение вулканов такого типа отражает неоднократную смену эксплозивного характера извержений эффузивным. Во многих случаях вулканический материал заполняет депрессии, образующиеся в результате эксплозивных процессов, — кратеры, кальдеры, маары.

Морфология вулканических тел во многом обусловлена составом магмы. Для лав основного состава, обладающих малой вязкостью, характерно образование значительных по площади покровов, субвулканические тела чаще всего имеют форму силлов и даек. Лавы кислого и среднего состава, особенно умереннощелочного (трахириолитового, трахитового и т. д.), как уже отмечалось, вязкие и формируют по большей части куполовидные тела и короткие лавовые «языки». Вместе с тем, производные флюидизированной кислой магмы — игнимбриты и игниспумиты — обладают очень высокой подвижностью и образуют обширные покровы. Субвулканические тела кислого состава имеют чаще всего форму лакколитов или близких к ним тел (разд. 3.2.1).

**Внутреннее строение** вулканических тел определяется полифазным характером вулканического процесса, динамикой извержений, а также способом транспортировки и отложения вулканогенного материала.

Неоднородное внутреннее строение эффузивных тел обусловлено динамикой их течения и охлаждения. Внутренние части потоков и покровов имеют бóльшую степень раскристаллизации, чем нижние и верхние. Верхняя поверхность часто имеет пористое строение из-за «истечения» газовой составляющей, первоначально растворенной в магматическом расплаве. Вследствие дифференциации кинетических условий в движущемся лавовом потоке могут возникать текстуры течения, часто подчеркнутые различной окраской лавовых микропотоков или струй или неравномерным распределением кристаллических зерен. Лавовые породы с брекчиевыми текстурами образуются в результате разных процессов: при взламывании затвердевшей корки во время движения лавового потока или вследствие пузырьковой кавитации (лавобрекчии); при цементировании лавой обломков ранее застывшей лавы (кластолавы); в результате дробления лавовых потоков при их излиянии (лавокластиты); при взаимодействии разливающегося расплава с водой за счет быстрого охлаждения лавы с растрескиванием вулканического стекла (гиалокластиты).

К элементам внутренней структуры эффузивов относятся также первичные трещины отдельности, включающие как структуры растяжения (которые располагаются перпендикулярно к поверхности охлаждения), так и горизонтальные и концентрические трещины. Сочетание различных типов трещин приводит к образованию полигональной, столбчатой, параллелепipedальной, плитчатой, шаровой отдельности. Формирование последней указывает на формирование лав преимущественно в подводных условиях.

Внутреннее строение вулканических куполов, сложенных кислыми вулканидами, в общем случае характеризуется развитием приконтактной

зоны кластолав и лавобрекчий, промежуточной зоны перлита (вулканическое стекло специфической текстуры) и центральной зоны, состоящей из монолитной породы разной степени кристалличности с закономерно расположенными трещинами и иногда с флюидальностью.

Поскольку вулканогенные образования включают весьма разнородные по условиям залегания, внутреннему строению, составу пород и другим параметрам объекты, методы их геологического изучения отличаются бóльшим разнообразием по сравнению с плутоническими и гипабиссальными телами. В связи с этим методы изучения тел стратифицированных эффузивных и вулканокластических образований содержат элементы методики картирования осадочных, а жерловых и субвулканических — плутонических и гипабиссальных пород. Изучая вулканогенные толщи, необходимо иметь в виду, что они могут представлять собой суммарный продукт деятельности многих вулканов.

### *Общая схема изучения вулканических образований*

В качестве одного из основных методов картирования стратифицированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований применяется метод их пересечения и составления разрезов в сочетании с прослеживанием отдельных толщ и горизонтов по латерали, поскольку вулканогенные толщи в большинстве своем очень неустойчивы, не выдержаны по простиранию и пестры по составу.

Начальный этап изучения вулканитов включает предварительную диагностику этих пород, которая затруднена их тонкокристаллическим или афанитовым строением. В связи с этим диагностическими признаками вулканогенных пород в полевых условиях являются цвет породы, структура, текстура, присутствие тех или иных фенокристаллов или кристаллокластов, характер основной массы, форма пустот, минералы.

Следующий этап исследований состоит в обособлении и изучении геологических тел, сложенных определенными вулканогенными породами или их сочетанием. Определяются формы тел, размеры, характер контактов, положение в геологическом пространстве (элементов залегания), изменчивость состава и структурно-текстурных особенностей, взаимоотношения каждого выделенного геологического тела с другими телами. При этом основными задачами являются: а) расчленение вулканических пород на стратифицированные (лавовые и вулканокластические покровы, потоки и т. п.) и секущие (жерла, купола, субвулканические дайки, штоки и т. п.) образования; б) установление внутренней структуры вулканических образований и выяснение строения и последовательности формирования покровных, жерловых и субвулканических тел и связанных с ними полезных ископаемых.

Решение этих задач включает выявление: 1) структурных и возрастных взаимоотношений вулканических тел между собой, а также с под-

стилающими, перекрывающими и прорывающими образованиями; 2) соотношений вулканических тел с довулканическими, синвулканическими и поствулканическими разломами; 3) связи гидротермально-метасоматических изменений пород и рудной минерализации с конкретными фациями вулканитов. Фациальный анализ вулканитов позволяет реконструировать палеовулканическую обстановку их образования и определять положение и тип вулканических центров.

Для определения элементов залегания лав используются поверхности наслоения (границы между покровами), текстурные особенности и отдельность пород. Установление границ между лавовыми покровами, достаточно контрастными по составу, как правило, не вызывает затруднений. Границы между покровами лав сходного состава часто фиксируются по смене таких характеристик пород, как их окраска, текстурные или структурные особенности, количество фенокристаллов и т. д., но нередко эти границы не могут быть достоверно установлены, особенно в монотонных толщах эффузивных пород. Поверхности покровов и потоков обычно характеризуются пористостью, а также наличием корок закали в виде стекловатых зон. Кроме того, кровля потока обычно достаточно ровная, тогда как его нижняя плоскость повторяет особенности подстилающего рельефа, на который лава излилась.

К текстурным особенностям пород, способствующим установлению элементов залегания, относятся флюидальная текстура, в целом (но далеко не всегда, особенно в краевых частях потоков) отражающая элементы залегания тела; ориентировка фенокристаллов; ориентировка пустот и миндалин; отдельность. Например, плоскости подушечной и пластовой отдельностей расположены параллельно поверхности покрова, а столбы призматической отдельности всегда к ней перпендикулярны. Однако измерения пластовой отдельности можно принимать во внимание лишь тогда, когда она согласуется со слоистостью или с первичными текстурами течения. Направление движения потока лав реконструируется по форме пор, по канатным лавам, по флюидальности, по линейным и плоскостным текстурам в потоках лав, ориентировке вытянутых подушек лав и по их подворачиванию во фронтальной части потока, по лавопадам, по наклону столбчатой отдельности в лавовых потоках и др.

Для тонкослоистых взрывных вулканических пород (чаще всего это слоистые туфы) элементы залегания определяются так же, как и для осадочных пород. Значительно труднее они устанавливаются в телах практически массивных туфов и вулканических брекчий. Слоистость в них может быть выявлена по тонким прослоям и вытянутым линзам в них, по неясной градации состава или крупности обломков и по параллельному расположению последних.

Относительные возрастные соотношения лавовых, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород могут быть установлены после выявления последовательности их наслоения (стратиграфической

последовательности), а при наличии остатков руководящей фауны и флоры можно определить их геологический возраст. Относительный возраст секущих экструзивно-жерловых и субвулканических тел устанавливается по соотношению их с вмещающими породами и друг с другом. Возраст стратифицированных вулканических пород может быть установлен также на основании возраста перекрывающих (верхняя возрастная граница) и подстилающих (нижняя возрастная граница) пород. Датирование покровных лавовых пород и пород секущих вулканогенных тел может быть также произведено изотопно-радиологическими методами, что гораздо более проблематично для вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, так как они могут являться смесью обломков разновозрастных пород.

Для выделения вулканических петрографических подразделений в полевых условиях используют различные данные — породный состав вулканогенных толщ, относительную последовательность пород и их фациальную принадлежность, маркирующие вещественные признаки и др. Вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи пород расчленяются на стратиграфические единицы так же, как и осадочные толщи. При расчленении следует руководствоваться положением покровных фаций вулканогенных комплексов в стратиграфическом разрезе, обращать внимание на условия их накопления, строение, петрографический и химический состав, ассоциации с породами иного генезиса. Нужно помнить, что между отдельными вулканическими покровами внутри вулканогенных толщ часто может наблюдаться несогласное залегание, которое не влияет на характер вулканогенной толщи или свиты в целом.

### *Признаки отличия покровных эффузивных образований от пластовых интрузивных тел*

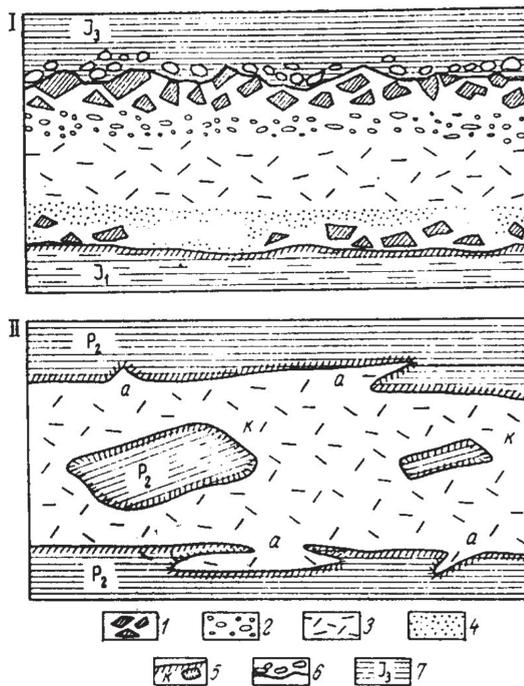
С вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами иногда тесно связаны пластовые интрузивы (как правило, субвулканические силлы) сходного с эффузивами состава, внедряющиеся как между слоями осадочных пород (рис. 9), так и между покровами вулканитов. В таких случаях, особенно в последнем, выделение пластовых интрузивов может вызывать значительные затруднения. Чаще всего такие ситуации отмечаются в толщах основного состава, например в траппах, в которых среди стратифицированных базальтов и долеритов пластовые интрузивные тела такого же состава весьма многочисленны и обширны по площади распространения.

Поскольку петрографически породы покровных и силловых тел могут быть неразличимы, вопрос выделения пластовых тел среди стратифицированных вулканитов должен решаться полевыми методами.

Многие признаки силлов (межпластовых залежей) и лавовых покровов являются сходными, поэтому основанные на этих признаках крите-

Рис. 9. Принципиальная схема строения лавового потока, залегающего в толще осадочных пород (I), и силла (II) в разрезе [Пожиленко, 2008]

1 — глыбово-шлаковая лавовая корка; 2 — пузыристая лава; 3 — слабораскристаллизованные (эффузивная и интрузивная) породы; 4 — вулканическое стекло; 5 — зоны обжига во вмещающих породах и реакционные каемки по ограничениям ксенолитов (K); 6 — конгломерат; 7 — вмещающие осадочные породы; а — апофизы



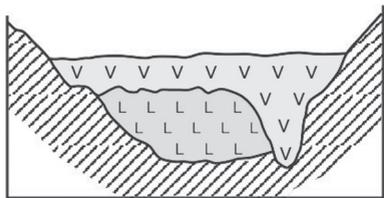
рии идентификации покровов и силлов имеют по большей части сравнительно-количественный, а не качественный характер. Так, породы силлов обычно более плотные и более однородные по составу и структуре, чем породы покровов, более массивные (миндалекаменность проявляется только вблизи верхнего контакта), в меньшей степени измененные. Степень раскристаллизации их чаще всего бывает выше, чем эффузивов, хотя в центральных частях мощных покровов также могут присутствовать полнокристаллические породы с долеритовой структурой, а среди интрузивных пород — неполнокристаллические разновидности. Кроме того, в силлах более проявлены зоны приконтактной закалки. Силлы, как и покровы, имеют параллельные контакты, но подошва силлов обычно более ровная, в то время как у покровов она отражает неровности поверхности, на которую они изливаются. Как покровные, так и интрузивные пластовые тела могут быть смяты в складки совместно с окружающими их толщами.

Достоверными признаками активных контактов, присущих интрузивным телам, являются наличие апофиз во вмещающие породы, ксенолитов вмещающих, а иногда и нижележащих пород, контактовые (термальные или метасоматические) изменения во вмещающих породах. Следует отметить, что контактовое воздействие пластовых интрузий на вмещающие породы бывает, как правило, очень слабым, в большей степени затрагивает породы кровли и часто представляет собой

лишь легкий обжиг. Рвущие контакты для силлов в целом не характерны, тем не менее на отдельных участках они могут наблюдаться. Иногда могут наблюдаться и переходы в дайковые тела, секущие вышележащие толщи, что является свидетельством интрузивного характера пластовых тел. Переход в дайковые тела, секущие нижележащие отложения, не является достоверным свидетельством, поскольку эти тела могут быть подводными каналами покровов.

Наличие линз и прослоев осадочных, вулканогенно-осадочных и туфовых пород, признаки слоистости, флюидалные текстуры, шаровая отдельность присущи только покровным эффузивам. Однозначно указывают на излившийся характер пород примесь осадочного материала, захваченного во время течения потока, остатков обугленной древесины, наличие в верхней эндоконтактной зоне бурых корок окисления, признаков эрозии, выветривания, наличие гиалиновых структур, примеси пеплового материала, шлака, «канатных» и глыбовых поверхностей контакта, а в случае перекрытия покрова осадочными породами — заполнение осадком неровностей на его поверхности. Лавобрекчии, гиалокластиты и кластолавы также присущи только эффузивам, но в случае присутствия в них ксеногенного материала их следует отличать от контактовых брекчий внедрения интрузивных тел. В отдельных случаях пластовые интрузивные тела жерловой, субвулканической или реже гипабиссальной фаций, представляющие собой, как правило, ответвления соответствующих субвертикальных тел, могут быть целиком сложены кластическим материалом.

Анализируя геологическое положение пластовых тел с целью установления их генезиса, следует иметь в виду, что если более молодой поток ложится на сильно эродированную поверхность относительно более древнего потока или заполняет врезанную в него эрозионную долину, может иметь место ситуация, когда подошва более молодого потока оказывается ниже кровли, а иногда и подошвы останцов более древнего. В таких случаях, особенно при ограниченной обнаженности, может создаваться впечатление рвущего характера взаимоотношений (рис. 10).



**Рис. 10. Взаимоотношения разновозрастных лавовых потоков — налегание с размывом (по Е. Е. Милановскому, с изменениями)**

Как следует из сказанного выше, для идентификации потоков и силлов наиболее информативно изучение их контактов, особенно верхних. Но для достоверного решения этой задачи следует использовать весь комплекс признаков различия покровных и пластовых интрузивных тел. К сожалению, часто эти признаки недоступны наблюдению или не проявлены в достаточной мере, поэтому решить эту задачу не всегда представляется возможным.

### 3.3. Опробование магматических пород

Породы всех выделенных при геологической съемке магматических объектов, а также связанные с ними образования (например, гидротермалиты) подлежат опробованию с целью последующего определения различных качественных и количественных характеристик этих пород и слагающих их минералов. Универсальной системы отбора проб не существует, поэтому можно дать лишь самые общие рекомендации. Выбор того или иного метода опробования зависит от задач, которые ставит перед собой исследователь.

Главным требованием является представительность образца (пробы), т. е. максимальное соответствие его свойств характеризующему объекту. Методически подход к отбору представительного образца может быть различным. В случае отчетливо выраженной неоднородности состава и строения изучаемого объекта и невозможности выбора одного представительного образца следует увеличивать количество отобранных образцов, чтобы получить усредненную характеристику изучаемого объекта. Если же изучаемый объект достаточно однороден, то для анализа можно отобрать единичные образцы, обладающие наиболее типичными особенностями состава и строения. И в том, и в другом случае отбору образца должен предшествовать обстоятельный анализ особенностей состава и строения изучаемого объекта.

Породы, из которых отбираются пробы, должны быть свежими, не иметь признаков выветривания и гидротермального изменения, не содержать включений и прожилков, за исключением случаев, когда изучению подвергаются именно изменения и неоднородности пород. Для опробования используются точечный или штуфный способы; второй более универсален и пригоден в любых условиях и на любых объектах, включая керн скважин, маломощные жилы и т. д. Размер пробы определяется абсолютным и относительным размером зерен горных пород и составляет обычно от 100 до 500 г. Пробы для химического или петрофизического анализа обязательно должны сопровождаться сколками для петрографического исследования. В пунктах отбора проб и образцов проводят дополнительные геологические наблюдения с детальным описанием опробуемой породы и вынесением точки отбора на карту фактического материала.

Таким образом, главными результатами полевых геологических наблюдений являются: 1) геологическая карта заданного масштаба; 2) характеристика всех типов магматических пород и слагаемых ими тел в их иерархической последовательности; 3) представительная коллекция образцов (проб) для петрографических, химических, петрофизических, изотопно-геохимических, микроструктурных исследований.

Наиболее полная информация о предполевой подготовке, полевых методах изучения магматических пород и их опробовании приведены

в публикациях, по материалам которых и был составлен данный раздел [Методические указания..., 1971; Михайлов, 1984; Белоусов, 1971, 1986; Полевая геология..., 1989; Пожиленко, 2008; и др.].

### 3.4. Магматогенные гидротермально-метасоматические образования

Одна из задач, решаемых при составлении Госгеолкарт, заключается в изучении гидротермально-метасоматических образований, поскольку они часто являются рудоносными и имеют особую важность для минерагенических прогнозов. В настоящем разделе рассмотрены наиболее значимые в минерагеническом отношении метасоматические ассоциации.

Интенсивность проявления гидротермально-метасоматических процессов обусловлено сочетанием различных факторов: в первую очередь флюидонасыщенностью, составом, объемом и температурой магматического расплава; формой и глубиной становления магматического тела (чаще всего интрузивного); составом, структурой и проницаемостью вмещающих толщ. Так, например, наиболее мощные контактовые метасоматические ореолы возникают вокруг магматитов гранитоидного и щелочного составов, производных богатых водой и другими летучими компонентами расплавов, внедрившихся в осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Гидротермально-метасоматические породы формируются как в контактовых зонах интрузивов, так и на удалении от них.

По степени замещения исходных пород новообразованными минералами выделяют слабопроявленные (5–20% новообразований), сильнопроявленные (20–80% новообразований) и полнопроявленные (80–100% новообразований) метасоматиты [Плющев и др., 1981].

Все гидротермально-метасоматические образования подразделяются на равновесные со щелочными, нейтральными или кислыми растворами. Кроме того, они подразделяются по температуре образования на высоко-, средне- и низкотемпературные, что коррелируется с их связью с магматитами разных уровней глубинности: 1) с вулканитами и близповерхностными и малоглубинными интрузивами; 2) с небольшими интрузивами и дайками малых и средних глубин; 3) с интрузивами средних и больших глубин [Рудоносность..., 1981]. По преимущественной связи с магматическими породами того или иного состава можно выделить несколько групп метасоматитов [Марин, 2015], из которых наиболее многочисленна группа метасоматитов, связанная с породами кислого и среднего состава.

#### *Метасоматиты, ассоциирующие с массивами магматитов кислого и среднего состава*

**Скарны.** Скарны — биметасоматические породы, равновесные с растворами, близкими к нейтральным (pH 5,5–8), образующиеся в зонах контакта интрузивов и вмещающих (как правило, карбонатных) пород.

Скарны могут быть связаны с интрузивами различного, но чаще всего умереннокислого состава, поэтому они условно рассматриваются в этой группе. Различают эндоскарны, развивающиеся в эндоконтакте интрузива, и экзоскарны — продукты воздействия магматогенного флюида на вмещающие породы. По составу и температурам образования выделяют магнезиальные и известковые скарны.

*Магнезиальные скарны* являются наиболее высокотемпературными (900–600 °С), значительная их часть образуется в докристаллизационную стадию становления интрузивов. Типоморфные минералы внутренних зон магнезиальных скарнов — диопсид, форстерит, шпинель, магнетит, кальцит; в условиях умеренных глубин к ним добавляются периклаз и монтичеллит, в условиях больших глубин — энстатит, гиперстен, плагиоклаз. Характерные минералы магнезиальных скарнов послемагматической стадии — флогопит, скаполит, паргасит, лазурит и др.

К *известковым скарнам* отнесены все те зональные метасоматические образования, внутренние зоны которых представлены типичными скарновыми парагенезисами: пироксен — гранат — волластонит, пироксен — гранат, гранат — эпидот, пироксен — эпидот. Известковые скарны в основном связаны с гранитоидами, образуются в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях и являются более низкотемпературными породами (700–450 °С), чем магнезиальные скарны. Скарновые тела могут развиваться как непосредственно вдоль контакта карбонатных и силикатных пород, так и, в случае инфильтрационного их характера, на некотором удалении от этого контакта.

Со скарнами связано образование промышленных концентраций железа, кобальта, мышьяка, меди, золота, бора. Большое промышленное значение имеет наложенное оруденение (шеелит-молибденитовое, шеелит-сульфидное, полиметаллическое, урановое и др.).

**Фельдшпатолиты.** Фельдшпатолиты (полевошпатовые метасоматиты) — высоко-умереннотемпературные (600–300 °С) метасоматиты, образующиеся в контактовых зонах интрузивов лейкогранитов, аляскитов, умереннощелочных и щелочных гранитов.

При воздействии на полевошпатовые или кварц-полевошпатовые породы умереннощелочных и близких к нейтральным растворов (рН 7–8,5) образуются калиевополевошпатовые метасоматиты (микроклиниты, ортоклазиты) и альбититы. Главные минералы калиевополевошпатовых метасоматитов — микроклин или ортоклаз, флогопит или биотит, эгирин, щелочные амфиболы, магнетит, второстепенные — кварц, плагиоклаз, ангидрит, пироксид, монацит, ксенотим, уранинит, циркон, циртолит и малакон, флюорит и др. Главные минералы альбититов — альбит, щелочной амфибол, пироксены (эгирин, эгирин-авгит, эгирин-диопсид), биотит, магнетит, гематит, второстепенные — кварц, микроклин, циртолит и малакон, аксессуарные — циртолит и малакон, колумбит-танталит, торит, браннерит, флюорит, уранинит.

С фельдшпатолитами (преимущественно с альбититами) связаны месторождения тантала, ниобия, циркония, иттрия и других редкометалльных и редкоземельных элементов, с калиевополевошпатовыми метасоматитами — бериллия.

В том случае, если растворы, воздействующие на субстрат, имеют более кислый состав (рН 6–6,5), возникают **кварц-полевошпатовые** (кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые или кварц-ортоклазовые) **метасоматиты**.

**Эгирин-флюоритовые метасоматиты** образуются по карбонатным породам при тех же параметрах гидротермальных растворов, что и альбититы. Главные слагающие их минералы — эгирин, флюорит, кальцит.

**Грейзены.** Грейзенизация представляет собой процесс кислотного (рН 3–5) выщелачивания, связанный с интрузивами лейкогранит-аласкитового состава и проявляющийся в интервале глубин 1,5–3,0 км при температурах 500–300°C. Грейзены формируются главным образом на контактах плутонических пород кислого состава, располагаясь как в апикальных частях интрузивов, так и во вмещающих породах. Главнейшими пороодообразующими минералами грейзенов являются кварц, мусковит, фенгит, топаз, флюорит, второстепенными — альбит, турмалин, берилл, фенакит, берtrandит, хризоберилл, лепидолит, касситерит, вольфрамит, шеелит, молибденит, висмутин, корунд, гранат.

В апикальных частях литий-фтористых гранитов возникают грейзеноподобные метасоматические породы — **цвиттеры**, содержащие литиевые слюды ряда циннвальдит–протолитионит–сидерофиллит, кварц, топаз, флюорит.

**Слюдиты** формируются при воздействии на карбонатные породы, скарны, основные и ультраосновные породы тех же растворов, которые приводят к образованию грейзенов. Главные минералы слюдитов — слюда (в зависимости от состава субстрата — мусковит, циннвальдит, протолитионит, флогопит, лепидомелан) и флюорит, в качестве второстепенных минералов, также в зависимости от субстрата, могут содержаться топаз, хризоберилл, берилл, фенакит, хрупкие слюды, кварц, шеелит, тальк, хлорит.

С грейзенами и грейзеноподобными породами связаны промышленные концентрации олова, вольфрама, молибдена, бериллия, лития, висмута, тантала.

Грейзены, цвиттеры, слюдиты, а также другие богатые слюдами метасоматиты (березиты, листовиты) объединяются в **семейство филлизитов**.

**Кварц-турмалиновые метасоматиты (турмалиниты).** Наиболее характерны эти метасоматиты для полей развития даек и малых интрузивов различного состава. Типичные породы, по которым возникают турмалиниты при воздействии низко-среднетемпературных (500–250 °С) нейтральных или слабокислых растворов (рН 3,5–6,5), — песчаники, алевролиты, магматические породы кислого и среднего составов. Главные минералы турмалинитов — турмалин и кварц, во внешних зо-

нах — также хлорит или серицит, карбонат. Турмалиниты широко проявлены на месторождениях олова, золота, меди, молибдена, вольфрама, где эти метасоматиты могут быть до-, син- или пострудными.

**Березиты** представляют собой низко-среднетемпературные (400–200 °С) метасоматиты, равновесные со слабокислыми или близкими к нейтральным растворами (рН 4–5), образующиеся в контактовых ореолах плутонов, дайковых полях, вулканических центрах по магматическим и метаморфическим породам кислого и среднего составов, терригенным породам, скарнам и пропилитам. Во внутренних зонах березитов происходит замещение первичных породообразующих алюмосиликатов кварцем, серицитом, пиритом, карбонатами (обычно анкеритом, реже доломитом и кальцитом), для внешних зон характерно присутствие хлорита, из карбонатов наиболее распространен кальцит. Проявления березитов типичны в пределах кварц-золоторудных, золото-шеелитовых, полиметаллических, колчеданно-полиметаллических, золото-молибденовых, а также шеелит-молибденитовых, шеелитовых, медно-молибденовых, урановых и ряда других месторождений.

**Листвениты** формируются в тех же условиях и посредством тех же растворов, что и березиты (принадлежат к одной березит-лиственитовой фации), но их протолитом являются основные и ультраосновные магматические породы, серпентиниты, карбонатные породы. Главные минералы лиственитов — карбонаты (доломит-анкерит, магнезит-брейнерит), кварц, серицит или хромсодержащая слюда (фуксит), пирит, второстепенные — хлорит, тальк, магнетит. Листвениты характерны для некоторых золоторудных, кобальтовых, серебряных месторождений.

**Гумбеиты.** Это околотрузивные кварц-(серицит)-калиевополевошпатовые метасоматиты, сложенные ортоклазом (адуляром), кварцем, анкеритом, серицитом, хлоритом, биотитом, флогопитом, пиритом. Гумбеиты — низкотемпературные аналоги альбититов, они сменяют березиты при снижении кислотности растворов и сопровождают некоторые вольфрамовые и молибденовые месторождения.

**Вторичные кварциты.** Эти метасоматиты обычно сопряжены с вулканизмом и тяготеют к вулканогенным и осадочно-вулканогенным толщам, хотя отмечаются и вне связи с ними. Они равновесны со среднетемпературными (450–200 °С) кислыми (рН 1–4), насыщенными кремнеземом растворами. Главные минералы вторичных кварцитов — кварц, корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, серицит, алунит, гематит, пирит, марказит, самородная сера, второстепенные — каолинит, диксит, турмалин, флюорит, пирит, гематит, барит, рутил и др. Типичными для вторичных кварцитов являются месторождения высокоглиноземистого сырья (корундовые, андалузитовые, алунитовые и др.), а также самородной серы. Рудная минерализация (Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb и др.), ассоциирующая со вторичными кварцитами, имеет, как правило, наложенный характер.

**Аргиллизиты.** Образуются под воздействием низкотемпературных (300–50 °С) кислых (рН 5–2) растворов. Процессы аргиллизации наиболее

проявлены в кислых и средних вулканических породах, особенно в районах сольфатарно-фумарольной деятельности, и в контактовых ореолах гранитоидных массивов, но они могут проявляться также в осадочных и метасоматических породах вне связи с магматитами. Для аргиллизитов характерно широкое проявление парагенезисов глинистых и гидрослюдистых минералов. Главными минералами являются минералы группы каолинита (каолинит, диккит, галлуазит и др.), а также минералы, структурно близкие к каолиниту (шамозит, амезит и др.), гидрослюды, минералы группы монтмориллонита, смешаннослойные силикаты (слюда-монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, хлорит-вермикулит), цеолиты, кварц, опал. Из второстепенных минералов развиты аллофан, барит, карбонаты, гематит, гетит, пирит, рутил и др. Наиболее типичны аргиллизиты для месторождений ртути, сурьмы, мышьяка, урана, золота и серебра.

**Пропилиты.** Это главным образом малоуглубинные связанные с вулканической деятельностью низкотемпературные (350–150 °С) метасоматиты, производные растворов, близких к нейтральным (рН 4,5–6,5). Пропилиты образуются по различным исходным породам, но преимущественно по магматическим, вулканогенно-осадочным и вулканомиктовым породам основного и среднего составов. Главные минералы пропилитов — эпидот, актинолит, хлорит, альбит, цеолиты, кальцит, пирит. В пропилитах по кислым породам, кроме того, развиты серицит, биотит, ортоклаз (адуляр), кварц, а по ультраосновным породам и карбонатам — серпентин, магнезит. С пропилитами ассоциированы многие серно-колчеданные и медно-цинковые колчеданные, золото-серебряные, сурьяно-ртутные, мышьяковые месторождения.

*Метасоматиты, ассоциирующие  
с магматитами основного и ультраосновного составов*

Метасоматические породы этой группы менее многочисленны и имеют меньшее минерагеническое значение, чем метасоматиты, связанные с кислыми и средними магматическими породами.

**Метасоматические оливиниты** — редко встречающиеся высокотемпературные метасоматиты, накладывающиеся на пироксениты и перидотиты. В метасоматических оливинитах нередко отмечаются высокие концентрации минералов платиновой группы.

**Метасоматические амфиболиты (уралиты)** — существенно амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-плагиоклазовые породы, образующиеся в массивах основных и ультраосновных пород. Амфибол представлен главным образом роговой обманкой, в ультраосновных массивах — актинолитом и тремолитом. В качестве второстепенных минералов развиты серпентин, эпидот, хлорит, гранат, рутил, титанит.

**Серпентиниты** — продукты метасоматического замещения дунитов и перидотитов, реже пироксенитов, состоящие главным образом из серпентина (антигорита, хризолита, лизардита), в периферических зонах

с хлоритом, актинолитом, тремолитом, тальком и небольшим количеством магнетита и магнезита. С серпентинитами связаны месторождения асбеста, силикатных никелевых руд кор выветривания.

**Талькиты** образуются в результате метасоматического преобразования ультраосновных пород и серпентинитов или доломитов и состоят из талька, серпентина, хлорита, тремолита, магнетита и магнезита. Талькиты представляют собой тальковое сырье, также используются как керамический и строительный материал.

**Родингиты** — средне-низкотемпературные (250–450 °С) метасоматиты, возникающие при щелочноземельном метасоматозе в контактовой зоне ультрамафитов по силикатным вмещающим породам (чаще всего основного состава) и ксенолитам с образованием преимущественно следующих минеральных ассоциаций: гидрогроссуляр — хлорит, гидрогроссуляр — везувиан — хлорит, гидрогроссуляр — диопсид — везувиан.

### *Метасоматиты, ассоциирующие со щелочными магматитами*

**Фениты** — высокотемпературные (500–800 °С) контактовые метасоматиты, равновесные со щелочными (рН 8–10) растворами. Фениты возникают в экзоконтактах щелочных и щелочно-ультраосновных интрузивов по вмещающим кварц-полевошпатовым породам различных типов. К фенитам относят метасоматические образования, в центральных, наиболее проработанных зонах которых возникают следующие парагенезисы: эгирин (эгирин-авгит, эгирин-диопсид), альбит; нефелин, альбит; альбит, рибекит (эгирин), карбонат. В меньших количествах в фенитах содержатся нефелин, биотит (лепидомелан), магнетит. Во внешних зонах проявляются кварцсодержащие породы различного, в зависимости от протолита, состава, обычно с микроклином, альбитом, биотитом, хлоритом, эпидотом. Второстепенные и акцессорные минералы — гранат (шорломит), волластонит, титанит, апатит, циркон, бадделеит, пирохлор и др. С фенитами сопряжена циркониевая, ниобо-танталовая и другая редкометалльно-редкоземельная минерализация.

**Карбонатные метасоматиты (метасоматические карбонатиты).** Эти метасоматиты связаны со щелочно-ультрамафическими, щелочно-мафическими и щелочно-салическими магматическими комплексами и образуются путем замещения ийолитов, мельтейгитов и других щелочных пород, а также более ранних магматических карбонатитов в тех же физико-химических условиях, что и фениты. Карбонаты могут быть представлены кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом. Внешние зоны обнаруживают четкую связь с составом протолита и представлены разнообразными силикатно-карбонатными парагенезисами: диопсид-флогопит-карбонатными — в пироксенитах, флогопит-магнетит-карбонатными — в габброидах, биотит-эгирин-альбит-карбонатными — в нефелиновых сиенитах и т. п. Реже в этих метасоматитах встречаются

мелилит, волластонит, хлорит, апатит. Среди акцессорных минералов характерны магнетит, перовскит, титанит, циркон, пироклор, флюорит, бастнезит и др. С метасоматическими карбонатитами связаны месторождения редких металлов (тантала, ниобия, циркония), урана, редких земель, флогопита, апатита.

**Фельдшпатоидные метасоматиты** включают содалитовые и анальцимовые метасоматиты, образующиеся по протолиту различного состава. Главными минералами содалитовых метасоматитов ( $t^\circ$  растворов 600–300 °С, рН 8–9,5) являются содалит, калиевонатриевый полевой шпат, щелочные пироксены и амфиболы, биотит, меланит, кальцит. Главные минералы анальцимовых метасоматитов ( $t^\circ$  растворов 350–200 °С, рН 7–9) — анальцит, калиевонатриевый полевой шпат, щелочные пироксены и амфиболы, хлорит, кальцит, флюорит.

Помимо метасоматитов, ассоциированных с магматитами, в природе существуют метасоматиты, которые не связаны с магматизмом. Так, например, **эйситы**, являющиеся самыми низкотемпературными из щелочных метасоматитов ( $t^\circ$  растворов 300–150 °С, рН 7–6), приурочены к зонам тектонических нарушений, не обнаруживают связи с магматитами и могут образоваться по породам самого разного состава. Главные минералы этих метасоматитов — альбит, кварц, хлорит, кальцит, анкерит, апатит, гематит. С эйситами связана молибденит-урановородная минерализация, реже циркониевая.

### *Метасоматическая зональность*

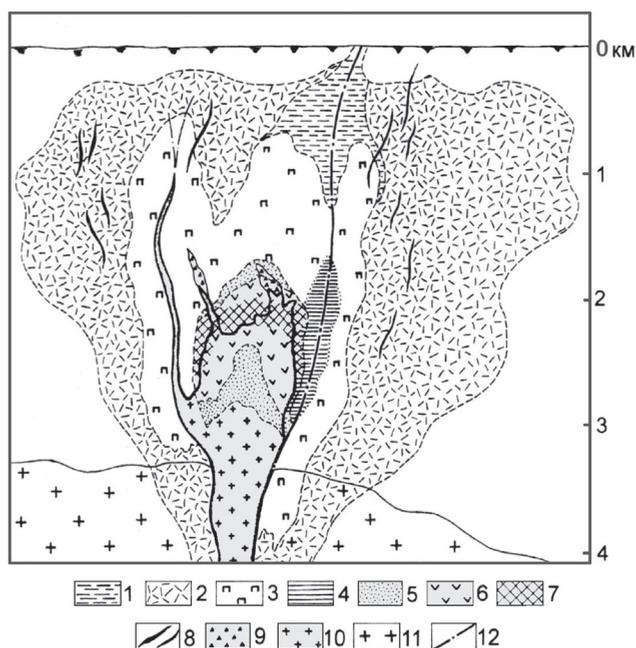
Распределение гидротермально-метасоматических образований, в том числе рудных, имеет зональный характер. Метасоматическая зональность — это пространственная закономерная последовательность размещения различных горных пород, сформировавшаяся при метасоматозе. Главной причиной возникновения зональности, по Д. С. Коржинскому (1978), является дифференциальная подвижность компонентов в процессе метасоматоза. В передовых (фронтальных, внешних) зонах преобладают инертные компоненты исходных пород, сохраняющиеся в виде реликтовых минералов, а в тыловых (внутренних) — вполне подвижные, входящие в состав новообразованных минералов. При этом образуются метасоматические зоны с последовательным сокращением числа инертных компонентов и соответственно числа минералов в парагенезе, вплоть до формирования мономинеральных пород. Совокупность зон с различными минеральными парагенезисами называется метасоматической колонкой. Для примера приведена типовая метасоматическая колонка развития процессов грейзенизации в гранитах [Плющев и др., 1981]:

0. Q+KFsp+Pl+Bt+Mt (гранит)
1. Q+KFsp+Ab+Ms +Bt
2. Q+KFsp+Ab+Ms

3. Q+KFsp+Ms
4. Q+Ms
5. Q

Метасоматическая зональность может быть обусловлена изменением температуры, давления, кислотно-основных свойств, состава раствора при его фильтрации. Кроме того, важную роль играют различия в проницаемости и в составе горных пород. Обычно в природе наблюдается комбинация различных типов зональности, что определяет сложный характер реальных метасоматических колоннок.

Помимо зональности, гидротермально-метасоматическому процессу свойственна стадийность развития. В результате зональность одной стадии может накладываться на зональность другой (рис. 11).



**Рис. 11. Принципиальная схема метасоматической зональности медно-порфирового месторождения (разрез), по [Попов, 1977]**

1-4 — поздняя серия метасоматитов и руд: 1 — аргиллизиты, 2 — пропилиты, 3 — кварц-серицитовые (мусковитовые) филлизиты с пиритом, 4 — позднее рудное тело; 5-7 — ранняя серия метасоматитов и руд: 5 — пропилиты, 6 — кварц-калишпатовые метасоматиты и калиевые пропилиты, 7 — раннее рудное тело; 8 — поздние кварц-карбонатные жилы с полиметаллической минерализацией; 9 — гидротермальные брекчии, 10 — шток гранодиорит-порфиров и других интрузивных пород с порфировой структурой; 11 — полнокристаллические гранитоиды; 12 — разрывные нарушения

Гидротермально-метасоматическим образованиям посвящены многочисленные публикации, из которых обобщающими являются работы Д. С. Коржинского (1960 и др.), В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко [Жариков, Омеляненко, 1978 и др.], В. Л. Русинова [Русинов, 1989], В. В. Жданова [Жданов, 1999], Е. В. Плющева с соавторами [Плющев и др., 1985, 2012], Ю. Б. Марина [Марин, 1989, 2015], Н. Ю. Бардиной, В. С. Попова [Петрография и петрология..., 2001] и др.. Настоящий раздел составлен преимущественно по следующим работам [Плющев и др., 1985, 2012; Петрография и петрология..., 2001; Марин, 2015].

#### **4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Методы петрографических исследований включают макроскопическое изучение горных пород (в том числе при полевых наблюдениях) и микроскопическое, основанное главным образом на кристаллооптических исследованиях с применением поляризационного микроскопа. Несмотря на интенсивное развитие в последнее время аналитических методов, петрографическое изучение для диагностики магматических пород остается ведущим.

Задача петрографических исследований — установление минерального состава пород, а также относительного количества и взаимоотношений составляющих эти породы минералов, т. е. их структуры и текстуры, что позволяет произвести диагностику пород (особенно не содержащих стекла) до вида или до разновидности. Кроме того, при этих исследованиях могут выявляться специфические минералогические или микроструктурные признаки магматических пород, способствующие выделению и корреляции между собой петрографических подразделений, а также решению отдельных петрологических задач. По результатам исследований дается петрографическое описание породы, которое наряду с геологическими наблюдениями, характеристикой химизма и иными материалами составляет фактическую основу для решения задач, касающихся происхождения, условий кристаллизации пород, их естественных ассоциаций и генетических связей с другими образованиями.

Макроскопическая диагностика горной породы включает в себя предварительное определение ее минерального состава в образце, определение текстуры и макроструктуры породы, оценку степени и характера наложенных изменений. Основными физическими свойствами горных пород, качественно определяемыми в образце, являются цвет, магнитная восприимчивость, радиоактивность, твердость, в некоторых случаях характер взаимодействия с индикаторными химическими веществами.

При предварительном визуальном изучении породы необходимо в первую очередь определить породообразующие минералы на основании

их облика и оценить их количественные соотношения. Минералы определяются по цвету, формам зерен, спайности или излому, блеску, характеру вторичного изменения. К ведущим пороодообразующим минералам наиболее распространенных магматических пород относятся светлоокрашенные — полевые шпаты, кварц, нефелин и темноокрашенные — биотит, пироксены, амфиболы, оливин (хотя существуют породы, состоящие полностью из других минералов, например кальцита). Комбинация структурно-текстурных признаков и минерального состава позволяет макроскопически определить породу на уровне семейства. Это определение должно быть в дальнейшем подтверждено микроскопическим исследованием.

Изучение шлифов горных пород при помощи поляризационного микроскопа в проходящем свете является главным методом петрографического изучения магматических пород — диагностики пороодообразующих и акцессорных минералов на основе определения их оптических свойств, установления взаимоотношений и количественных соотношений между минералами и в конечном счете выявления строения и состава пород.

#### **4.1. Алгоритм петрографического исследования**

Результаты петрографических исследований представляют собой детальные петрографические описания видов и разновидностей горных пород. Такие исследования включают: 1) предварительный просмотр шлифов; 2) полное их описание; 3) групповое описание; 4) специальные исследования. Предпочтение должно отдаваться групповому описанию.

Групповое описание шлифов в соответствии с поставленными задачами производят двумя способами: 1) описание каждого шлифа и затем составление общей характеристики группы; 2) детальное описание опорного шлифа и дополнение его информацией, полученной при изучении других шлифов.

Первый способ используют, когда необходимо установить тонкие различия в структурах и составе изучаемых пород. При таких описаниях отмечают количественные соотношения минералов, изменение их форм и взаимного расположения, распределение акцессорных минералов, характер вторичных изменений.

При втором варианте описания начинают с просмотра шлифов и предварительного разделения пород на группы по самым общим признакам их минерального состава, структуре, текстуре и т. п. Затем выбирают опорный шлиф, который наиболее полно отражает характерные признаки породы. Этот шлиф описывают подробно, придерживаясь предлагаемых ниже планов. При изучении остальных сходных шлифов отмечают только те особенности минерального состава и структуры, которые отсутствовали в опорном шлифе, — изменение констант минералов, их соотношений и распределения, появление новых второстепенных и вторичных минералов и т. д. Типичная разновидность породы,

имеющая наибольшее распространение, должна быть детально изучена в нескольких шлифах, отобранных на всей площади ее развития.

В зависимости от структуры, текстуры и зернистости пород количество шлифов, необходимых для их корректной петрографической характеристики, будет разным. Так, мелкозернистые породы можно достаточно точно охарактеризовать описанием 1–2 шлифов, а для крупнозернистых пород необходимо описать от 3 до 5 шлифов. При изучении неравнозернистых пород рекомендуется, во-первых, изготавливать несколько шлифов из различных частей одного штуфа (образца) и, во-вторых, сочетать макро- и микроскопическое описание.

Петрографическое описание породы должно осуществляться по единому плану, быть четким, сжатым и в то же время достаточно полным, чтобы охарактеризовать данную породу. Внимание должно уделяться лишь свойствам, важным для идентификации породы, а также отражающим значимые генетические параметры. Классическим руководством, в котором приведены наиболее полные стандартные планы и типовые примеры описания шлифов плутонических, вулканических и вулканокластических пород, является работа «Основы практической петрографии» Р. Н. Кочуровой [Кочурова, 1977].

При детальном изучении тех или иных особенностей породы, необходимых для ее идентификации или для решения петрогенетических задач, проводятся специальные исследования. Они включают в первую очередь определение состава тех или иных минеральных фаз микрорентгеноспектральным (микронзондовым) анализом, а также ряд других методов, уточняющих характеристику минералов.

## 4.2. Изучение минералов под микроскопом

В настоящих рекомендациях целесообразно остановиться на краткой характеристике свойств минералов, значимых для их диагностики при помощи поляризационного микроскопа.

### *Изучение свойств минералов в проходящем свете без анализатора*

*Окраска минералов.* Под микроскопом в проходящем свете прозрачные минералы разделяются на бесцветные и окрашенные. Окрашенными кажутся минералы, поглощающие лучи разных длин воли с неодинаковой интенсивностью. Изменение окраски минерала в зависимости от направления световых колебаний (*плеохроизм*) обнаруживается при вращении столика микроскопа и может быть трех видов: 1) меняется цвет, а густота окраски сохраняется (гиперстен); 2) сохраняется цвет, но густота окраски меняется (большая часть биотитов); 3) меняются и цвет, и густота окраски (роговая обманка). Для ряда минералов плеохроизм служит важнейшим диагностическим признаком (гиперстен, эгирин,

различные амфиболы, эпидот, биотит и др.). В изотропных минералах их цвет в любом направлении является постоянным.

*Форма минералов.* По форме развития минералы в шлифах делят на: 1) идиоморфные — зерна имеют характерные для данного минерала кристаллографические очертания; 2) ксеноморфные — зерна неправильных очертаний; 3) гипидиоморфные — неправильные очертания зерен сочетаются с правильными. Следует подчеркнуть, что в шлифах наблюдаются не кристаллографические формы минералов, а формы их сечений, что должно учитываться при изучении морфологических особенностей минералов под микроскопом. Форма минералов в породе зависит от их кристаллографических особенностей и условий кристаллизации: в условиях свободного роста образуются идиоморфные кристаллы, при кристаллизации в стесненных условиях — ксеноморфные или гипидиоморфные. Таким образом, изучение формы кристаллов позволяет определять последовательность их кристаллизации.

*Спайность.* Выделяют весьма совершенную (тонкие параллельные трещины идут через весь кристалл), совершенную (трещины прерывисты и не всегда строго параллельны друг другу) и несовершенную (отсутствие строгой параллельности, прерывистость, иногда ветвление и пересечение трещин) спайности. Некоторые минералы (например, гранат, кварц) не имеют спайности, но могут характеризоваться беспорядочной трещиноватостью или отдельностью. Многие минералы (пироксены, амфиболы и др.) обладают спайностью по двум направлениям. В таких случаях необходимо измерять угол спайности (угол между направлениями трещин спайности), являющийся важным диагностическим признаком для ряда минералов, в первую очередь пироксенов и амфиболов, сходных между собой по ряду оптических констант.

*Показатель преломления* — отношение скорости распространения светового луча в вакууме к скорости распространения светового луча в кристалле. Используется оценка относительной величины показателя преломления минералов (в терминах «больше» и «меньше»), основанной на оптическом эффекте, называемом «полоска Бекке» и возникающем на границе сред с разными ( $> 0,02$ ) показателями преломления. При опускании столика микроскопа (или поднятии тубуса) полоска Бекке, повторяющая контур зерна, смещается в сторону среды с большим показателем преломления, а при поднятии столика (опускании тубуса) — в сторону среды с меньшим показателем преломления. Пользуясь этим правилом, сравнивают показатели преломления соприкасающихся минеральных зерен, а также оценивают величину показателей преломления минералов по отношению к канадскому бальзаму ( $n = 1,537$ ). При определении показателей преломления двух бесцветных минералов с близкими показателями преломления можно наблюдать так называемый *дисперсионный эффект*: менее преломляющие минералы на контакте с более преломляющими кажутся золотисто-желтыми, а более преломляющие минералы — бледно-голубовато-зеленоватыми.

В петрографической практике относительная оценка показателя преломления является первым шагом при диагностике минералов. При этом принято использовать выделение семи групп минералов по величине показателя преломления [Лодочников, 1974].

*Рельеф* — оптический эффект, наблюдаемый в минеральных зернах, если их показатель преломления отличается от показателя преломления канадского бальзама. Он выражается в том, что поверхность среза таких зерен в шлифе кажется выступающей над канадским бальзамом. Различают низкий, средний и высокий типы рельефа. Чем больше разница показателей преломления, тем рельеф кажется более высоким. Если показатель преломления минерала выше, чем у канадского бальзама, рельеф называют положительным, а если ниже, то отрицательным.

*Шагреновая поверхность* — кажущаяся шероховатость зерен, обусловленная преломлением и полным внутренним отражением лучей света на неровной поверхности шлифа. При значительной разнице показателей преломления поверхность минеральных зерен кажется мелкобугристой, как шагреновая кожа. Чем выше рельеф минерала, тем резче выражена у него шагреновая поверхность. Для минералов с особенно высоким двупреломлением, например кальцита, разница между величинами показателей преломления столь велика, что при вращении столика рельеф и шагреновая поверхность то выражены очень отчетливо, то почти полностью исчезают. Этот оптический эффект называется *псевдоабсорбция*.

### *Изучение свойств минералов в проходящем свете с анализатором*

При включенном анализаторе определяются величина двойного лучепреломления (двупреломления) кристаллов, характер и угол их угасания, знак удлинения, плеохроизм.

*Величина двупреломления.* Наиболее важным свойством минерала, определяемого в скрещенных николях, является величина двупреломления. По отношению к поляризованному свету минералы делятся на две группы: оптически изотропные, обладающие одинаковыми оптическими свойствами по всем направлениям, и оптически анизотропные, свойства которых меняются в зависимости от направления. Изотропные минералы в скрещенных николях становятся темными, черными и не просветляются при повороте столика микроскопа. Анизотропные минералы характеризуются интерференционной окраской, обусловленной толщиной кристаллической пластинки (толщиной шлифа) и *силой двупреломления* данного кристалла — величиной, показывающей разность показателей преломления двух лучей, на которые разлагается луч света, проходящий через анизотропный кристалл. Каждому значению силы двупреломления соответствует определенная интерференционная окраска. Шкалу интерферен-

ционных цветов можно наблюдать, постепенно вводя в тубус микроскопа при скрещенных николях кварцевый клин. При увеличении разности хода цветные полосы периодически повторяются, что позволяет разбить их на порядки. Интерференционную окраску можно использовать для приближенной оценки величины двупреломления минерала: серые и серовато-желтые цвета интерференции (I п.) соответствуют низким значениям двупреломления (0,002–0,013); желто-красные и зеленые (II п.) — средним значениям (0,014–0,023); красно-бурые и сине-лиловые (III п.) — высоким значениям (0,024–0,04); перламутровые (IV п.) — очень высоким значениям (0,05–0,17).

Для определения абсолютного значения силы двупреломления используют таблицу Мишеля-Леви, приводимую в любом учебном пособии по оптической петрографии. Следует помнить, что определение силы двупреломления необходимо производить в разрезе, параллельном главному сечению индикатрисы, соответствующему максимальной интерференционной окраске для исследуемого минерала. Некоторые минералы, например везувиан, цоизит, хлориты, в скрещенных николях имеют аномальные интерференционные окраски, отсутствующие в таблице Мишеля-Леви и служащие их диагностическим признаком.

*Характер погасания и знак удлинения.* Углом погасания называется угол между осью индикатрисы и спайностью (или удлинением) зерна. Кристаллы средних сингоний, а также ромбической и в некоторых разрезах моноклинной сингонии характеризуются прямым погасанием (угол погасания будет равен  $0^\circ$  или  $90^\circ$ ). В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии угол погасания отличен от  $0^\circ$  ( $90^\circ$ ) и является константой для минерала. *Знак удлинения* свидетельствует о том, какой из осей индикатрисы соответствует длинная сторона или спайность минерала. Удлинение называют положительным, если наибольшая ось индикатрисы ( $N_g$ ) располагается по длине (спайности) кристалла или под углом меньше  $45^\circ$  к ней, и отрицательным, если такое положение имеет наименьшая ось ( $N_p$ ).

По характеру различают равномерное и неравномерное погасание, обусловленное разными причинами. Неравномерное погасание может быть как закономерным — простым, сложно-двойниковым, зональным, так и незаконмерным — волнистым, ситовидным, агрегатным и др.

Для многих минералов типично двойниковое строение и соответствующее неравномерное погасание, являющиеся диагностическим признаком. Например, у минералов группы полевых шпатов простые двойники характерны для ортоклаза, полисинтетические — для плагиоклазов, решетчатые — для микроклина. Встречаются и другие виды двойников, например секториальные двойники в кордиерите. Для минералов, представляющих собой изоморфные смеси (например, плагиоклазы, пироксены), часто характерно зональное погасание.

*Изучение свойств минералов  
в скрещенных николях в сходящемся свете*

Изучение минералов в сходящемся свете основано на изучении так называемых интерференционных (коноскопических) фигур, получаемых в сечении кристалла при прохождении через него сходящихся в виде конуса пучка плоскополяризованных лучей. По характеру коноскопической фигуры определяют осность и оптический знак кристалла, для двусосных кристаллов — величину угла оптических осей.

*Оптическая осность и оптический знак минералов.* В соответствии со своими кристаллографическими характеристиками минералы могут быть оптически одноосными (кристаллы средних сингоний) или двусосными (кристаллы низших сингоний). И те, и другие могут быть как оптически положительными, так и оптически отрицательными. Определение осности и оптического знака проводится в сечениях с максимально низкой интерференционной окраской по характеру коноскопической фигуры. Последняя в этих сечениях представляет собой черный крест, который в одноосных кристаллах при вращении шлифа остается неподвижным, а в двусосных распадается на две гиперболы, расходящиеся в противоположные квадранты. Определение оптического знака кристалла проводится с помощью компенсатора — кварцевой пластинки (для низкодвупреломляющих минералов) или кварцевого клина (для высокодвупреломляющих минералов) по изменению интерференционной окраски в определенных квадрантах (рис. 12).

*Величина угла оптических осей ( $2V$ ) в двусосных минералах.* В разрезах, перпендикулярных к биссектрисе, величина острого угла оптиче-

Тип компенсатора	Разрезы, перпендикулярные к оптической оси			
	Одноосные минералы		Двусосные минералы	
	+	-	+	-
Кварцевая пластинка (по длине $N_p$ )				
Кварцевый клин (по длине $N_p$ )				

**Рис. 12. Определение оптического знака одноосных и двусосных кристаллов в сечении, перпендикулярном к оптической оси [Кочурова, 1977]**

С — синий, Ж — желтый; стрелки указывают направление движения цветных полосок при введении кварцевого клина

ских осей ( $2V$ ) определяется по максимальному расстоянию, на которое расходятся ветви гиперболы при повороте столика микроскопа. При малом угле  $2V$  вершины гиперболы расходятся незначительно. При среднем угле  $2V$  доходят до самых краев поля зрения и, если выходят из него, сразу же возвращаются обратно при дальнейшем вращении столика микроскопа. При большом угле  $2V$  гиперболы быстро уходят из поля зрения.

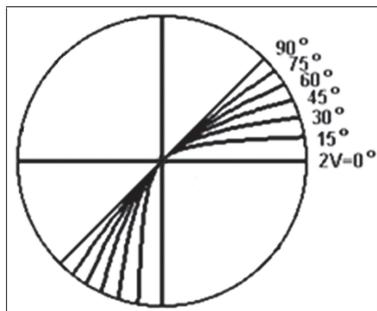


Рис. 13. Диаграмма Ф. Е. Райта для приближенной оценки величины угла  $2V$  по кривизне изогры в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

В разрезах, перпендикулярных к одной из оптических осей, угол  $2V$  определяется по изгибу гиперболы (рис. 13).

Чем больше изогнута гипербола, тем меньше угол  $2V$ . Для точного определения величины  $2V$  необходимо применение федоровского метода.

### *Диагностика прозрачных минералов по оптическим свойствам*

В петрографической практике важно быстрое определение минерального состава горной породы или хотя бы отнесение каждого минерала к той или иной классификационной группе (пироксенов, полевых шпатов и т. д.). При этом используются специальные определители, содержащие таблицы оптических констант минералов. Приведем одну из таких таблиц (табл. 1) с ведущими оптическими константами главных групп порообразующих минералов магматических пород.

Все указанные в табл. 1 минералы представляют собой изоморфные смеси с широкой вариацией состава и соответственно оптических свойств. В настоящих рекомендациях приводится эмпирическая диаграмма для приблизительной оценки в шлифах процентного содержания в нем анортитовой составляющей (номера плагиоклаза) с использованием метода Мишель-Леви, или максимального симметричного погасания (рис. 14). Метод заключается в том, что в 5–10 зернах, характеризующихся резкими и четкими границами между двойниковыми полосами и одинаковой интерференционной окраской обеих систем двойников, определяют максимальный угол симметричного погасания двойников. Далее, по диаграмме с учетом показателя преломления плагиоклаза (по сравнению с кварцем) определяют номер плагиоклаза.

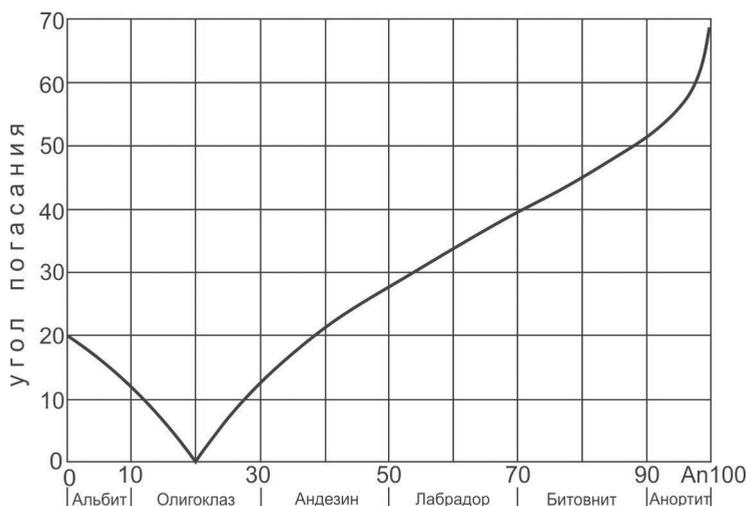
Теория кристаллооптических исследований и ее практическое применение при петрографических работах детально изложены во многих учебных пособиях, но наиболее полно и доступно — В. Б. Татарским [Татарский, 1965]. Методика диагностики различных минералов при петрографических исследованиях с разной степени детальностью изложена

Оптические константы главных породообразующих минералов магматических пород

Минерал	Показатель преломления (группа Лодоникова), рельеф	Наиболее частые формы развития	Слайность	Цвет, плеохроизм	Максимальная интерференционная окраска, Ng-Np	Угол погасания и удлинение	Оптический знак, угол 2V
Оливин (Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	VI (высокий +)	Неправильные, изометричные зерна; таблитчатые кристаллы (в вулканиках)	Нет или средняя в одном направлении; трещиноватость	Бесцветный	Желто-зеленая II порядка и выше 0,035-0,050	C:Ng = 0° прямое+	От +82 до -44, обычно от +82 до -70
Ортопироксен (Mg,Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	VI (высокий +)	Короткопризматические зерна	Совершенная в двух направлениях под углом 87°	Бесцветный или очень слабоокрашенный, розоватый	Синяя II порядка и ниже 0,007-0,020	C:Ng = 0-5° прямое+	От +55 до -50, обычно около -60
Клинопироксен Ca(Mg,Fe)Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	VI (высокий +)			Бесцветный или светло-зеленый	II (редко III) порядка 0,020-0,030	C:Ng = 30-45° косое +	+60
Роговая обманка (Ca,Na,K) <sub>2-3</sub> (Mg,Fe,Al) <sub>5</sub> (Al,Si) <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	V (средний +)	Таблитчатые, часто удлиненные зерна	Совершенная в двух напр. под углом 56°	Плеохроизм в бурозеленых тонах	Конец I — середина II порядка 0,015-0,025	C:Ng = 12-20° косое +	-60-80
Биотит K(Mg,Fe) <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	V (средний +)	Удлиненные по спайности пластинчатые, чешуйчатые кристаллы	Весьма совершенная в одном напр.	Плеохроизм в коричневых, зеленых тонах	III-IV порядка и выше 0,040-0,060	C:Ng = 0° прямое+	-5-10
Мусковит KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	IV-V (средний / низкий +)			Бесцветный	III-IV порядка 0,035-0,055	C:Ng = 0° прямое+	-30

Окончание таблицы 1

Минерал	Показатель преломления (группа Лодочникова), рельеф	Наиболее частые формы развития	Спайность	Цвет, плеохроизм	Максимальная интерференционная окраска, Ng-Np	Угол погасания и удлинение	Оптический знак, угол 2V
Плагиоклаз (Ca,Na) (Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	III-IV (отсутствует, низкий +)	Таблитчатые, неправильные зерна. Характерны полисинтетические двойники	Совершенная в двух напр. под углом 87°, но обычно не видна из-за низкого рельефа	»	Белая I порядка 0,008-0,0100,	Разные	Разные
K-Na полевой шпат (K,Na) AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	II (низкий -)	Таблитчатые, неправильные зерна, двойники разного типа, пертиты		»	Светло-серая I порядка 0,004-0,006		
Кварц SiO <sub>2</sub>	IV (низкий)	Неправильные зерна	Нет	»	Белая I порядка 0,009-0,005	Не характерно	+0°
Нефелин (Na,K) AlSi <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	III (отсутствует)	Неправильные зерна, короткостолбчатые кристаллы, квадратные и шестигранные (угольные сечения)	Нет	»	Белая I порядка 0,009		-0°



**Рис. 14.** Диаграмма для определения номера плагиоклаза по максимальному углу симметричного погасания в альбитовых двойниках в разрезе, перпендикулярном к (010) (по А. Мишель-Леви)

в многочисленных учебниках, пособиях и руководствах, таких как [Лодочников, 1974; Винчелл, Винчелл, 1953; Даминова, 1967; Кочурова, 1977; Сиротин, 1977; Трегер, 1980; Соболев, 1990; Маракушев и др., 2000; Петрография и петрология..., 2001; Смолькин, 2003; Сизых, Буланов, 2005; Марин, 2015] и мн. др. Приемы диагностики минералов в шлифах наиболее полно и доступно рассмотрены В. Н. Лодочниковым, а наиболее рациональная схема последовательности определения оптических констант минералов в шлифах предложена Р. Н. Кочуровой.

### *Изучение непрозрачных минералов*

Некоторые характеристики непрозрачных минералов (окраска, формы развития, характер их распределения среди других минералов и соотношение с ними) могут быть изучены в проходящем свете, однако достоверная их диагностика производится при наблюдении в отраженном свете. Многие современные микроскопы позволяют изучать шлифы как в проходящем, так и в отраженном свете, однако методика минераграфических исследований во многом сильно отличается от методов изучения минералов в проходящем свете и требует специальной подготовки. Для точного определения рудных минералов изготавливают аншлифы или прозрачно-полированные шлифы, которые можно изучать как в проходящем, так и в отраженном свете и, кроме того, можно использовать для микронзондового анализа.

Из существующих руководств по изучению непрозрачных минералов наиболее широко используются работы П. Рамдора [Рамдор, 1962],

Ю. Н. Кэмерона [Кэмерон, 1966], С. А. Юшко с соавторами [Диагностические свойства..., 1969; Юшко, 1984]; И. С. Вольнского [Вольнский, 1966], Дж. Крейга и Д. Вогана [Крейг, Воган, 1983], М. П. Исаенко с соавторами [Исаенко и др. 1986], Т. Н. Чвилевой с соавторами [Справочник-определитель..., 1988] и др.

### 4.3. Структуры и текстуры магматических горных пород

Особенности внутреннего строения горных пород, обозначаемые понятиями «структура» и «текстура», являются важнейшими диагностическими признаками. Именно по признаку структуры происходит наиболее общая классификация магматитов на плутонические, гипабиссальные и вулканические породы.

*Структура породы* определяется размерами, формой, составом, относительным количеством и взаимными соотношениями образующих ее компонентов — зерен минералов, их агрегатов, стекол, обломков минералов и пород, а также степенью кристалличности минералов и их различными преобразованиями.

*Текстура породы* обусловлена относительным расположением составных ее частей в пространстве и степенью выполнения пространства массой породы. В англоязычной литературе понятие «structure» относится к макроскопическим особенностям строения породы, характеризующим степень ее однородности, тогда как термин «texture» обычно используется для обозначения более мелкомасштабных особенностей пород. При этом русскому термину «текстура» приблизительно соответствует *macrotecture*, а термину «структура» — *texture*. Ввиду сложности разграничения структурных и текстурных признаков в англоязычной литературе часто используют термин *fabric*, который применяют в качестве общего понятия для структур и текстур. Единой иерархической классификации структур и текстур не разработано; при их характеристике используют разные признаки, наиболее важные для конкретной породы. Кроме того, разные участки породы даже на микроуровне могут характеризоваться различными структурами и текстурами. Поэтому петрографическое описание породы может включать несколько терминов, определяющих ее структуру и текстуру.

Структуры и текстуры начинают изучать еще макроскопически, в процессе полевых исследований. При этом особенно важно обращать внимание на те крупные неоднородности, которые нельзя увидеть не только в шлифах, но часто и в образцах, а также на пространственные изменения структур и текстур внутри лавовых потоков или интрузивных тел. Особое значение имеет изучение ксенолитов и иных включений, не менее важны изучение и картирование контактов между породами с различной структурой и текстурой.

Изучение директивных структурно-текстурных элементов горных пород в ориентированных шлифах под микроскопом лежит в основе ми-

кроструктурного анализа [Елисеев, 1967]. При этом часто используются замеры не только ориентировок анизотропных кристаллов, но и их оптических осей. Результаты микроструктурного анализа помогают установить внутреннее строение интрузивов, форму их тел и границ, обусловленных движениями кристаллизующейся магмы, а также направление течения лавы в вулканических телах.

#### 4.3.1. Структуры магматических пород

По структуре породы судят об условиях формирования пород (скорость кристаллизации, взаимодействие с вмещающими породами и т. д.), химизме родоначальных расплавов. Наиболее общие признаки классификации структур — степень кристалличности, абсолютный и относительный размер составных частей.

По степени кристалличности выделяются структуры 1) *полнокристаллические, или голокристаллические*, целиком состоящие из кристаллических зерен и не содержащие вулканическое стекло или микролиты; 2) *неполнокристаллические, или гипокристаллические*, среди которых различаются микролитовые и скрытокристаллические (криптокристаллические) разновидности; 3) *стекловатые*.

По гранулометрическому признаку (абсолютному размеру минеральных зерен) различают структуры (по [Штейнберг, 1957]): грубозернистые (размер зерен более 10 мм); крупнозернистые (размер зерен 5–10 мм); среднезернистые (размер зерен 2–5 мм); мелкозернистые (размер зерен 1–2 мм); тонкозернистые (размер зерен менее 1 мм).

Все структуры, которые характеризуются тем, что отдельные зерна различимы невооруженным глазом, называются *фанеритовыми (явнокристаллическими)*. Афанитовая (скрыто-, или криптокристаллическая) структура характерна для пород, в которых невооруженным глазом зернистость не обнаруживается.

По относительному размеру составных частей выделяют *равномернозернистые и неравномернозернистые* структуры. Наиболее распространенными неравномернозернистыми структурами являются *порфириовидные и порфировые*. Порфириовидные структуры состоят из порфириовидных вкрапленников, расположенных в полнокристаллической основной массе, более мелкозернистой относительно вкрапленников. Для порфириовых структур характерны вкрапленники (фенокристаллы), обычно идиоморфные, погруженные в афанитовую полнокристаллическую, неполнокристаллическую или стекловатую основную массу. Если порфириовые вкрапленники (фенокристаллы) образуют сростки или крупные скопления, то структура называется *гломеропорфировой*. *Серийная* структура наблюдается в породах, в которых размеры зерен изменяются постепенно и образуют непрерывный ряд от мелких до крупных.

Полнокристаллические фанеритовые, равномернозернистые, порфириовидные структуры характеризуют плутонические породы, тогда как

неполнокристаллические, стекловатые, афанитовые, порфиоровые структуры характерны для вулканических пород. Гипабиссальные породы могут иметь как полнокристаллические микро- и мелкозернистые равнозернистые или порфировидные, так и неполнокристаллические афировые или порфиоровые структуры. Типовые примеры структур и текстур магматических пород проиллюстрированы наиболее полно Ю. Ир. Половинкиной [Половинкина, 1966], а также в электронном атласе магматических пород, составленном во ВСЕГЕИ под редакцией В. Л. Масайтиса и В. В. Жданова [Справочное пособие..., 2004].

**Полнокристаллические структуры.** По степени идиоморфизма минералов выделяют *панидиоморфнозернистую* (все минералы обладают высокой степенью идиоморфизма), *гипидиоморфнозернистую* (одни кристаллы идиоморфны, а другие ксеноморфны) и *аллотриоморфнозернистую* (все зерна ксеноморфны). Гипидиоморфнозернистые структуры для определенных видов пород часто имеют собственные названия: *гранитовая* (для гранитоидных пород, в которых темноватые минералы имеют большую степень идиоморфизма по отношению к лейкократовым (рис. 15); *агпаитовая* — для щелочных пород, в которых лейкократовые минералы имеют большую степень идиоморфизма по отношению к меланократовым (рис. 16); *сидеронитовая* — идиоморфный облик силикатов и ксеноморфный рудных (рис. 17); *офитовая* — идиоморфные зерна плагиоклаза и ксеноморфные пироксенов в габброидах (рис. 18), диагностируемая в отличие от *долеритовой* структуры (между зернами плагиоклаза заключены мелкие зерна пироксенов) и др.

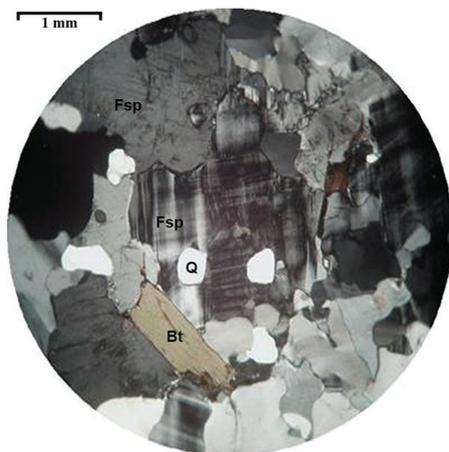


Рис. 15. Гранитовая структура в биотитовом граните\*

Q — кварц, Fsp — калиевый полевой шпат, Bt — биотит

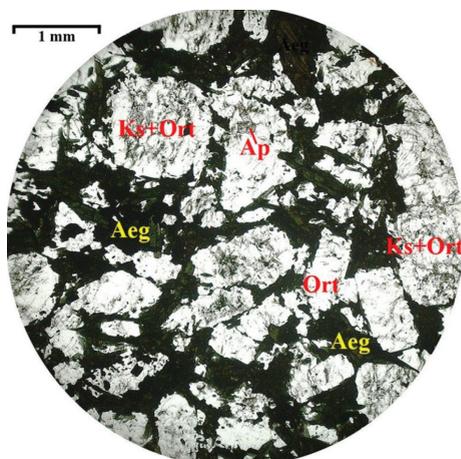


Рис. 16. Агпаитовая структура в сиените [Справочное пособие..., 2004]

Ort — ортоклаз, Aeg — эгирин, Ap — апатит, Ks — кальсилит

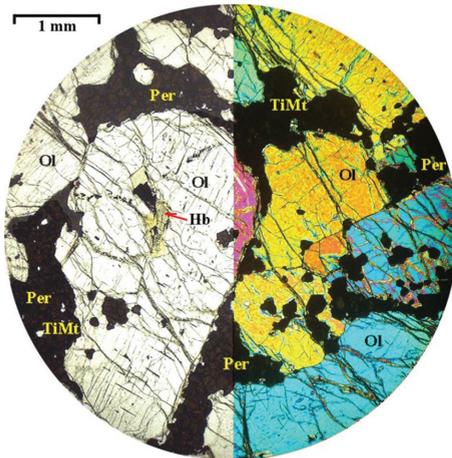


Рис. 17. Сидеронитовая структура в оливините, массив Африканда [Справочное пособие..., 2004]

Ol — оливин, Per — перовскит, TiMt — титаномагнетит; с анализатором/без анализатора

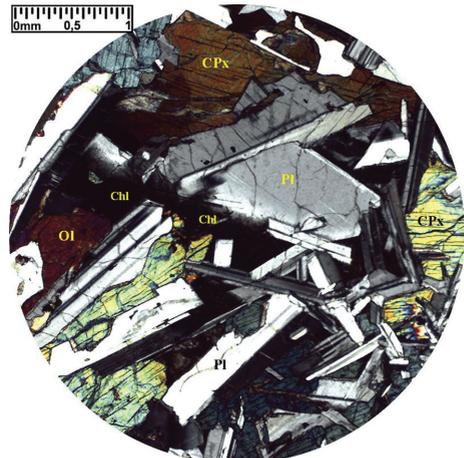


Рис. 18. Офитовая структура в долерите, Биллээхский интрузив [Справочное пособие..., 2004]

Промежутки между лейстами плагиоклаза (Pl) заполнены ксеноморфными по отношению к ним зернами авгита (Cpx) и оливина (Ol)

По форме составных частей породы и их отношениям между собой выделяют структуры призматическизернистую, волокнистую, пельчатую и т. п. в зависимости от преобладающих форм зерен. Различают зерна изометричной, таблитчатой, чешуйчатой, призматической, игольчатой и волокнистой форм.

По взаимоотношениям минералов, отражающих последовательность и условия их кристаллизации, выделяют следующие структуры.

*Пойкилитовая* — характеризуется включениями одних минералов в другие, более крупные. Зерна минерала-хозяина — *ойкокристаллы*, а включенные в них более мелкие идиоморфные зерна — *хадакристаллы* (рис. 19). К этому типу структур относятся, в частности, *пойкилоофитовая* — зерна плагиоклаза частично включены в крупные зерна пироксена и *монцитовая* — включения идиоморфных зерен плагиоклаза в крупные неправильные зерна калиевого полевого шпата (рис. 20).

*Пегматитовая*, или *графическая*, структура характеризуется закономерными вростками кварца в калиевом полевоом шпате.

*Венцовая (друзитовая)* структура характеризуется развитием первично-магматических зональных кайм, появившихся вследствие последовательного нарастания вновь образовавшихся минералов на ранее выделившиеся.

Для *кельфитовой* структуры характерно наличие вторичных (постмагматических) реакционных каемок обрастания вокруг первичных магматических минералов (рис. 21).

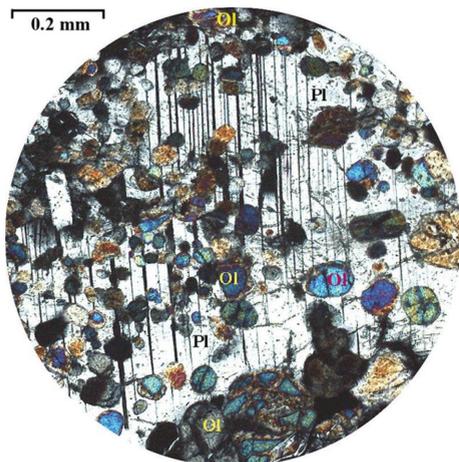


Рис. 19. Пойкилитовая структура в троктолите [Справочное пособие..., 2004]

Зерна плагиоклаза (Pl) переполнены беспорядочно рассеянными мелкими округлыми зернышками оливина (Ol)

В структуре *рапакиви* оvoidальные кристаллы калиевого шпата окружены каймой олигоклаза (рис. 22).

Встречаются и другие закономерные сростания минералов друг с другом. К таким сростаниям относятся пертиты, антипертиты, мирмекиты. *Пертиты* — закономерные прорастания калиевого полевого шпата альбитовыми вростками. *Антипертиты* — плагиоклазы кислого состава с вростками калиевого полевого шпата, имеющие большей частью прямоугольные очертания. *Мирмекиты* — зерна плагиоклаза, проросшие на границе с калиевым полевым шпатом вростками кварца, имеющими червеобразную форму (рис. 23). *Симплектиты* — общее название взаимных прорастаний и сростаний пальцеобразных или

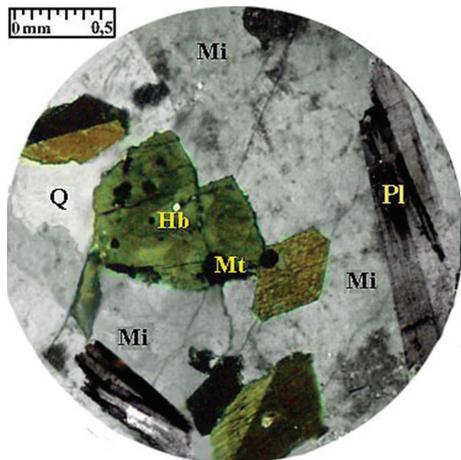


Рис. 20. Фрагмент монцонитовой структуры в кварцевом монцоните [Справочное пособие..., 2004]

Идиоморфные выделения плагиоклаза (Pl), роговой обманки (Hb) и магнетита (Mt) в ойкокристалле микроклина (Mi), имеющего неровный контакт с кварцем (Q)

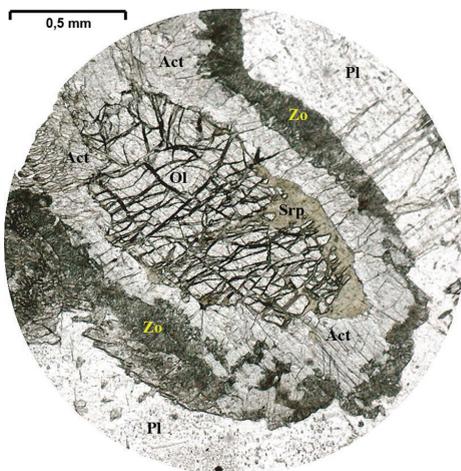


Рис. 21. Оливин (Ol) из амфиболизованного троктолита с келифитовой каймой, состоящей из актинолита (Act) и цоизита (Zo); шлиф, без анализатора [Справочное пособие..., 2004]



Рис. 22. Граносиенит (выборгит) со структурой рапакиви; штуф [Справочное пособие..., 2004]



Рис. 23. Мирмекит в плагиоклазе; шлиф, поле зрения 2 мм (A. Streckeisen, <http://www.alexstreckeisen.it/english/pluto/myrmekite.php>)

червеобразных минеральных агрегатов в различных типах пород (рис. 24).

**Неполнокристаллические структуры** подразделяют по различным признакам.

По относительному размеру составных частей пород. Затвердевание магм, излившихся на поверхность, происходит очень быстро, поэтому для эффузивных пород типичны афанитовые структуры базиса. Если к моменту окончательного затвердевания лав в них не было ранее образованных кристаллов, эффузивные породы приобретают *афировую структуру*. Если же кристаллизация начиналась до закаливания, то в эффузивной породе содержатся вкрапленники, и она имеет *порфировую структуру*. Порфировую структуру, в которой вкрапленники погружены в стекло, называют *витропорфировой* (рис. 25). Специфичная структура *спинифекс* характерна для ультраосновных



Рис. 24. Ферроавгит-кальцитовый симплектит в ийолит-пегматите. Образец из коллекции В. И. Степанова, Мин. музей им. А. Е. Ферсмана РАН. Фото А. Евсева ([http://geo.web.ru/druza/m-Cc\\_0\\_VIS-1.htm](http://geo.web.ru/druza/m-Cc_0_VIS-1.htm))

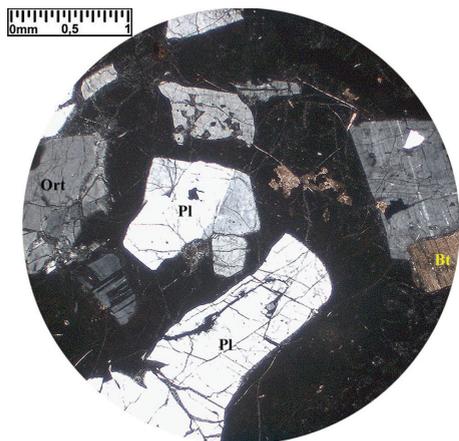


Рис. 25. Витропорфировая структура в стекловатом риодаците (шлиф, с анализатором) [Справочное пособие..., 2004]

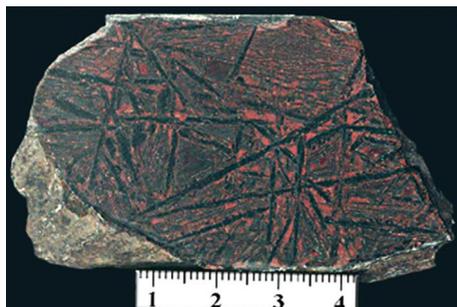


Рис. 26. Структура спинифекс в коматите (штуф) [Справочное пособие..., 2004]

вулканитов и характеризуется развитием пластинчатых агрегатов или их пакетов оливина, реже пироксена) (рис. 26).

По размеру составных частей основной массы выделяют микролитовые, скрытокристаллические и стекловатые структуры.

*Микролитовые структуры.* Если вязкость расплава невелика, то даже при быстрой закалке в основной массе зарождается множество мелких кристаллов — микролитов, которые обычно содержатся в базисе вулканических пород.

Более мелкие образования в виде зародышей кристаллов, различимые только при больших увеличениях, носят название кристаллитов. Если доля микролитов в базисе не превышает 50 об. % (остальное занято стеклом), то микроструктуру называют *гиалопилитовой* (или *андезитовой*), если же доля микролитов больше 50 об. %, то *интерсертальной* (рис. 27). Выделяют, кроме того, такие структуры, как *толеитовая* (идиоморфные микролиты плагиоклаза и стекло), *трахитовая* (микролиты полевых шпатов, незначительное количество стекла) (рис. 28), *пилотакситовая* (близка к трахитовой при преобладании плагиоклаза), *ортофирровая* (микролиты калиево-натриевых полевых шпатов с формой коротких прямоугольников при незначительном объеме стекла), *фонолитовая* (микролиты нефелина с формой коротких прямоугольников, незначительное количество темноцветных минералов и стекла), *оцелляртовая* (идиоморфные кристаллы лейцита, микролиты эгирина, без стекла).

*Скрытокристаллические структуры:* *фельзитовая* (основная масса сложена кристаллитами), *сферолитовая* (сферолиты из фельзитовой массы, стекло), *вариолитовая* (вариоли из радиально-волокнистых зерен плагиоклаза и микролитов пироксенов, слабораскристаллизованная основная масса).

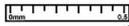


Рис. 27. Интерсертальная структура в базальте [Справочное пособие..., 2004]

Фенокристаллы — плагиоклаз (Pl), клинопироксен (СРх), оливин, замещенный тальком (Та). Основная масса — беспорядочно расположенные лейсты плагиоклаза, в интерстициях между которыми мелкие зерна пироксена и стекло



Рис. 28. Трахитовая структура основной массы в трахите (<http://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/trachyte.php>)

Фенокристаллы — санидин (простые двойники), основная масса — лейсты санидина, в незначительном количестве эгирин и стекло

*Стекловатая (гуалиновая, витрофировая) структура* определяется резким преобладанием в породе вулканического стекла с незначительным количеством кристаллитов или микролитов. Вулканическое стекло, образуясь при быстром охлаждении, находится в метастабильном состоянии, поэтому с течением времени оно может раскристаллизоваться с появлением скрытокристаллических агрегатов, действующих на поляризационный свет. Такой процесс носит название *девитрификации*.

**Структуры вулканокластических пород** определяются по следующим признакам.

По агрегатному состоянию обломков выделяются структуры *витрокластические* (с преобладанием обломков вулканического стекла, в том числе девитрифицированного), *кристаллокластические* (с преобладанием обломков кристаллов) и *литокластические* (с преобладанием обломков пород). В природе часто наблюдаются породы, содержащие обломки в различном агрегатном состоянии — например, витро-кристаллокластические, лито-кристалло-витрокластические туфы.

По абсолютному размеру преобладающей фракции обломков выделяются *псаммитовая*, *псефитовая* и др. (или *тонкообломочная*, *мелкообломочная*, *среднеобломочная* и т. д.), а по укрупненной градации размерности обломков — *бомбовая* и *глыбовая*, *лапиллеватая*, *пепловая* структуры [Петрографический..., 2008, 2009]. При невозможности выделить преобла-

дающую фракцию структуре дается двойное или тройное название (например, псефито-алеврито-псаммитовая, мелко-среднеобломочная).

*По относительной величине составных частей — равномернообломочная и неравномернообломочная (гетерокластическая, порфирукластическая и др.).*

*По соотношению обломков и цемента — структуры пород с цементом соприкосновения, поровым или базальным.*

Возможно выделение специфических структур, таких, например, как *игнимбритовая*, обусловленная наличием вытянутых и расплюснутых частиц с линзовидными стекловатыми обособлениями (фьямме); *лаво-брекчиевая*, характеризующаяся тем, что обломки лавы и цемент одинаковы по составу, текстуре и структуре; *кластолавовая*, характеризующаяся тем, что обломки лавы и лавовый цемент отличаются по составу, текстуре и структуре.

### 4.3.2. Текстуры магматических пород

Текстурные особенности пород, в противоположность структурным, в меньшей степени обусловлены химическим составом расплава. Они отражают в первую очередь геологические условия образования пород — движение расплава при кристаллизации, неравномерное осаждение или всплывание кристаллов, удаление газовой фазы при остывании расплава и др. Текстурные особенности горных пород выражаются в характере распределения минеральных зерен в пространстве, а также в их пространственной ориентировке. В соответствии с этим текстуры разделяются в зависимости от ориентировки составных частей породы в пространстве или по характеру заполнения массой породы пространства. В ряде случаев не всегда можно провести четкую границу между структурой и текстурой. Например, преобладание в породе параллельно ориентированных призматических или таблитчатых кристаллов является и структурным (форма зерен), и текстурным (расположение этих зерен) признаком.

Ряд текстур выделяется в зависимости от ориентировки и распределения составных частей в пространстве.

1) *Массивная (однородная) текстура* отличается равномерным распределением всех минералов и их агрегатов в объеме породы и отсутствием преобладающей ориентировки каких-либо кристаллов.

2) *Такситовые (неоднородные) текстуры* характеризуются наличием в породах участков, различающихся по минеральному составу и (или) структуре (соответственно *конституционные, структурные* или *структурно-конституционные такситовые* текстуры). Если такие участки расположены правильно чередующимися полосами, то текстура называется *эвтакситовой*, если же беспорядочно — *атакситовой*. Кроме того, выделяют следующие неоднородные текстуры: *илировую* (наличие скопленных определенных минералов); *шаровую, подушечную, матрацевидную*

(наличие шаров или эллипсоидных тел); *сферическую* (наличие концентрически зональных слоев в шарах); *брекчиевую* (наличие обломков горных пород или минеральных зерен, погруженных в цементирующую массу).

3) *Директивные текстуры* характеризуются плоскостной или линейной ориентировкой тех или иных минеральных зерен. Эти текстуры отчетливы в породах, содержащих минералы игольчатой (например, роговую обманку), листоватой (слюды) или таблитчатой (полевые шпаты) формы. Различают директивные текстуры: *линейные* (линейная ориентировка темноцветных минералов призматической или столбчатой формы, шлиров или ксенолитов); *трахитоидные* (линейная ориентировка таблитчатых кристаллов полевых шпатов); *гнейсовидные* (субпараллельное расположение главным образом темноцветных минералов в полнокристаллических интрузивных породах); *директивно-полосчатые* (наличие полос разного состава и разной мощности); *флюидальные* (направленные текстуры в неполнокристаллических породах, возникшие вследствие течения расплава); *псевдофлюидальные*, возникающие при деформации спекшихся частиц стекла в спекшихся туфах и игнимбритах.

По характеру заполнения массой породы пространства выделяют *плотную (компактную)* и *пористые текстуры*. Последние характерны преимущественно для вулканических пород, и их признаком является обилие пор и небольших пустот, не заполненных вторичными минералами. В числе разновидностей поровых текстур выделяют *пузыристую* (многочисленные поры размером более 2 мм в диаметре), *шлаковую* (пустоты расположены беспорядочно и составляют более половины объема породы), *пемзовую* (объем пустот превышает объем стекловатого материала пород преимущественно кислого состава).

При заполненности пустот в породах выделяют текстуры *миндалекаменную*, или *амигдалоидную* (наличие пор от газов в вулканогенных породах круглой или овальной формы, выполненных вторичными минералами) и *миаролитовую* (наличие пустот или полостей в глубинных породах, выполненных продуктами кристаллизации остаточных расплавов или вторичными минералами).

#### 4.4. Количественный подсчет минералов в шлифах

Петрографические описания должны содержать сведения об относительных количествах минералов. Эти данные могут быть получены разными способами — от глазомерных оценок до использования автоматических анализаторов изображения. Выбор способа количественного анализа содержаний минералов в шлифе определяется задачей исследования. Если последняя ограничивается диагностикой горных пород на уровне семейств и видов, то достаточно визуальной оценки. Получение

простейших количественных характеристик состава пород с помощью окулярных сеток, линеек, интеграционных столиков и пуш-интеграторов требует больших затрат времени и применяется при специальных исследованиях.

В тех случаях, когда при описании горной породы ограничиваются глазомерной оценкой содержания минералов, обычно, пользуясь небольшими увеличениями, определяют количественные соотношения минералов в нескольких полях зрения и результат усредняют. Существуют специальные эталонные трафареты, облегчающие глазомерную оценку количества того или иного минерала в шлифе (рис. 29).

Для более точного подсчета содержаний минералов в шлифах используют планиметрический, линейный или точечный методы ([Методы минералогических исследований..., 1985] и др.). Кроме того, к настоящему времени разработаны программы (например, ScionImage), позволяющие производить различные измерения выделенных графических объектов, в том числе и измерять их площади по специально подготовленному графическому файлу изображения шлифа. Суть метода заключается в подсчете суммы площадей зерен определенных минералов, различных по цвету и насыщенности окраски, и ее отношении к общей площади шлифа в процентном выражении. Задавая параметры подсчета (например, цвет в выбранном режиме), получаем точные процентные значения площадей каждого объекта.

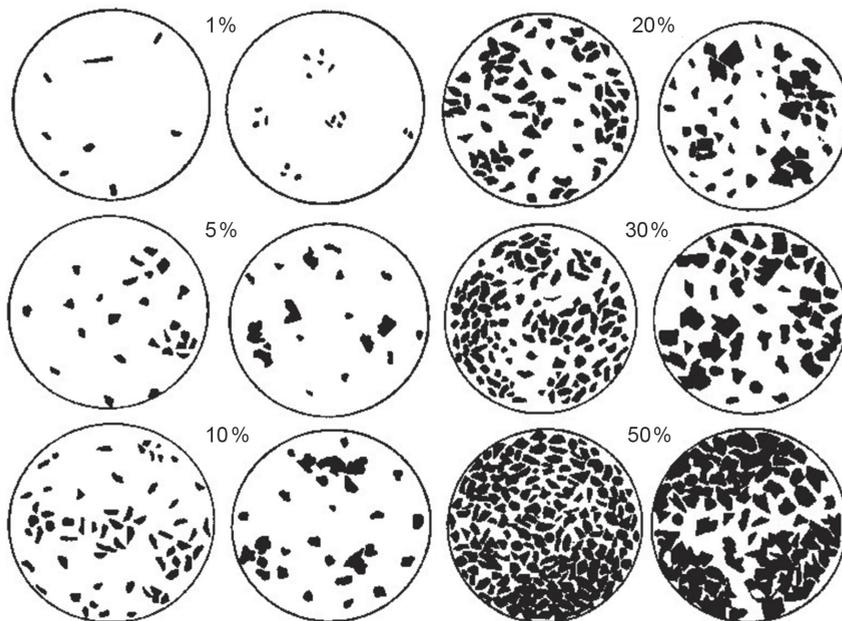


Рис. 29. Трафареты для визуального определения компонентов в шлифах [Швецов, 1948]

#### 4.5. Изучение включений в минералах

По агрегатному состоянию выделяют твердые (чаще кристаллические), расплавные и газожидкие (флюидные) включения. Исследование расплавных и флюидных микровключений в минеральных фазах позволяет получать прямую информацию о составе и агрегатном состоянии минералообразующих сред. Это исследование требует приготовления специальных препаратов и при проведении работ по составлению ГГК-1000 и -200 проводится лишь при решении специальных задач.

Расплавные включения подразделяются на первичные и вторичные. Первичные включения образовывались одновременно с кристаллом в процессе его роста и равновесны с веществом минерала-хозяина. Вторичные включения образовывались уже после формирования кристалла и соответственно неравновесны с окружающим их минералом-хозяином. Эти включения могут образоваться при залечивании расплавом трещин в минерале, при разрушении первичного расплавного включения или при плавлении твердофазных вростков при вторичном нагреве породы [Плечов, 2014].

Газожидкие включения в соответствии с классификацией Э. Рёддера [Рёддер, 1987] разделены на три категории в зависимости от времени их захвата: первичные — захваченные при росте минерала-хозяина; вторичные — образовавшиеся в течение какого-либо процесса, происшедшего после окончания кристаллизации минерала-хозяина, и псевдovторичные — захваченные при растрескивании минерала-хозяина в процессе кристаллизации [Клюкин, 2012] (рис. 30).

Перед проведением исследований газожидких включений следует провести детальное петрографическое изучение подготовленного

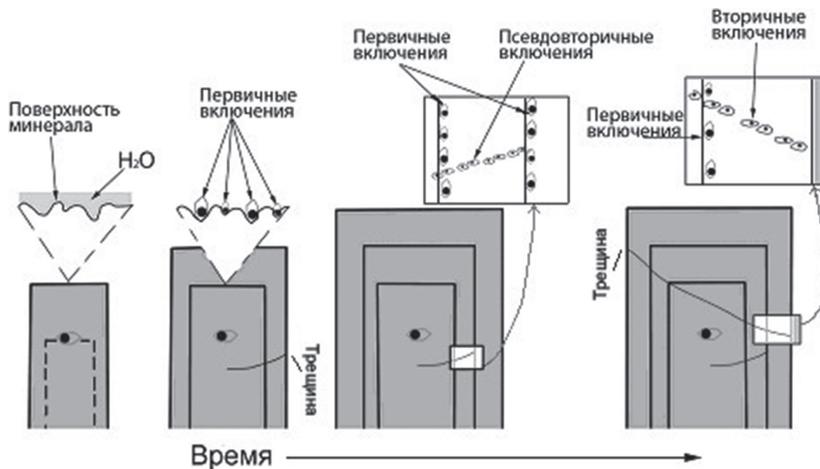


Рис. 30. Схема формирования первичных, вторичных и псевдovторичных включений, по [Vodnar, 2003]

препарата, включающее выделение скоплений газовой-жидких включений и выяснение их относительного времени образования.

Помимо микроскопического наблюдения при изучении расплавных и флюидных включений используют следующие методы: термометрический (гомогенизации включений), декрепитации, криометрический и др. При этом определяются такие параметры включений, как фазовый состав, химический состав, соленость, температура гомогенизации, изотопный состав летучих компонентов и др.

Детальное описание методов изучения включений в минералах исследования изложено в работах [Рёддер, 1987; Толмачева, Великославинский, 1999; Экспериментальная..., 2000; Плечов, 2014].

#### **4.6. Электронно-зондовый анализ минералов**

В настоящее время исследование горных пород с помощью поляризационного микроскопа необходимо дополнять лабораторными методами, которые позволяют получать более точные и разносторонние сведения о составе и строении минералов, минеральных агрегатов и стекол. Наиболее широко используемым методом является локальный электронно-зондовый микроанализ минералов, который дает возможность установить состав вещества в выбранной точке. Для электронно-зондового микроанализа используют прозрачно-полированные шлифы либо аншлифы. Для локального определения химического состава минеральных фаз используют методы электронного рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) и ионно-ионного микроанализа (SIMS), основанные на анализе спектра вторичного излучения, вызываемого узким (1–2 мкм) сфокусированным пучком электронов или ионов, падающим на полированную поверхность твердого вещества. Перемещая образец при неподвижном электронном зонде или, наоборот, перемещая зонд при неподвижном образце, можно осуществить линейное сканирование и получить концентрационные кривые, характеризующие распределение химических элементов вдоль выбранного профиля.

Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия не заменяют поляризационного микроскопа, но в сочетании с оптическими методами позволяют поднять петрографические исследования на качественно новый уровень. Наблюдая под микроскопом минеральные агрегаты и устанавливая пространственные и хронологические соотношения между минералами, можно, используя электронный микроанализатор, не только быстро определять химический состав каждого минерала, но и выяснять все детали внутренней химической зональности зерен, что имеет важное значение для петрогенетической интерпретации. Возможность точного прямого определения химического состава любого заранее выбранного минерального зерна при постоянном визуальном контроле значительно упрощает диагностику

минералов, позволяет избежать трудоемких измерений оптических констант и операций по отбору мономинеральных фракций, используемых для химического анализа.

В заключение раздела по петрографическим методам исследования магматических горных пород следует еще раз отметить, что результатом петрографического исследования является установление минерального состава и структурно-текстурных особенностей породы. Эти признаки необходимы и в большинстве случаев достаточны для ее диагностики, хотя для некоторых неполнокристаллических и очень тонкозернистых пород петрохимические параметры породы играют ведущую роль.

В настоящем руководстве сделан лишь краткий обзор петрографических методов исследования, петрографическая характеристика видов магматических горных пород ввиду ограниченного объема руководства не приводится. Необходимую информацию можно найти в многочисленных обобщающих работах и пособиях [Лучицкий, 1947; Заварицкий, 1956; Кузнецов, 1956; Даминова, 1967; Саранчина, Шинкарев, 1973; Хэтч и др., 1975; Заридзе, 1988; Маракушев, 1993; Магматические..., тт. 1–5, 1983–1988; Трусова, Чернов, 1982; Вильямс и др., 1985; Петрография и петрология..., 2001, Справочное пособие..., 2004; Петрографический..., 2008, 2009, Краснощекова, 2012; Марин, 2015; Электронный..., 2015; и др.], из которых наиболее востребованной остается работа А. Н.Заварицкого.

## **5. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

### **5.1. Общие принципы петрохимических методов исследования пород и форма представления петрохимических данных**

Химический состав горной породы — один из важнейших параметров, позволяющий решать задачи диагностики, классификации, корреляции, петрогенетического моделирования и определения минерагенической специализации магматических объектов. Достоверная диагностика эффузивной породы вообще возможна только по ее химическому составу. В соответствии с этим петрохимические исследования являются обязательной составляющей любых петрологических работ, в том числе и для решения задач геологического картирования, и заключаются в статистическом анализе результатов определения химического состава пород и в генетической, сравнительно-петрографической и иных интерпретациях этих результатов.

Под термином «петрохимия» обычно имеется в виду раздел петрологии, изучающий распределение в горных породах петрогенных хи-

мических элементов, содержание которых в горной породе превышает 0,1 мас. %. Прочие элементы являются элементами-примесями и изучаются геохимическими методами. Приведенное граничное значение условно, тем не менее в основе разделения петрогенных элементов и элементов-примесей лежит генетическая составляющая. Эти две группы элементов различаются закономерностями распространения, поведения в системе минерал–расплав и фиксации в горных породах. В связи с этим аналитические методики и методы интерпретации результатов существенно различаются и, несмотря на интенсивное развитие прецизионных и экспрессных методов определения малых элементов и широкое их внедрение при изучении различных видов пород, петрохимия и геохимия до настоящего времени представляют собой близкие, но самостоятельные направления изучения вещественного состава магматических пород.

Результаты петрохимических исследований характеризуют не абстрактное вещество, а конкретный магматический объект — породы геологического тела, занимающего определенную геологическую позицию и находящегося в определенных соотношениях с иными геологическими телами. В соответствии с этим главными условиями корректности и достоверности результатов петрохимических исследований являются представительность изучаемого материала, а также геологическая, вещественная и статистическая однородность выделяемых петрохимических выборок. Каждая проба, используемая в петрохимических и геохимических исследованиях, должна иметь адекватную характеристику геолого-структурной позиции объекта и петрографическую характеристику.

Химический состав горных пород традиционно выражают в виде суммы процентного содержания главных оксидов —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и второстепенных окислов  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Для некоторых типов пород петрогенными являются и такие компоненты, как  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{S}$ . Главные оксиды составляют более 98% массы всех магматических горных пород и определяют их минеральный состав. Содержания петрогенных элементов определяют в массовых процентах (мас. %) методами химического или рентгеноспектрального анализа; наиболее используемым является метод РФА (рентгенофлуоресцентного анализа).

Содержания петрогенных элементов являются ведущим классификационным признаком видов магматических пород, их граничные величины (в форме окислов) для всех видов магматических пород приведены в Петрографическом кодексе (2008, 2009).

Существуют определенные нюансы, касающиеся определения содержания железа и летучих компонентов. Рентгеноспектральным анализом определяется общее содержание железа в форме либо  $\text{FeO}$  (закиси), либо  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (окиси). Проблема состоит в том, что содержания этих оксидов, полученные при их определении, могут отклоняться от первичного их содержания в горной породе вследствие ее последующего окисления.

Для минимизации этого несоответствия можно пересчитать результаты анализов по формуле  $FeO_{\text{общ}} = 0,9 Fe_2O_3 + FeO$ , кроме того, следует учитывать, что, по данным Э. Миддлмоста (1989), отношение  $Fe_2O_3/FeO$  различно для вулканических пород разного состава: для базальтов 0,2, андезитов 0,35, дацитов 0,4, риолитов, трахитов, фонолитов 0,5.

Содержания тех или иных летучих компонентов ( $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $SO_3$  и др.) по отдельности часто не определяются, а их общее содержание выражается как потери при прокаливании (п.п.п., LOI). Высокое значение п.п.п. косвенно указывает на вторичные изменения породы образца, но возможно и изначально высокое содержание летучих компонентов в породах. Во многих случаях, чтобы в наибольшей степени приблизить состав породы к первичному (неизмененному), нужно пересчитать химический анализ на 100% сухого вещества.

В зависимости от целей исследования химические анализы приводят в том виде, как они получены (т. е. в виде содержаний петрогенных оксидов), или применяют различные пересчеты, которые выбирают в зависимости о цели исследования.

Таким образом, петрохимические исследования включают четыре группы методик, основой которых является соответственно:

- сравнение содержаний петрогенных элементов в различных объектах;
- сравнение пород на основании петрохимических коэффициентов;
- пересчет химических анализов с целью получения новых цифровых параметров, характеризующих те или иные особенности породы;
- статистическая обработка петрохимических данных.

Петрохимические данные представляются в виде таблиц и графиков. Первичный аналитический материал следует приводить в таблицах, что дает возможность использовать его в дальнейших исследованиях. Более наглядная графическая форма обычно используется для обоснования выводов.

Для наглядного представления петрохимических параметров в любом методе интерпретации петрохимических данных строятся те или иные диаграммы, на основе которых производятся классификация и диагностика горных пород, расчленение магматических образований, сопоставление составов пород с эталонными или экспериментальными данными, определение рудной специализации горных пород, построение моделей эволюции магматического процесса и генезиса пород и т. д.

На практике обычно используются диаграммы бинарные и тройные, реже четверные; по характеру отображения числовых данных диаграммы — точечные и вариационные. На координатных осях диаграмм откладываются процентные содержания оксидов, полученные при химическом анализе горной породы или пересчитанные на молекулярные, или атомные их количества, нормативные минералы и другие различные характеристики (коэффициенты, индексы, модули и т. д.).

Существует большое количество петрохимических диаграмм, что отражает множественность методов петрохимических пересчетов и интерпретации данных. Для диагностики и разделения конкретных групп и видов горных пород наиболее часто используют бинарные диаграммы, например диаграммы Харкера, на которых по оси абсцисс откладываются содержания  $\text{SiO}_2$  (мас. %), а по оси ординат — любого другого оксида. Серия таких диаграмм дает наглядное представление о ковариации  $\text{SiO}_2$  и других оксидов при переходе от одной породы к другой.

## 5.2. Петрохимические пересчеты

Многие петрохимические методики требуют пересчета массовых процентов оксидов на молекулярные или атомные количества. Строго говоря, такой пересчет более точно отражает петрохимические параметры породы, чем содержания оксидов, и должен применяться во всех случаях, когда суммируются содержания разных оксидов. Для получения молекулярного количества необходимо разделить содержание оксида на его молекулярную массу. Атомные количества получают путем умножения молекулярного количества на число атомов данного элемента в оксиде (например, это число составляет 1 для Ca, 2 для Al или K). Для перевода массовых процентов в молекулярные или атомные количества существуют специальные таблицы, которые приводятся в любом руководстве по петрохимическим пересчетам [Четвериков, 1956; Ефремова, Стафеев, 1985] и др.).

При корреляции различных магматических пород, их петрохимической классификации, а также при петрогенетическом моделировании наиболее информативными являются не содержания тех или иных оксидов, а петрохимические параметры, учитывающие отношения молекулярных количеств оксидов или атомных количеств химических элементов. Это связано с тем, что, хотя задача определения минерального состава по валовому химическому составу породы не имеет однозначного решения (а для богатых стеклом вулканических пород и смысла), набор вариантов возможных минеральных парагенезисов весьма невелик. Ассоциации породообразующих минералов любого породного вида ограничены обычно 3–5 фазами, состав и относительные количества которых обусловлены законами кристаллизации магматических расплавов. Химический состав отдельных минералов определяется жесткими стехиометрическими зависимостями между катионами и анионами, например, отношение  $(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})/(\text{Al} + \text{Si})$  в плагиоклазе всегда равно 1 : 4.

В связи с этим для сравнения состава пород и отображения его графическим способом или в виде числовых характеристик выполняются петрохимические пересчеты, основанные на объединении оксидов, содержания которых получены в результате химического анализа, в те или иные группы. Все методы пересчета преследуют цель обеспечить

лучшее сопоставление или интерпретацию химических составов горных пород, чем это позволяют непосредственно результаты химического анализа. Выбор того или иного метода пересчета определяется формой представления результатов химического анализа, особенностями химизма породы, задачами исследования и ограничениями самого метода.

В современных методиках используют два основных принципа группировки оксидов: 1) объединение по их роли в построении породообразующих минералов; 2) объединение в группы, соответствующие теоретическим составам наиболее часто встречающихся породообразующих минералов. Кроме того, существуют методы, основанные на термодинамических характеристиках минералов.

Методы первой группы (А. Мишель-Леви, А. Озанна, А. Н. Заварицкого, метод «чисел» П. Ниггли и др.) наиболее многочисленны и разнообразны и долгое время широко использовались в петрохимии. Среди второй группы наиболее распространен метод CIPW (расчет нормативного состава породы). Наиболее полный перечень методов петрохимических пересчетов представлен в справочнике [Ефремова, Стафеев, 1985], где детально рассмотрены алгоритмы пересчета, возможности использования и ограничения каждого метода.

Методы пересчета на нормативные минералы, особенно современные их варианты, например предложенные А. Ритманом (1973) или М. Стефановой (1980), в которых используются не простые стехиометрические соединения, а средние, достаточно сложные составы реальных минералов, меняющиеся в зависимости от вида горной породы и позволяющие сочетать химические и количественно-минералогические критерии классификации магматических пород. Кроме того, они широко используются при корреляции магматических ассоциаций и петрогенетическом моделировании. Так, при обработке результатов петрологических экспериментов составы твердых и жидких фаз представляют в виде нормативных минералов или их смесей, что позволяет наглядно изобразить физико-химические равновесия между фазами.

Для сопоставления химизма исходных магм, магматических пород и ассоциаций последних, а также их классификации предложены методики, основанные на использовании термодинамических параметров минералов и пород и атомных соотношений определенных катионов и анионов, выбранных в качестве индикаторов различных петрогенетических процессов. Такие методы предложены, например, Э. С. Персиковым (метод расчета структурно-химического показателя основности пород), П. П. Смолиным (метод расчета базисилициевого модуля — отношения суммы коэффициентов всех катионов, кроме Si, к кремнию), Л. С. Бородиным (метод расчета общей кислотности), Г. С. Момджи (метод пересчета по катионам, которые наиболее чувствительны к изменению физико-химических условий кристаллизации магмы — Ca, Mg, Na, K). Наиболее известным является метод протонного эквивалента,

в основе которого лежат расчетные величины о родстве элементов к протону (протонный эквивалент) — чем они выше, тем сильнее проявляются основные свойства вещества.

### 5.3. Петрохимические коэффициенты

Для петрохимической характеристики, сравнения, корреляции, петрогенетического анализа, а иногда и для классификации магматических пород часто используют *петрохимические коэффициенты*, получаемые в результате простейших математических операций с первичными данными химического анализа. К настоящему времени различными исследователями предложено более 100 различных петрохимических коэффициентов, в которых используются отношения одной или нескольких групп химических элементов, нормативных минералов или числовых характеристик. И хотя многие из этих коэффициентов не имеют адекватного петрогенетического обоснования, они могут использоваться для решения конкретных петрохимических задач. Значительная часть предложенных к настоящему времени коэффициентов, индексов, модулей и других параметров перечислены в справочнике [Ефремова, Стафеев, 1985]. Ниже приведены наиболее часто применяемые коэффициенты и кратко охарактеризован их петрохимический смысл.

*Коэффициент агаитности (щелочной модуль):*  $K_a = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$  или  $(\text{Na} + \text{K}) / \text{Al}$ . Введен В. М. Гольдшмидтом для характеристики общей щелочности и расчленения горных пород по этому признаку; рассчитывается в молекулярных или атомных количествах. Этот параметр указывает на наличие или отсутствие в породе цветных минералов, содержащих щелочные металлы (в основном натрия), — пироксена (эгирина) или амфибола (арфведсонита, рибекита и др.). При наличии этих минералов  $K_a > 1$ , а если все количество Na и K заключено в полевых шпатах, то  $K_a < 1$ .

*Параметры  $al_1$  и  $al_2$*  отражают как степень насыщения пород алюминием относительно стехиометрии полевых шпатов, так и щелочность пород, и рассчитываются по формулам  $al_1 = \text{Al} / (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ;  $al_2 = (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} - \text{Al}) / 2\text{Ca}$ . В породах с  $al_1 > 1$  и  $al_2 < 0$  кроме полевых шпатов содержатся высокоглиноземистые минералы: слюды, силлиманит, кордиерит, гранат и др. В породах с  $0 < al_2 < 1$  Ca, Na и K заключены преимущественно в полевых шпатах. Если  $al_1 < 1$ , а  $al_2 > 1$ , то это указывает на наличие натриевых цветных минералов.

Другим часто используемым петрохимическим критерием является насыщение пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция (в молекулярных количествах). По этому критерию выделяют *агаитовые* (пересыщенные щелочами) —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ , *нормальные* (метаглиноземистые) —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и *плюмазитовые* (пересыщенные алюминием) —  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  породы (ряды пород или соответствующие типы магм).

*Коэффициент глиноземистости*  $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$  отражает относительные количества цветных и лейкократовых минералов в горных породах. Горные породы с  $al'$  меньше 0,75 относятся к низкоглиноземистым, 0,75–1,0 — к умеренно глиноземистым, 1–2 — к высокоглиноземистым, 2–10 — к весьма высокоглиноземистым и более 10 — к крайне высокоглиноземистым.

*Коэффициент железистости*  $f$  (или  $F$ ) отражает соотношения Fe и Mg в силикатах (оливине, пироксене, амфиболе, биотите и др.), а также относительное количество оксидов железа (магнетита, ильменита). Этот коэффициент может быть представлен в различной форме:

$$f = FeO / (FeO + MgO) \text{ или } Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg);$$

$$f = FeO / MgO \text{ или } Fe^{2+} / Mg;$$

$$f = FeO' / (FeO' + MgO) \text{ или } Fe / (Fe + Mg);$$

$$f = FeO' / MgO \text{ или } Fe / Mg$$

В общем случае коэффициент железистости фемических минералов с повышением щелочности среды возрастает в прогрессивную стадию (с повышением температуры) и понижается в регрессивную стадию процессов минерало- и породообразования при прочих равных условиях.

*Коэффициент фракционирования* (мафический индекс Уэйдже-ра — Дира):  $K_{\phi} = 100(Fe_2O_3 + FeO) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ , широко используемый при изучении основных магматитов, представляет собой по сути одну из модификаций коэффициента железистости и характеризует степень дифференциации магмы при становлении горных пород.

*Коэффициент окисленности железа*  $F$ , рассчитанный для первичных составов изверженных пород, показывает долю магнетита и других минералов, содержащих трехвалентное железо, и отражает величину парциального давления кислорода в магме во время кристаллизации железосодержащих минералов. Магматические породы, особенно вулканические, могут подвергаться эпигенетическому окислению, что приводит к значительному увеличению этого параметра по сравнению с реальным его значением. Коэффициент окисленности железа применяется при изучении пород близкого состава и щелочности для оценки глубинности становления магм, как качественный показатель насыщенности магм водой и для определения последовательности образований магм в известково-щелочных сериях. Этот коэффициент также выражается различными способами:

$$F = Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO);$$

$$F = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+});$$

$$F = Fe_2O_3 / FeO;$$

$$F = Fe^{3+} / Fe^{2+}.$$

*Коэффициент магнезиальности* ( $MgO^*$  или  $Mg\#$ ) представляет собой отношение в горной породе  $MgO / (MgO + FeO + 0,9Fe_2O_3)$ , вычисляемое по молекулярным количествам, и в определенном смысле обратен коэффициенту фракционирования. Также коэффициент магнезиальности вычисляют как  $Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ .

*Коэффициент титанистости* представляет собой отношение  $100\text{TiO}_2/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  или  $100\text{Ti}/\text{Fe}$ ; используется для возрастного и формационного разделения горных пород сходного петрографического состава.

*Коэффициент кислотности* — введенная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом химическая характеристика магматических пород, которая показывает отношение числа атомов кислорода, связанного в кремнекислоте, к количеству атомов кислорода в других оксидах. Л. С. Бородин предложил расчет величины общей кислотности расплава ( $A_c$ ) по формуле  $A_c = 4\text{Si}/(1,5\text{Ti} + 3\text{Al} + 2\text{Fe}^{3+} + 5(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}) + 7\text{Ca} + 8,5\text{Na} + 9,5\text{K})$ . Этот параметр может применяться для разделения щелочных и щелочноземельных серий пород и др.

Ряд параметров был предложен в качестве оценки степени магматической дифференциации. Наиболее популярные индексы следующие.

*Индекс затвердевания Куно (SI)*:  $100\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  предложен для разделения различных серий продуктов кристаллизации базальтовых магм. Для большинства первичных магм колеблется около 40, постоянно уменьшаясь в ходе кристаллизационного фракционирования. Наносится на ось абсцисс бинарных вариационных диаграмм, ординатами которых служат последовательно все оксиды.

*Индекс дифференциации Торнтона — Таттла (DI)* считается показателем основности горных пород и степени дифференциации магмы. Базируется на принципе Боуэна и рассчитывается по содержаниям нормативных минералов в системе CIPW (см. ниже) как сумма  $Q + \text{Ab} + \text{Ort} + \text{Ne} + \text{Lc} + \text{Ks}$  (в процентах). Для любой горной породы в этот индекс одновременно может входить не больше трех минералов. *DI* откладывается по оси абсцисс в бинарных диаграммах, по оси ординат которых наносится содержание  $\text{SiO}_2$  или других оксидов. *DI* наиболее применим для отображения известково-щелочных серий горных пород; с его помощью хорошо отделяются основные и средние породы нормального и умереннощелочного рядов от пород щелочного ряда, обладающих сходным содержанием  $\text{SiO}_2$ , но отличающихся минеральным составом. *DI* не может отражать характера фракционирования в магматических сериях горных пород, поэтому менее пригоден для комплексов пород, значительно обогащенных железом, и пород дифференцированных щелочных серий. Значение  $DI = 50$  разделяет горные породы с преобладанием фемических или салических минералов. По сравнению с индексом затвердевания Куно *DI* более четко характеризует переход к конечным, наиболее кремнеземистым дифференциатам.

*Кристаллизационный индекс Полдерваарта и Паркера (CI)* представляет собой петрохимический показатель степени магматической дифференциации, противоположный индексу Торнтона-Таттла. Рассчитывается по содержаниям нормативных минералов как  $CI = An + Fo^I + Di^I + Sp^I$ , где *An* — нормативный анортит,  $Di^I$  — магнезиальный диопсид, вычисленный из нормативного диопсида,  $Fo^I$  — нормативный форстерит + нормативный энстатит, пересчитанный как форстерит,  $Sp^I$  — магнезиальная шпинель,

вычисленная из нормативного корунда ультраосновных пород. *CI* отражает эволюцию двух независимых и одновременно развивающихся минеральных серий горных пород: салической (фельзической), где происходит смена Ca на Na и K, и мафической, в которой Mg сменяется Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>. *CI* применим ко всем сериям магматических пород.

*Серийный индекс Ритмана* предложен для количественной оценки составов конкретных магматических серий и их отклонений от путей нормальной дифференциации. Вычисляется как  $\text{SiO}_2[\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}] / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}] + 0,70$  (в мас. %).

*Серийный щелочной индекс Ритмана* — петрохимическая величина, определяющая различие серий вулканических пород на основе эмпирического уравнения параболы  $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$  (в мас. %), при этом наилучшие результаты достигаются при сопоставлении кислых и средних горных пород. Эмпирически установлено, что этот индекс (при постоянном или несколько уменьшающемся содержании SiO<sub>2</sub>) увеличивается при увеличении содержания щелочей, при удалении из сильно известковистых и фемических расплавов пироксенов в результате кристаллизационной дифференциации, при переработке магмой карбонатных пород и уменьшается в результате потери магматическим расплавом щелочей или увеличения содержания SiO<sub>2</sub> в процессе ассимиляции ею сиалического материала.

Современные тенденции развития петрохимии показывают, что исследователи теперь реже используют традиционные методы пересчетов и петрохимические коэффициенты, но широко используют разнообразные диаграммы и все большее развитие получают статистические методы исследований.

Наиболее полно разнообразные петрохимические диаграммы и коэффициенты представлены в справочнике [Ефремова, Стафеев, 1985], определения многих петрохимических коэффициентов и индексов приведено в Геологическом словаре третьего издания (Т. 2, 2011).

## **5.4. Использование петрохимических данных при петрологических исследованиях**

### **5.4.1. Классификация и диагностика магматических пород**

При петрологических исследованиях, проводящихся в рамках работ по составлению Госгеолкарт, петрохимические данные используются прежде всего для классификации и диагностики магматических, особенно вулканических пород. Основной классификационной диаграммой, используемой для этих целей, является, как уже было сказано выше, бинарная TAS-диаграмма (SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) с обозначенными на ней полями составов магматических пород [Петрографический..., 2008, 2009] (рис. 1).

TAS-диаграмма не позволяет классифицировать магматические породы по типу их щелочности, для этого служат калий-натриевые отношения, которые характеризуют главным образом доли калиево-натриевого полевого шпата и плагиоклаза, а также пропорции альбитовой и ортоклазовой молекул в калиево-натриевом полевоом шпате. Эти отношения выражаются различными способами:  $\text{Na}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  или  $\text{Na} / (\text{Na} + \text{K})$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  или  $\text{Na}/\text{K}$  (либо обратными отношениями). На основе отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  выделяются породы следующих типов щелочности: натриевого ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$  для ультраосновных и основных пород,  $> 3$  — для средних и  $> 1$  — для кислых), калиево-натриевого (1–4 для ультраосновных и основных пород, 0,6–3 для средних и 0,3–1 для кислых) и калиевого ( $< 1$  для ультраосновных и основных пород,  $< 0,6$  для средних и  $< 0,3$  для кислых).

Помимо подразделения по типу щелочности магматические горные породы могут подразделяться по абсолютному содержанию оксида калия или натрия. Так, например, по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  могут быть выделены низко-, умеренно-, высоко- и ультракалиевые породы.

Для ультрамафитовых (особенно высокомагнезиальных) ультраосновных и основных пород классификационными, в дополнение к содержанию кремнекислоты и суммы щелочей, являются параметры, отражающие содержание магния и титана, которые для этих пород имеют большую значимость, а в ряде случаев и железа.

#### ***5.4.2. Сравнительный анализ химизма магматических объектов и выделение петрографических подразделений***

Главнейшей задачей, решаемой с помощью петрохимических исследований, является сравнительный анализ химического состава пород различных магматических объектов и выделение по этому признаку (в дополнение к геологическим, геохронологическим и другим данным) петрографических подразделений, прежде всего магматических комплексов. Магматические тела, объединяемые в единый комплекс, должны характеризоваться однотипностью их петрохимических признаков, а их составы отражать динамику единого магматического процесса, направленную упорядоченность магматитов различного состава во времени (гомодромную, антидромную, перемежаемость различных по составу пород, в том числе контрастных, и т. д.). На вариационных диаграммах эти процессы отражаются в присущих этим комплексам трендах дифференциации.

Породы, относящиеся к одному комплексу, могут отличаться от пород других комплексов по содержаниям самых различных петрогенных элементов, и важно подобрать те из них, которые в наибольшей степени отразили бы специфику изменения химизма пород конкретного комплекса. В связи с этим для сопоставления петрохимических особенностей пород разных комплексов могут быть использованы самые

разнообразные диаграммы. Так, например, в ряде случаев отчетливое разделение пород последовательных комплексов возможно с использованием диаграммы  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  (рис. 31).

На приведенной диаграмме выявляется закономерное снижение железистости от первого комплекса ко второму при эволюционном развитии орогенного магматизма и резкое повышение железистости пород в третьем комплексе, отражающее смену орогенного режима тафрогенным.

Как уже упоминалось, для магматических пород основного и ультраосновного составов большую роль играют такие элементы, как магний, железо и титан, поэтому для их сравнения часто используются диаграммы, основанные на соотношениях оксидов этих элементов (рис. 32).

Для сравнения изучаемых магматических объектов и выявления их петрохимической специфики, которая в совокупности с другими их особенностями (геологическими, геохимическими и др.) может служить основой для расчленения на комплексы магматических образований, развитых на территории листов, помимо диаграмм используются также различные коэффициенты, индексы и модули, главные из которых приведены выше. Информативным также является сравнение химического состава исследуемых пород со средними составами соответствующих породных видов. Средние содержания главных элементов или петрогенных оксидов по видам магматических пород приведены в работах [Виноградов, 1962; Соловьев, 1970; Богатиков, Косарева, Шарков, 1987].

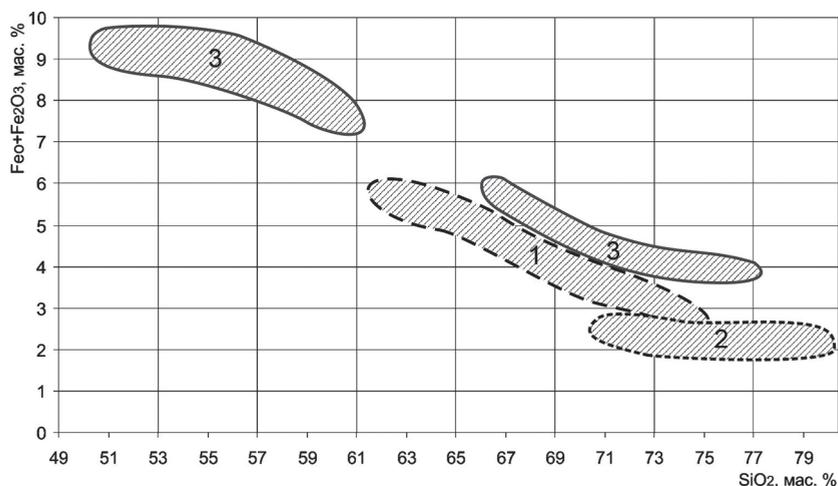


Рис. 31. Диаграмма  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  для пород трех последовательных послескладчатых гипабиссальных дайковых комплексов (Северное Прибалхашье): 1 — граносиенит- и монцогранит-порфиров, 2 — гранит- и лейкогранит-порфиров, 3 — трахидолеритов и умереннощелочных гранит-порфиров

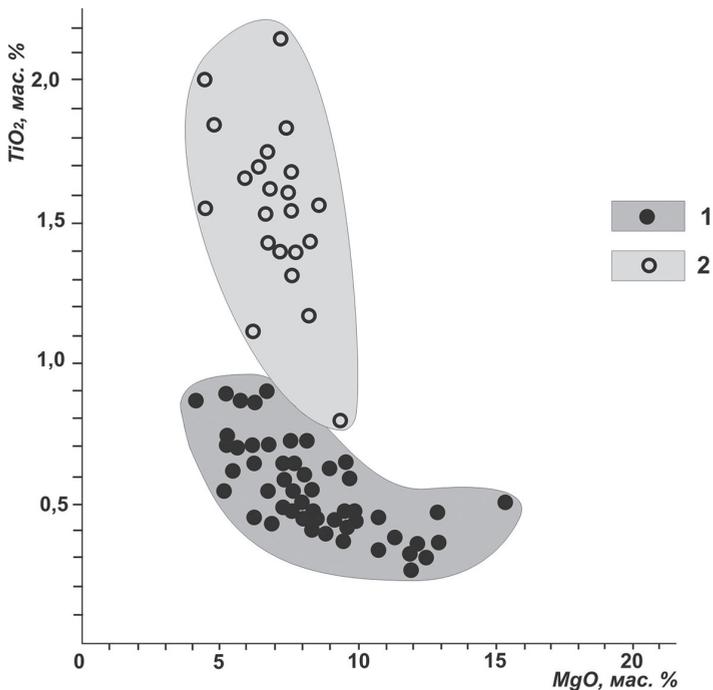


Рис. 32. Диаграмма  $MgO-TiO_2$  для пород параллельных даек офиолитовых ассоциаций (Южный Урал), [по Пушкареву, Хазовой, 1991]

1-2 — дайки ассоциаций: 1 — хабарнинской, 2 — шулдакской

### 5.4.3. Выявление сериальной принадлежности магматических пород

Петрохимические данные в значительной мере используются при выделении, анализе и генетической интерпретации магматических серий и формаций, а также при анализе трендов магматической дифференциации.

Под петрохимической серией понимается совокупность магматических пород, обладающих общей петрохимической спецификой и образованных в результате эволюции единой родоначальной магмы под влиянием различных магматических процессов (магматической, кристаллизационной или флюидной дифференциации, взаимодействия с вмещающим субстратом, смешения расплавов) или в результате последовательных этапов парциального плавления из общего субстрата. Составы пород, входящих в ту или иную серию, занимают вполне определенное положение на петрохимических диаграммах, характеризую тот или иной тип геодинамической обстановки. В идеале петрохимическая

и петрогенетическая серии должны совпадать, однако в реальности это происходит далеко не всегда [Магматические... Т. 6, 1987].

Отнесение ассоциаций пород к какому-либо типу петрохимических серий производится соответственно главным образом по их химизму. Примером может служить выделение серий нормальной щелочности, умеренной щелочности и щелочных по соотношению щелочей и кремнезема. В свою очередь в типе нормальной щелочности на основании темпа роста железистости по отношению к кремнезему выделяются толеитовые, известково-щелочные, а некоторыми исследователями и коматиит-бонинитовые серии [Фролова, Бурикова, 1997] (рис. 33). Более дробное выделение серий (или подсерий) может производиться, например, по типу щелочности или другим характерным для них признакам.

О. А. Богатиковым с соавторами [Магматические... Т. 6, 1987] выделяются шесть петрохимических серий: толеитовая, известково-щелочная, умереннощелочные (субщелочные) калиево-натриевая и калиевая (ей соответствует шошонитовая), щелочные калиевая и калиево-натриевая.

Л. С. Бородиным [Бородин, 1987] для выделения серий магматических пород было предложено использовать щелочно-кальциевый параметр  $(Na + K) / Ca$ . Эволюционные серии пород классифицируются им на основе трендовой диаграммы в координатах  $(Na + K) / Ca - A_c$ , где  $A_c$  — универсальный параметр кислотности, оцениваемый по соотношению  $SiO_2$  и всех главных оксидов металлов с учетом величины химической активно-

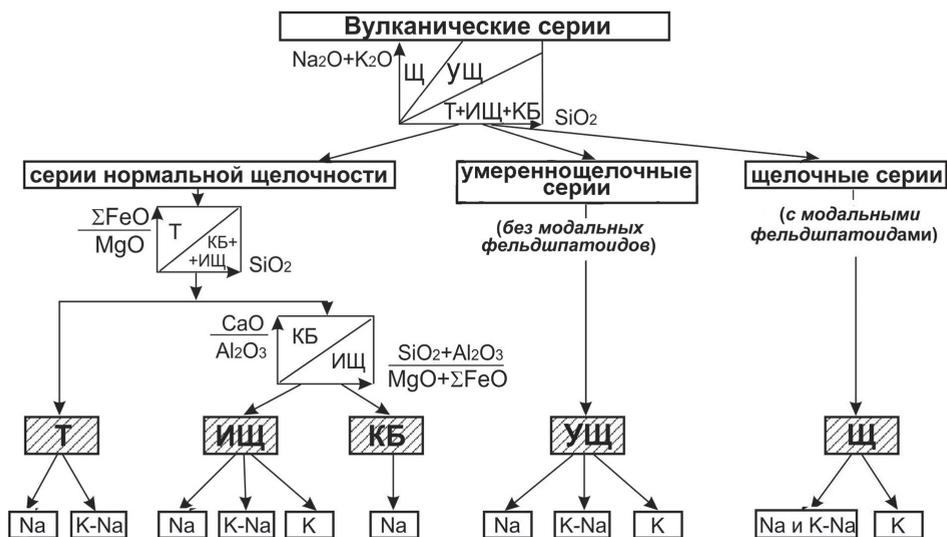


Рис. 33. Классификационная петрохимическая диаграмма вулканических серий, по [Фролова, Бурикова, 1997], с изменениями

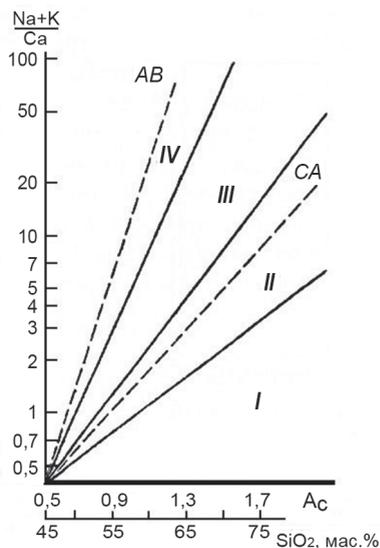
Типы серий: Т — толеитовый, ИЩ — известково-щелочной, КБ — коматиит-бонинитовый, УЩ — умереннощелочной (субщелочной), Щ — щелочной; подтипы: Na — натриевый, K-Na — калиево-натриевый, K — калиевый

сти каждого катиона по десятибалльной шкале (рис. 34).

Для выявления сериальной принадлежности пород нормальной щелочности часто используются бинарные диаграммы А. Миаширо  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (рис. 35), а также тройная диаграмма АФМ (сумма щелочей–суммарное железо–магний) (рис. 36). На диаграмме АФМ содержание оксидов может быть представлено в массовых процентах или в молекулярных количествах, а суммарное железо в виде  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  либо в виде  $\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ . На этой диаграмме видны характерное для толеитовой серии обогащение более поздних магматических дифференциатов железом (феннеровский тренд) и отсутствие тренда обогащения железом для известково-щелочной серии (боуэновский тренд).

При выделении магматических серий по калиевости используется диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ , которая также служит классификационной, как это уже отмечалось, для разделения пород по содержанию калия (рис. 37).

В отличие от магматических серий магматические формации выделяются в основном по петрографическим признакам, однако петрохимическая характеристика формаций является их неотъемлемым признаком, играющим важную роль в их типизации. Магматическая формация — это обобщенная модель устойчиво повторяющихся в геологическом пространстве и времени комплексов, сложенных магматическими породами одного типа и обладающих при этом общими индикаторными признаками состава, строения и соотношения с вмещающей средой. Конкретным проявлением магматической формации является магматический комплекс («конкретная формация»), который может рассматриваться как индивид определенного формационного вида, несмотря на то что он не всегда по своим признакам полностью отвечает этому формационному виду. В легендах к геологическим картам и в корреляционных схемах следует указывать формационную принадлежность комплекса, если она установлена.



**Рис. 34. Петрохимическая диаграмма  $(\text{Na} + \text{K}) / \text{Ca} - \text{A}_c$  [Бородин, 2002]**

I–IV — классификационные поля серий: I — известковое, II — известково-щелочное, III — умереннощелочное (субщелочное), IV — щелочное. Эталонные тренды: CA — главный известково-щелочной, AB — главный щелочно-базальтовый

Масштаб для шкалы кремнекислотности условный

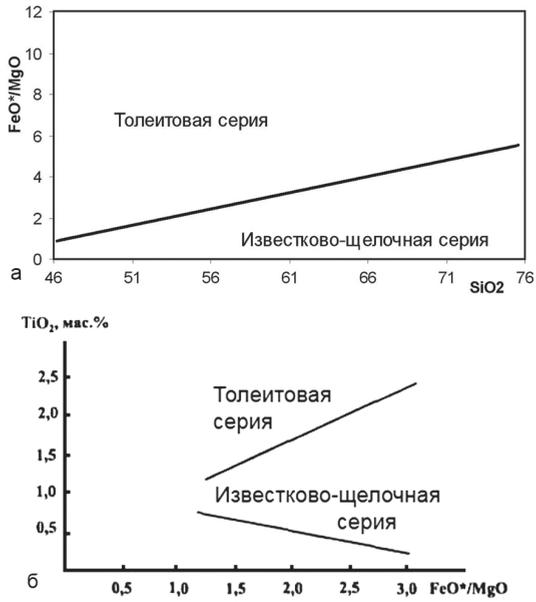


Рис. 35. Диаграммы для разделения вулканитов известково-щелочной и толейтовой серий [Miyashiro, 1974]

а —  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ ; б —  $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$

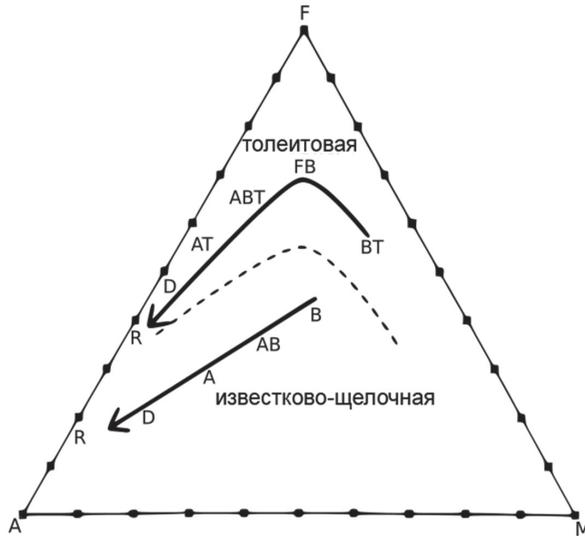


Рис 36. Тройная диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  (AFM), по Т. Ирвину и В. Барагару

Стрелками показаны тренды эволюции магм, пунктиром — граница раздела серий. Толейтовая серия: ВТ — базальт, FB — ферробазальт, АВТ — андезибазальт, АТ — андезит; известково-щелочная серия: В — базальт, АВ — андезибазальт, А — андезит, D — дацит, R — риолит

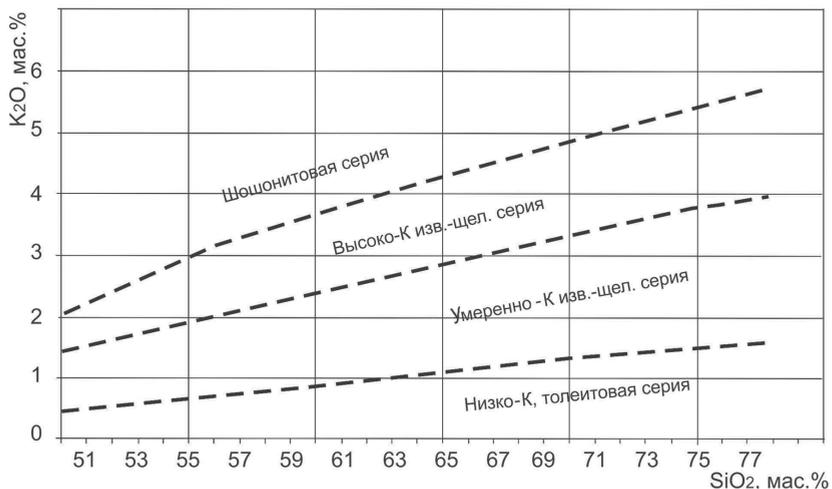


Рис. 37. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  выделения серий магматических пород по содержанию калия, по [Peccherillo, Taylor, 1976]

В настоящее время общепринятая классификация магматических формаций отсутствует. Наиболее детально этот вопрос проработан в монографиях и статьях, издававшихся в разные годы во ВСЕГЕИ [Магматические формации..., 1979; Магматические формации, 1983; Расчленение и корреляция..., 1988; Масайтис и др., 2009], а также в работах Ю. Б. Марина [Марин, 2004] и др. Огромное значение в развитии учения о формациях имели работы Ю. А. Кузнецова [Кузнецов, 1964] и др.

#### 5.4.4. Петрогенетическое моделирование

В петрологических исследованиях используются также диаграммы, которые служат для петрогенетических построений, прежде всего для анализа эволюции магматического расплава.

Наличие и степень дифференцированности магматических комплексов отражается в величине дисперсии содержаний элементов, а тип исходной магмы изучается по элементам, малочувствительным к изменениям условий кристаллизации. Для понимания и характеристики петрохимических процессов используют различные диаграммы. Наиболее часто применяемыми и простыми для построения являются бинарные диаграммы Харкера, на которых содержания петрогенных оксидов или малых элементов сравниваются с содержанием  $SiO_2$  (рис. 38, 39). Для ультрамафитовых пород, характеризующихся высокой магнезиальностью, при построении диаграмм Харкера за основу берется содержание не  $SiO_2$ , а  $MgO$ . Расположение точек на диаграмме позволяет, как правило, выявить определенную зависимость, отображаемую линией, называемой трендом. Такие тренды обычно имеют

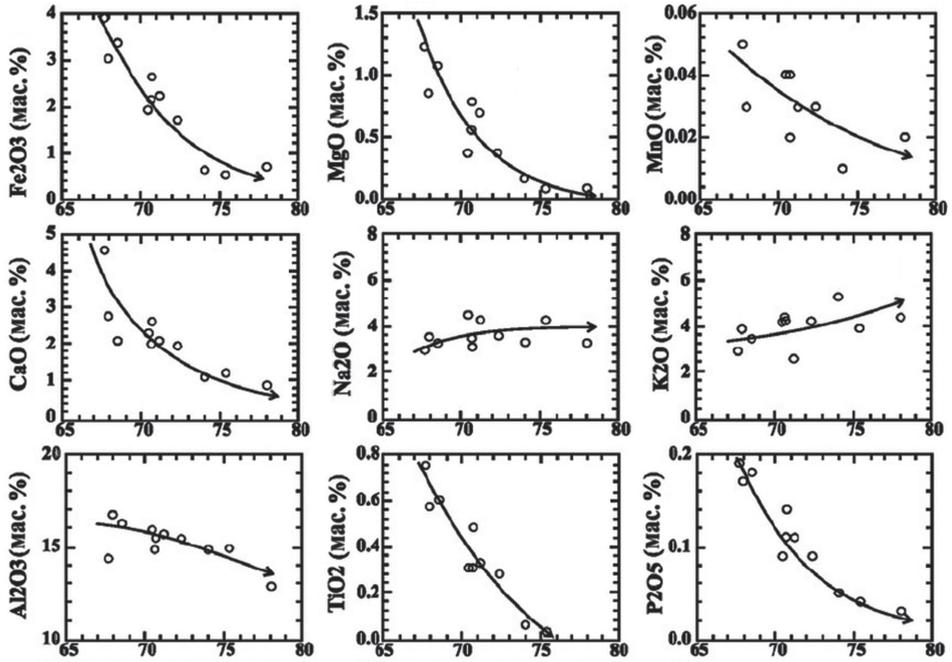


Рис. 38. Диаграмма Харкера для лейкогранитов о. Парос (Греция). Тренды отражают эволюцию магмы вследствие кристаллизационного фракционирования [Kevrekidis et al., 2015]

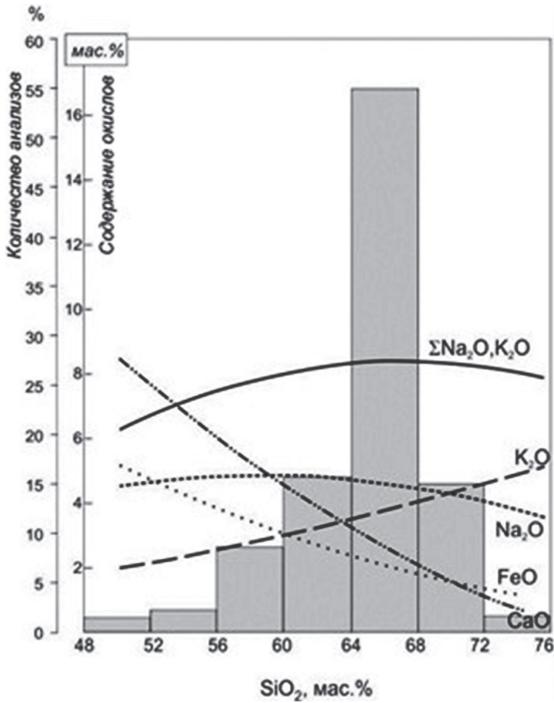


Рис. 39. Пример компактного изображения обобщенной диаграммы Харкера в том случае, когда выявляются четкие вариационные тренды (составы гранитоидов верхнемайского комплекса, Охотский массив) [Кузьмин и др., 2004]

геологический смысл и отражают процессы эволюции магматических расплавов.

Как правило, единые хорошо выраженные тренды на вариационных диаграммах подтверждают происхождение пород магматического комплекса в результате эволюции одного родоначального расплава. Тренды отражают главным образом процессы частичного плавления протолита или кристаллизационного фракционирования, которые являются одними из основных процессов в эволюции магматических расплавов. Перегибы, изменение направления, разветвление трендов могут свидетельствовать о резком изменении условий (физико-химических, флюидного режима и др.) становления комплекса, о смене моделей ведущих или проявлении дополнительных процессов в ходе эволюции магмы или при формировании пород комплекса. Например, на диаграмме, представленной на рис. 40, перегибы вариационных линий распределения Ca и Al отражают начало фракционирования клинопироксена, богатого Ca, а потом основного плагиоклаза, богатого Ca и Al [Петрография и петрология..., 2001].

Значительный разрыв вариационных кривых может указывать, например, на функционирование магматических источников разного состава (как это имеет место в контрастных бимодальных эпиорогенных комплексах), разделение трендов — на проявление процессов ликвации. Часто тренды могут отражать явления контаминации — смешения магм разного состава (гибридизма) или ассимиляции материала вмещающих пород и т. д.

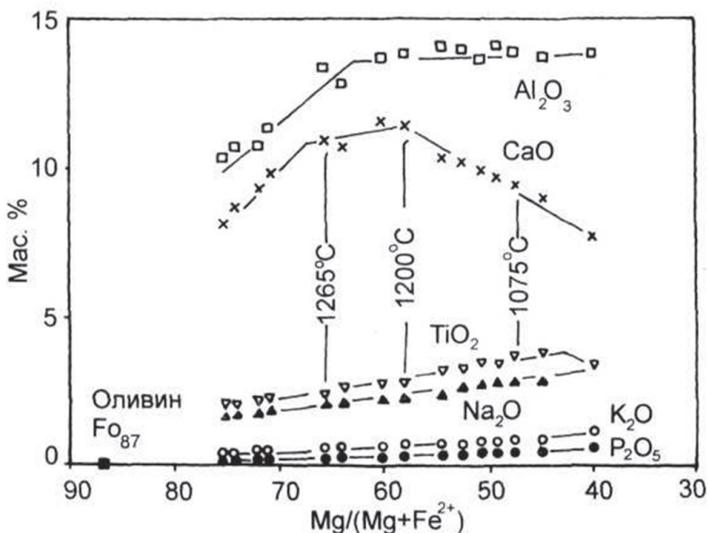


Рис. 40. Изменение химического состава базальтов в ходе кристаллизационной дифференциации, по [Philpotts, 1990]

## 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

### 6.1. Классификация химических элементов

В общем понимании геохимическое исследование магматического объекта заключается в статистическом анализе результатов определения содержаний элементов-примесей (содержание которых не превышает, как правило, 0,1%) в породах и их генетической, сравнительно-петрографической и иной интерпретации. Эта группа элементов отличается от петрогенных элементов по закономерностям распространения, поведения в системе минерал–расплав и фиксации в горных породах, что и определяет различия как аналитических методик (и соответственно правил отбора материала), так и методов интерпретации и областей приложения результатов геохимического и петрохимического исследования. Поскольку химический состав является неотъемлемым свойством любого геологического объекта, геохимические и петрохимические исследования проводят параллельно для характеристики как принципиальных (диагностических) особенностей объекта, так и его специфических аспектов. При этом петрохимические методы имеют большее значение для диагностики и классификации породы, тогда как результаты геохимических исследований обладают высокой информативностью для реконструкции процессов плавления и эволюции магматических систем.

Элементы-примеси весьма разнообразны и количество их определяют различными аналитическими методами. При этом некоторые элементы могут быть для одних пород примесными, для других главными. На практике важное значение для петрологических построений имеют 20–40 элементов, обычно подразделяемых на группы со сходными свойствами и соответственно со сходными геохимическими характеристиками. При этом систематизация элементов проводится по различным признакам. Наиболее распространенные классификации приведены, например, в работах [Краткий справочник..., 1977; Интерпретация..., 2001].

В большинстве случаев при геохимических исследованиях используются следующие классификации элементов.

1. По характеру химической активности (классификация по В. И. Вернадскому): *инертные газы* (He, Ne, Ar, Kr, Xe); *благородные металлы* (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, Ag); *циклические элементы* (H, Na, K, Cu, Mg, Ca, Zn, B, Al, C, Si, Ti, Zr, Pb, N, P, V, O, S, Cr, Mo, F, Cl, Mn, Fe, Co, Ni и др.); *рассеянные элементы* (Li, Rb, Cs, Sc, Y, Ga, In, Tl, Br, J); *радиоактивные элементы* (Po, Rn, Ra, Ac, Th, Pa, U); *редкоземельные элементы* (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

2. По способности элементов образовывать устойчивые природные соединения различных типов, что обусловлено главным образом строением электронных оболочек атомов (классификация по В. М. Гольдшмидту): *литофильные элементы* (O, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr,

Ba, B, Si, Al, Y, TR, Ti, Zr, Hf, Th, U, Nb, Ta, W и др.), входящие в состав преимущественно силикатных соединений и слагающие основную массу минералов литосферы; *халькофильные элементы* (Cu, Zn, Pb, Cd, Fe, и др.), характеризующиеся сродством с серой и ее аналогами — селеном, теллуrom; *сидерофильные элементы* (Mo, Ni, V, Co, Os, Pd, Ir, Pt, и др.), имеющие сродство с железом; *атмофильные элементы* (H, N, инертные газы), характерные для атмосферы.

Существуют вариации этой систематики с выделением промежуточных групп (лито-сидерофильные элементы и т. п.), поскольку некоторые элементы сочетают в себе свойства сидерофилов и халькофилов (Co и отчасти элементы платиновой группы), халькофилов и литофилов (Fe). Иногда в отдельную группу выделяют *биофильные элементы* (C, H, O, N, P, S, Cl, Na, Ca, Mg, Fe и др.), которые концентрируются в живых организмах и используются в процессах их жизнедеятельности.

3. По сходному поведению элементов-примесей в геологических процессах: *крупноионные литофилы* (LILE) — Cs, Rb, K, Ba, Sr; *высокозарядные элементы* (HFSE) — Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, редкоземельные элементы; *транзитные элементы* — Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, *элементы платиновой группы* — Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt (рис. 41).

*Редкоземельные элементы* (PЗЭ, TR, REE), к которым относят La, Ce, лантаноиды и обычно также Sc, подразделяются на легкие (LREE) — La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, и тяжелые — Y, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu.

4. По предпочтительной концентрации в расплаве — *несовместимые* (incompatible) элементы или *совместимые* (compatible) в остаточной минеральной фазе при плавлении на мантийном уровне. При этом в магматах различного состава один и тот же элемент может быть либо совместимым, либо несовместимым. Стоит отметить принципиальную

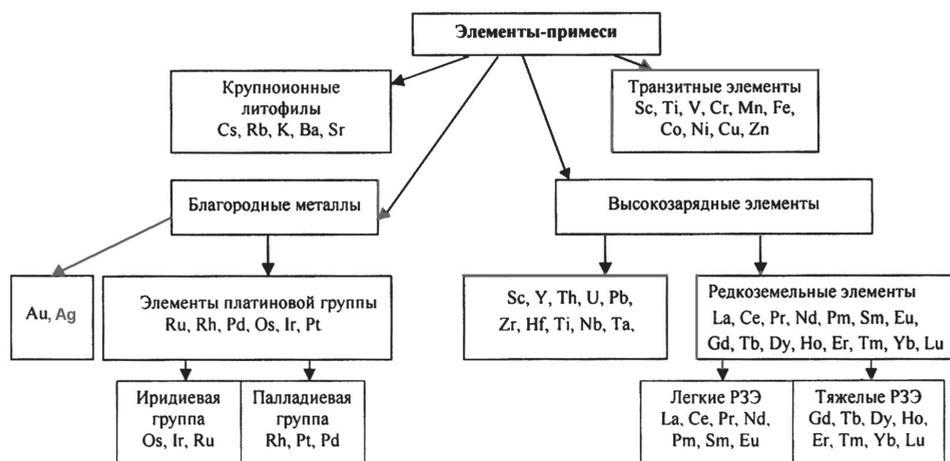


Рис. 41. Классификация элементов-примесей, по [Интерпретация..., 2001] с изменениями

важность рассмотрения характера поведения совместимых и несовместимых элементов для формирования рудных объектов магматического и постмагматического генезиса. Во многом рудные компоненты являются несовместимыми по отношению к главным пороодообразующим минералам и накапливаются в остаточных расплавах или флюидах, играющих ключевую роль в рудообразовании.

Группирование элементов-примесей обуславливается часто используемыми аналитическими методиками, поскольку параметры точности и воспроизводимости для разных групп элементов отвечают разным методам анализа. Выбор как аналитических методик, так и набора определяемых элементов и минимального размера выборки определяется задачей исследования. Наиболее распространенными являются масс-спектрометрический в его различных модификациях, атомно-абсорбционный и рентгеноспектральные методы анализа.

Основным принципом любого геохимического исследования является сопоставление полученного числового выражения составных частей горной породы с определенными модельными эмпирическими характеристиками, которые считаются функцией определенных факторов, определяющих геохимическую специфику магматических пород. К таким факторам относятся химический состав родоначального расплава; тип и степень плавления; эволюция расплава при парциальном плавлении источника, фракционировании кристаллов, гибридизации, контаминации и др.

Можно выделить пять групп задач, решаемых геохимическими методами.

1. Сравнительная геохимическая характеристика магматического объекта и его составных частей.

2. Классификация, корреляция и формационная типизация магматических объектов.

3. Геохимическое моделирование петрологических процессов.

4. Геодинамическое моделирование на основе интерпретации петрохимических и геохимических данных.

5. Определение металлогенической специализации магматических объектов.

Все эти задачи решаются с использованием комплекса геохимических методов в широком смысле, т. е. с включением петрохимических и изотопно-геохимических. Однако значимость и практическое применение названных направлений различны для каждой группы задач.

## **6.2. Геохимическая характеристика магматических объектов и интерпретация геохимических данных**

Геохимическая характеристика магматического объекта является основной и обязательной задачей при геохимических исследованиях магматических образований, тогда как все остальные имеют более узкоспециализированную направленность. Она включает два направле-

ния: 1. Сравнительный геохимический анализ объекта и его составных частей, что позволяет проводить корреляцию с иными объектами соответствующего ранга. Также решается и обратная задача — подтверждение и уточнение признаков, составляющих объект породных тел, выделенных по геолого-структурным и петрографо-минералогическим данным. 2. Выявление на основе широкого использования статистических методов геохимических трендов, отвечающих определенным петрогенетическим процессам.

Геохимическая характеристика объекта включает: а) содержания химических элементов; б) закономерности их пространственного и породного распределения; в) сравнительный анализ распределения элементов и их соотношений, индикаторных для поставленных специфических задач (например, в случае потенциально сульфидоносных интрузивов — Ni, Co, Cu, PGE, S, Cu/Ni и Pt/Pd отношения и др.); г) статистические параметры, такие как факторные нагрузки, корреляционные матрицы и т. д.

Количество анализируемых проб горных пород, которое необходимо и достаточно для характеристики магматического объекта, зависит от его неоднородности. В общем случае для характеристики относительно однородного магматического объекта необходимо 15 представительных проб [Требования..., 2005], именно таков минимальный объем выборки, результаты статистической обработки которой могут считаться достоверными.

Геохимическая характеристика базируется на статистической обработке результатов анализов с применением как базовой статистики, так и многомерных методик (в первую очередь факторного и дискриминантного анализов [Дуденко, 1981]). На основе результатов статистической обработки геохимических данных может быть получена следующая информация.

1. Сводная таблица средних содержаний элементов и параметров их распределения (наиболее важным является стандартное отклонение; однако для наиболее интересных в аспекте конкретных целей исследования элементов важно привести медианные и модальные значения, а также графики распределения значений) как в магматическом объекте в целом, так и в его составных частях.

2. Оценка петрогенетических процессов (уровня и направленности дифференциации, контаминации, частичного плавления и др.) на основе интерпретации геохимической информации с учетом геологических данных.

3. Пространственное распределение тех или иных элементов или же статистических параметров.

4. Сравнительная характеристика составных частей объекта (фаз и т. п.), построение его геохимической эволюционной модели.

5. Сравнительная геохимическая характеристика изучаемого объекта относительно иных магматических объектов, в том числе эталонных.

Различия в геохимической вариативности тех или иных подразделений магматических пород получает конкретное выражение в виде трендов изменчивости распределения элементов-примесей.

Широко распространенным методом генетической интерпретации геохимических данных является анализ распределения РЗЭ, которое служит качественным петрогенетическим индикатором, поскольку оно контролируется содержанием РЗЭ в магматическом источнике и равновесиями минерал—расплав.

Распределение РЗЭ обычно отображается в форме кривых содержаний этих элементов, нормированных по тому или иному стандарту (табл. 2), что позволяет более наглядно представить имеющийся материал. Нормирование производится путем деления концентрации элемента в исследуемой породе на концентрацию его в выбранном стандарте, полученные значения откладываются по оси ординат в логарифмическом масштабе. Для РЗЭ в качестве стандарта обычно используется

Таблица 2

**Значения, используемые при нормализации содержаний РЗЭ по хондриту**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0,340	0,330	0,378	0,329	0,245	0,310	0,367	0,708	0,237
Ce	0,910	0,880	0,976	0,865	0,637	0,808	0,957	1,833	0,613
Pr	0,121	0,112			0,096	0,122	0,137	0,278	0,0928
Nd	0,640	0,600	0,716	0,630	0,473	0,600	0,711	1,366	0,457
Sm	0,195	0,181	0,230	0,203	0,154	0,195	0,231	0,444	0,148
Eu	0,073	0,069	0,087	0,077	0,058	0,0735	0,087	0,168	0,0563
Gd	0,260	0,249	0,311	0,276	0,204	0,259	0,306	0,595	0,199
Tb	0,047	0,047			0,037	0,0474	0,058	0,108	0,0361
Dy	0,300		0,390	0,343	0,254	0,322	0,381	0,737	0,246
Ho	0,078	0,070			0,056	0,0718	0,085	0,163	0,0546
Er	0,020	0,200	0,255	0,225	0,166	0,210	0,249	0,479	0,16
Tm	0,032	0,030			0,026	0,0324	0,056	0,074	0,0247
Yb	0,220	0,200	0,249	0,220	0,017	0,209	0,248	0,048	0,161
Lu	0,034	0,034	0,039	0,034	0,025	0,0322	0,038	0,074	0,0246
Y							2,100		

1 — [Wakita et al., 1971]; 2 — [Haskin et al., 1968]; 3 — [Masuda et al., 1973]; 4 — [Nakamura, 1974]; 5 — [Evensen et al., 1978]; 6 — [Boynnton, 1984]; 7 — [Taylor, McLennan, 1985]; 8 — [McDonough et al., 1991]; 9 — [McDonough, Sun, 1995]

углеродистый хондрит C1, который, как полагают, представляет собой недифференцированное протопланетное вещество.

Чаще всего для нормирования исследователи используют значения содержаний РЗЭ по [McDonough, Sun, 1995], поскольку в свободном доступе имеются программы, автоматически строящие диаграммы, нормированные по этим данным. Однако предпочтительнее использовать для нормирования значения содержаний по В. Бойтону [Boynnton, 1984], так как это последние инструментально определенные содержания РЗЭ в хондрите, и строить диаграммы в программе Excel.

Ниже для примера приведены диаграммы с ненормированными и нормированными по хондриту значениями содержаний РЗЭ в разных объектах (рис. 42).

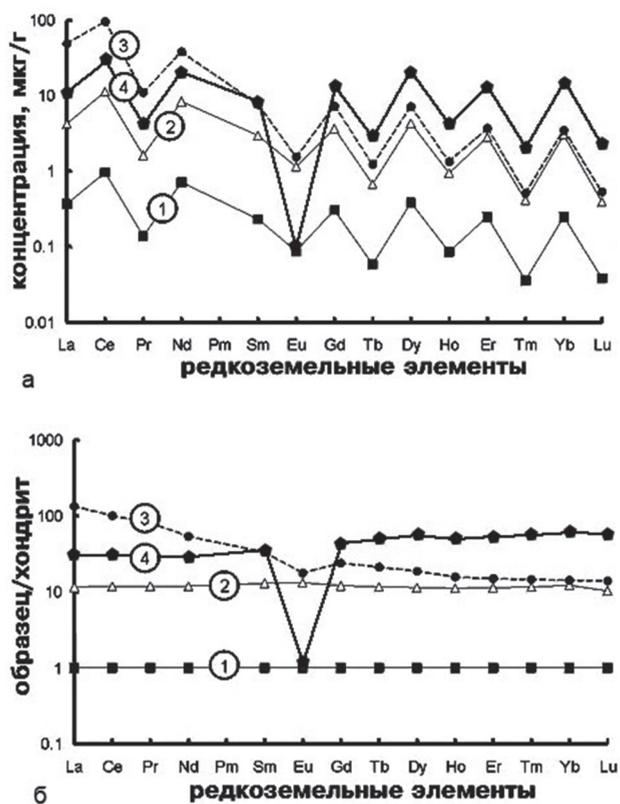


Рис. 42. Типичные примеры содержаний редкоземельных элементов в хондрите (1), океаническом базальте (2), I-граните (3) и низкофосфористом редкометалльном граните (4) [Костицын, 2000]

*а* — абсолютные значения концентрации элементов,  
*б* — значения концентрации элементов, нормированные по хондриту

С помощью диаграмм распределения РЗЭ могут быть решены следующие задачи:

1. Корреляция и расчленение магматических пород, фаз и комплексов.
2. Оценка состава магматического источника на основе сопоставления спектров распределения элементов со стандартными для определенных геодинамических обстановок и эталонных объектов.
3. Установление особенностей магматической эволюции.

В целом редкоземельные элементы отражают степень деплетированности / фракционирования расплава. При анализе диаграмм РЗЭ могут использоваться различные параметры, например угол наклона кривых, указывающий на соотношение легких и тяжелых РЗЭ, наличие или отсутствие европиевой аномалии и др. Европиевая аномалия контролируется главным образом полевыми шпатами, особенно плагиоклазом, так как европий в двухвалентном состоянии является в этих минералах совместимым элементом, в то время как остальные РЗЭ, для которых валентность равна трем, являются несовместимыми. Таким образом, наличие отрицательной европиевой аномалии в породах свидетельствует в пользу их образования в результате фракционирования плагиоклаза. Положительная аномалия европия в гранитах практически однозначно свидетельствует об их анатектическом происхождении.

Резкое превышение содержания легких РЗЭ относительно тяжелых в базальтоидах и ультраосновных породах вероятнее всего указывает на присутствие граната в источнике плавления. В кислых расплавах такой же эффект производит присутствие циркона. Кроме того, в расплавах гранитового состава деплетирование тяжелых РЗЭ относительно легких может объясняться наличием роговой обманки и граната среди реститовых фаз [Интерпретация..., 2001].

Пример использования данных о распределении РЗЭ при изучении сложного магматического комплекса приведен на рис. 43. По характеру распределения РЗЭ выделяются две фазы, ведущими породами которых являются габбронориты, которые отличаются как содержаниями РЗЭ, так и различной степенью истощения тяжелыми РЗЭ и характером европиевой аномалии.

Еще одним примером может служить диаграмма (рис. 44) спектра РЗЭ пород энсиматической дуги Талкитна (Аляска). Габбронориты и диориты имеют параллельные хондрит-нормализованные спектры РЗЭ с большим суммарным содержанием РЗЭ в диоритах. Спектры тоналитов и андезитов идентичны, что указывает на их комагматичность. Наличие положительной Eu-аномалии в габброноритах и комплементарной ей отрицательной в тоналитах указывает на фракционирование плагиоклаза в ходе эволюции исходного базальтоидного расплава.

Мультиэлементные диаграммы, называемые часто спайдер-диаграммами или спайдер-граммами, включают существенно больший набор элементов-примесей, чем графики распределения РЗЭ, и характеризуются большим количеством аномалий, отражающих поведение различных

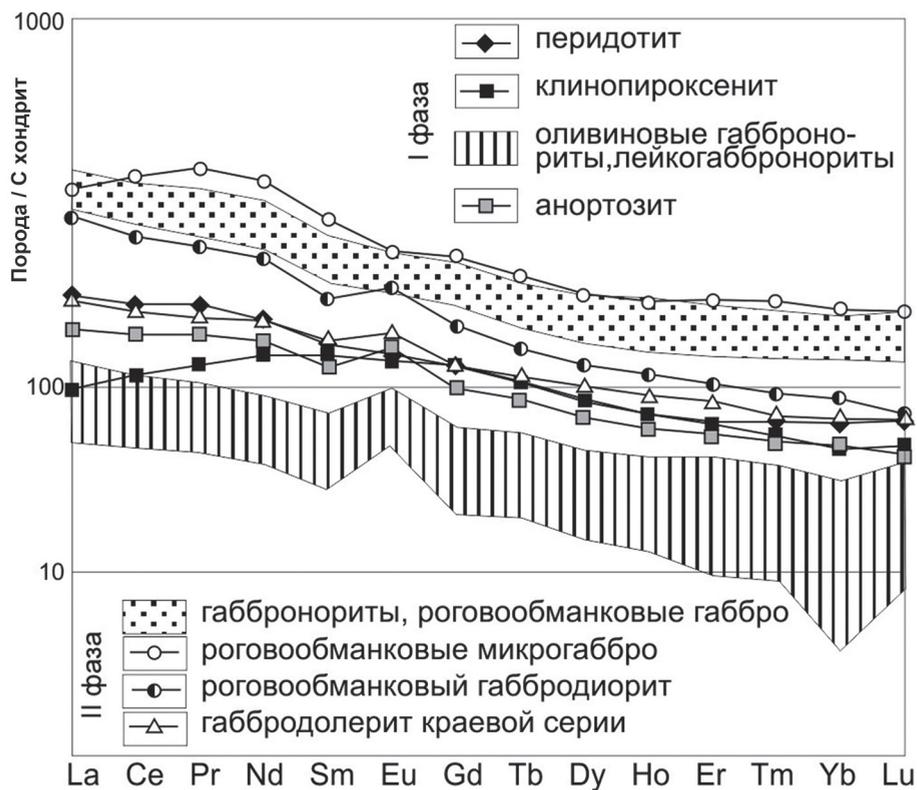


Рис. 43. Диаграмма спектра РЗЭ ондомозерского мафит-ультрамафитового комплекса, Кольский полуостров [Наумов, Кузьмин, 2006]

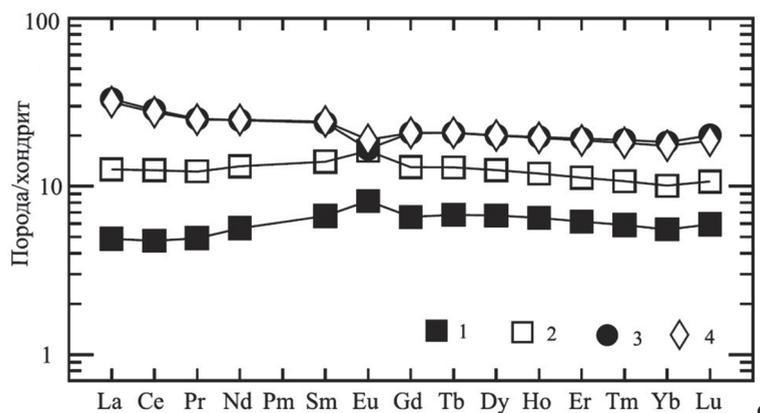


Рис. 44. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для габброноритов (1), гранатовых диоритов (2), тоналитов (3) и андезитов (4) энсиматической дуги Талкитна, Южная — Центральная Аляска [Лучицкая, 2012]

групп элементов-примесей. Например, часто наблюдается контрастное поведение более мобильных крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu), содержания которых могут зависеть от поведения флюидной фазы и менее подвижных высокозарядных элементов (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta), содержания которых контролируются составом источника и зависят от различных процессов, происходящих в ходе магматической эволюции [Интерпретация..., 2001].

В качестве стандартов для нормирования содержаний элементов в исследуемом объекте при построении мультиэлементных диаграмм (табл. 3) часто используются составы примитивной мантии или хондрита (в обоих случаях подразумевается сравнение с недифференцированным примитивным веществом Земли). Другим способом является нормирование по отношению к составу базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB).

Области применения и методика интерпретации мультиэлементных диаграмм те же, что и при анализе кривых распределения РЗЭ. Пример использования мультиэлементных диаграмм и диаграмм распределения содержаний редкоземельных элементов для сопоставления геохимических особенностей одновозрастных вулканитов в различных геологических структурах приведен на рис. 45.

Методика заключается в сравнении полученных кривых с эмпирическими эталонами для магматических объектов определенного генезиса и их петрогенетической интерпретации на основе геохимии соответствующих элементов. Так, например, отрицательная ниобиевая (тантал-ниобиевая) аномалия в базальтоидах является индикатором наличия воды в зоне магмогенерации, поскольку при водном плавлении мантийных пород тантало-ниобаты остаются в рестите. В отдельных случаях небольшая Ta-Nb аномалия в базальтоидах может быть признаком контаминации расплава материалом континентальной коры. Подвижные

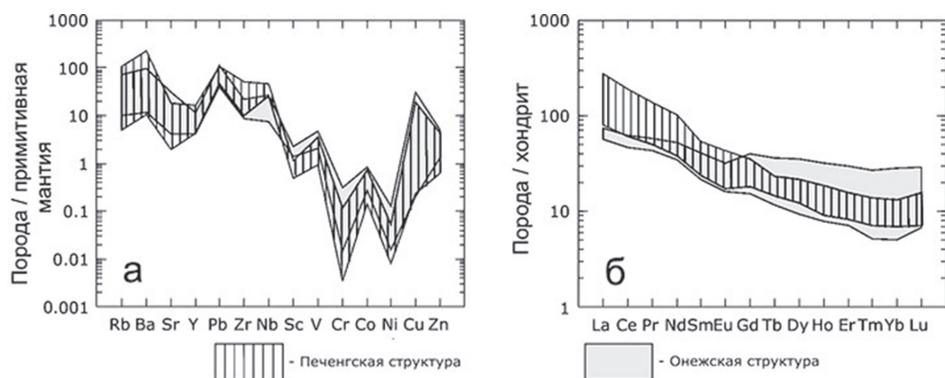


Рис. 45. Сравнительные характеристики спектров распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в ятулийских вулканитах Печенгской и Онежской структур, нормированных по [McDonough et al., 1995], [Каргин, 2006]

**Основные стандарты для нормализации содержаний микроэлементов  
в породах при построении спайдер-диаграмм**

Хондриты				Примитивная мантия						N-MORB	
1	2		3		4	5	6	7			
			Cs	0,188	Cs	0,019	0,023	0,018	Ba	6,3	
Ba	6,900	Rb	1,880	Pb	2,470	Rb	0,860	0,635	0,550	Rb	0,56
Rb	0,350	K	850	Rb	2,320	Ba	7,560	6,990	5,100	K	600
Th	0,042	Th	0,040	Ba	2,410	Th	0,096	0,084	0,064	Th	0,12
K	120	Ta	0,022	Th	0,029	U	0,027	0,021	0,018	U	0,047
Nb	0,350	Nb	0,560	U	0,008	K	252,0	240,0	180	Nb	2,33
Ta	0,020	Ba	3,600	Ta	0,014	Ta	0,043	0,041	0,040	Ta	0,132
La	0,329	La	0,328	Nb	0,246	Nb	0,620	0,713	0,560	La	2,5
Ce	0,865	Ce	0,865	K	545	La	0,710	0,708	0,551	Ce	7,5
Sr	11,80	Sr	10,50	La	0,237	Ce	1,900	1,833	1,436	Pb	0,3
Nd	0,630	Hf	0,190	Ce	0,612	Sr	23,00	21,10	17,80	P	510
P	46,00	Zr	9,000	Sr	7,260	Nd	1,290	1,366	1,067	Sr	90
Sm	0,203	P	500	Nd	0,467	P	90,40			Nd	7,3
Zr	6,840	Ti	610	P	1220	Hf	0,350	0,309	0,270	Hf	2,05
Hf	0,200	Sm	0,203	Sm	0,153	Zr	11,00	11,20	8,300	Zr	74
Ti	620	Y	2,000	Zr	3,870	Sm	0,385	0,444	0,347	Ti	7600
Tb	0,052	Lu	0,034	Ti	445	Ti	1200	1280	960	Sm	2,63
Y	2,000	Sc	5,210	Y	1,570	Tb	0,099	0,108	0,087	Eu	1,02
Tm	0,034	V	49,00			Y	4,870	4,550	3,400	Gd	3,68
Yb	0,220	Mn	1720			Pb		0,071		Tb	0,67
		Fe	265000							Dy	4,55
		Cr	2300							Y	28
		Co	470							Yb	3,05
		Ni	9500							Lu	0,455
										V	300
										Ni	138
										Cr	290

Содержания петрогенных элементов рассчитываются из химических анализов по формулам  $K = K_2O \times 78,2 \times 10\,000/94,2$ ;  $Ti = TiO_2 \times 47,9 \times 10\,000/79,9$ ;  $P = P_2O_5 \times 61,94 \times 10\,000/161,94$ .

1 — [Thompson, 1982]; 2 — [Wood, Joron et al., 1979]; 3 — [Sun, 1989]; 4 — [Wood et al., 1979]; 5 — [McDonough et al., 1991]; 6 — [Taylor, McLennan, 1985]; 7 — [Sun, McDonough, 1989] с дополнениями.

крупноионные литофильные элементы могут использоваться как индикаторы коровой контаминации магм, поскольку они концентрируются в континентальной коре и их поведение контролируется флюидной фазой. Однако относиться к такой интерпретации следует с осторожностью, поскольку эти элементы интенсивно накапливаются в ходе дифференциации расплавов, кроме того, выплавки из неистощенной/обогащенной мантии также содержат высокие концентрации этих элементов. Высокие концентрации таких когерентных элементов, как Ni, Co, Cr отражают малую степень фракционирования расплава, но могут свидетельствовать и о наличии в горных породах реститовых минералов либо фаз ранней кристаллизации.

Одним из наиболее надежных показателей фракционирования магм гранитового состава является отношение Zr/Hf (цирконий-гафниевый геохимический индикатор), которое с повышением степени дифференциации понижается [Зарайский и др., 2009]. Также показательны отношения Rb/Sr, Ta/Nb, повышающиеся в ходе дифференциации гранитоидных магм.

Помимо приведенных выше способов петролого-геохимической характеристики горных пород используется сравнение содержаний элементов в исследуемых породах с кларками — средними содержаниями элементов в земной коре в целом или в отдельных геосферах. В качестве кларков используются также средние содержания элементов в главных типах магматических пород (гранитах, сиенитах, базальтах и т. д.). Существует много таблиц кларковых содержаний, но наиболее часто используются таблицы А. П. Виноградова [Виноградов, 1962], а также таблица Л. Н. Овчинникова [Овчинников, 1990], составленная на основе публикаций А. П. Виноградова, С. Р. Тейлора и других авторов (табл. 4). Сравнения такого рода производятся для определения геохимической и металлогенической специализации конкретных магматических комплексов.

Таблица 4

**Средние содержания (кларки) химических элементов в земной коре, по [Овчинников, 1990]**

Порядковый номер	Элемент	Кларки	Порядковый номер	Элемент	Кларки	Порядковый номер	Элемент	Кларки
1	H	0,11	29	Cu	$5,3 \cdot 10^{-3}$	57	La	$3 \cdot 10^{-3}$
2	He	$6 \cdot 10^{-5}$	30	Zn	$6,8 \cdot 10^{-3}$	58	Ce	$6,1 \cdot 10^{-3}$
3	Li	$2,5 \cdot 10^{-3}$	31	Ga	$1,7 \cdot 10^{-3}$	59	Pr	$7,6 \cdot 10^{-4}$
4	Be	$2 \cdot 10^{-4}$	32	Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$	60	Nd	$3 \cdot 10^{-3}$
5	B	$9 \cdot 10^{-4}$	33	As	$1,8 \cdot 10^{-4}$	62	Sm	$7,3 \cdot 10^{-4}$
6	C	$2 \cdot 10^{-2}$	34	Se	$7,3 \cdot 10^{-6}$	63	Eu	$1,2 \cdot 10^{-4}$
7	N	$2 \cdot 10^{-3}$	35	Br	$2,4 \cdot 10^{-4}$	64	Gd	$7,2 \cdot 10^{-4}$

Порядковый номер	Элемент	Кларки	Порядковый номер	Элемент	Кларки	Порядковый номер	Элемент	Кларки
8	O	46,5	36	Kr	$4,2 \cdot 10^{-9}$	65	Tb	$1,9 \cdot 10^{-4}$
9	F	$6,4 \cdot 10^{-2}$	37	Rb	$1,1 \cdot 10^{-2}$	66	Dy	$4,7 \cdot 10^{-4}$
10	Ne	$7,7 \cdot 10^{-8}$	38	Sr	$3,7 \cdot 10^{-2}$	67	Ho	$1,5 \cdot 10^{-4}$
11	Na	2,38	39	Y	$3,2 \cdot 10^{-3}$	68	Er	$3 \cdot 10^{-4}$
12	Mg	2,26	40	Zr	$1,6 \cdot 10^{-2}$	69	Tm	$3,6 \cdot 10^{-4}$
13	Al	8,07	41	Nb	$2,1 \cdot 10^{-3}$	70	Yb	$3,1 \cdot 10^{-4}$
14	Si	27,99	42	Mo	$1,2 \cdot 10^{-4}$	71	Lu	$9 \cdot 10^{-5}$
15	P	0,1	43	Tc	$1,0 \cdot 10^{-7}$	72	Hf	$2,4 \cdot 10^{-4}$
16	S	$3,3 \cdot 10^{-2}$	44	Ru	$4 \cdot 10^{-7}$	73	Ta	$2,2 \cdot 10^{-4}$
17	Cl	$1,8 \cdot 10^{-2}$	45	Rh	$5 \cdot 10^{-7}$	74	W	$1,4 \cdot 10^{-4}$
18	Ar	$2,2 \cdot 10^{-5}$	46	Pd	$9 \cdot 10^{-7}$	75	Re	$8 \cdot 10^{-8}$
19	K	2,13	47	Ag	$7,3 \cdot 10^{-6}$	76	Os	$2 \cdot 10^{-7}$
20	Ca	3,81	48	Cd	$1,7 \cdot 10^{-5}$	77	Ir	$6,5 \cdot 10^{-8}$
21	Sc	$1,7 \cdot 10^{-3}$	49	In	$1,5 \cdot 10^{-5}$	78	Pt	$5,7 \cdot 10^{-7}$
22	Ti	0,53	50	Sn	$2,3 \cdot 10^{-4}$	79	Au	$3,5 \cdot 10^{-7}$
23	V	$1,2 \cdot 10^{-3}$	51	Sb	$3 \cdot 10^{-5}$	80	Hg	$7,2 \cdot 10^{-6}$
24	Cr	$9,3 \cdot 10^{-3}$	52	Te	$3 \cdot 10^{-7}$	81	Tl	$9 \cdot 10^{-5}$
25	Mn	$9 \cdot 10^{-2}$	53	I	$4,7 \cdot 10^{-5}$	82	Pb	$1,3 \cdot 10^{-3}$
26	Fe	5,33	54	Xe	$\frac{3,4}{10^{-10}}$	83	Bi	$1,9 \cdot 10^{-5}$
27	Co	$2,3 \cdot 10^{-3}$	55	Cs	$4,3 \cdot 10^{-4}$	90	Th	$1 \cdot 10^{-3}$
28	Ni	$7,0 \cdot 10^{-3}$	56	Ba	$4,7 \cdot 10^{-2}$	92	U	$2,6 \cdot 10^{-4}$

*Примечание.* Содержания приведены в мас. %, для благородных газов (He, Ne, Ar, Kr, Xe) в см<sup>3</sup>/г.

### 6.3. Определение металлогенической специализации магматических объектов и поиски полезных ископаемых геохимическими методами

Металлогеническая специализация магматических горных пород в целом совпадает с их геохимической специализацией [Маракушев, Безмен, 1992] — повышенным относительно кларка или геохимического фона содержанием химического элемента или группы элементов в геологических объектах. Для оценки металлогенической специализации магматических комплексов используются геохимические критерии рудоносности — качественно-количественных особенностей горных пород магматического объекта, которые указывают на возможность существования в его

пределах месторождений тех или иных полезных ископаемых. К прямым критериям относятся особенности распределения рудных элементов, характерных для данного типа месторождений, к косвенным — особенности химического состава пород, включая содержание и особенности распределения породообразующих элементов и элементов-примесей, не входящих в состав руд.

Геохимические методы поисков полезных ископаемых основаны на использовании особенностей миграции, концентрации и рассеяния химических элементов в процессах образования и разрушения месторождений. Геохимические поиски осуществляются путем проведения геохимических съемок с систематическим опробования горных пород, с определением содержаний химических элементов (индикаторов рудной минерализации) и последующей обработкой аналитических данных. При геохимических поисках производится выделение и анализ геохимических аномалий, первичных и вторичных ореолов или потоков рассеяния, построение геохимических карт и других материалов, а также интерпретация полученной информации. Различают литогеохимический, гидрогеохимический, биогеохимический и атмогеохимический методы поисков, а также термобарогеохимический, заключающийся в выявлении и изучении ореолов газовых, жидких и газовой-жидких включений в горных породах, окружающих месторождения.

Геохимическая аномалия представляет собой часть геологического пространства (геологического объекта), которой свойственны аномальные значения какого-либо количественного геохимического параметра или показателя. Аномалия может быть положительной, если значения параметров превышают геохимический фон, и отрицательной, если они меньше этого фона. Выделение аномалий производится вероятностно-статистическими методами по критерию значимого (неслучайного) отклонения геохимических параметров или показателей от значений геохимического фона. Геохимическая аномалия, формирование которой связано с залежью полезных ископаемых и которая окружает эту залежь или расположена близко к ней, многократно превышая размеры месторождений или проявлений, представляет собой геохимический ореол. Первичные, или сингенетические, ореолы связаны с рудообразующими процессами. С последующими, главным образом гипергенными процессами преобразования и разрушения рудных тел и их первичных ореолов связаны вторичные или эпигенетические по отношению к залежи полезных ископаемых ореолы, которые рассматриваются как ореолы рассеяния (механические, солевые и газовые). По форме выделяют объемные, площадные, линейные, точечные ореолы; они могут быть как выходящими, так и не выходящими на современную поверхность.

Таким образом, геохимические методы при определении металлогенической специализации магматических объектов могут использоваться в трех направлениях.

1. Выявление геохимической специфики рудообразования в изучаемом магматическом объекте на основе статистического анализа содержания химических элементов и иных геохимических параметров. Многокомпонентный статистический анализ выборок (прежде всего различные модификации факторного анализа) позволяет выделить само проявление рудного геохимического тренда на основе согласных тенденций поведения рудообразующих и сопутствующих элементов, а также оценить его относительный вклад в суммарную химическую вариативность системы или отдельных ее частей. В результате могут быть выделены процессы, ведущие к формированию тех или иных рудных концентраций (например, сульфидных), и соответственно возможные типы оруденения, сопряженные с данным объектом, а также спрогнозированы участки их вероятной локализации.

2. Выявление аномальных содержаний рудных элементов в породах и оконтуривание геохимических аномалий.

3. Установление пространственных и временных закономерностей вариаций рудных и связанных с ними компонентов, что позволяет построить модель рудного процесса в связи с петрологической моделью объекта. На практике здесь наиболее важны данные об обогащении теми или иными компонентами определенных магматических фаз.

Завершая раздел по геохимическим методам исследования магматических горных пород, следует отметить, что в целом основными принципами корректного геохимического исследования магматического объекта являются: а) представительность анализируемого материала, в максимальной степени соответствующего реальному представительству различных по составу и структурным особенностям составных частей объекта; б) адекватная геолого-петрографическая привязка всех анализируемых образцов; в) корректность выборок, проверяемая соответствующими статистическими методами; г) обязательное соблюдение законов математической статистики при статистической обработке результатов анализов; д) проверка петрогенетических гипотез несколькими методами. В настоящее время в связи с бурным развитием возможностей аналитических методов и применения аппарата математической статистики даже относительно небольшой объем анализируемых образцов представляет значительный объем геохимической информации, вследствие чего приходится отсеивать часть информации как излишнюю. Выбор наиболее важной в аспекте целей исследования и представительной информации представляет собой важное условие высокого уровня геохимического изучения объекта.

Основными публикациями по геохимическим методам исследования магматических горных пород являются работы «Основы изотопной геологии» Г. Фора [Фор, 1989], «Геохимия» А. И. Перельмана [Перельман, 1989], «Интерпретация геохимических данных» под редакцией Е. В. Слярова [Интерпретация..., 2001] и др. На основе материалов

главным образом последней работы и был составлен настоящий раздел. По геохимическим методам поисков полезных ископаемых также существует обширная литература, в том числе [Барсуков, Григорян, Овчинников, 1981; Матвеев, Соловов, 2011].

## 7. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В последнее время петрохимические и геохимические особенности магматических пород широко используются как индикаторы геодинамических обстановок их формирования. Существует множество дискриминационных диаграмм для реконструкции геодинамических обстановок на основе содержания в них главных элементов и элементов-примесей, в том числе с использованием статистических параметров, получаемых методами многокомпонентной статистики (главным образом факторного и дискриминантного анализов). Наиболее часто подобные диаграммы используются при изучении базальтоидов и гранитоидов.

### 7.1. Геодинамическое моделирование для базальтоидов и близких к ним пород

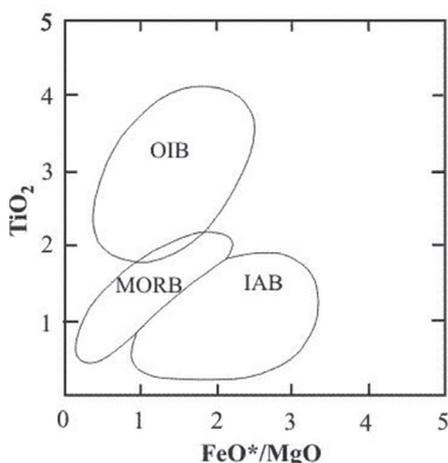
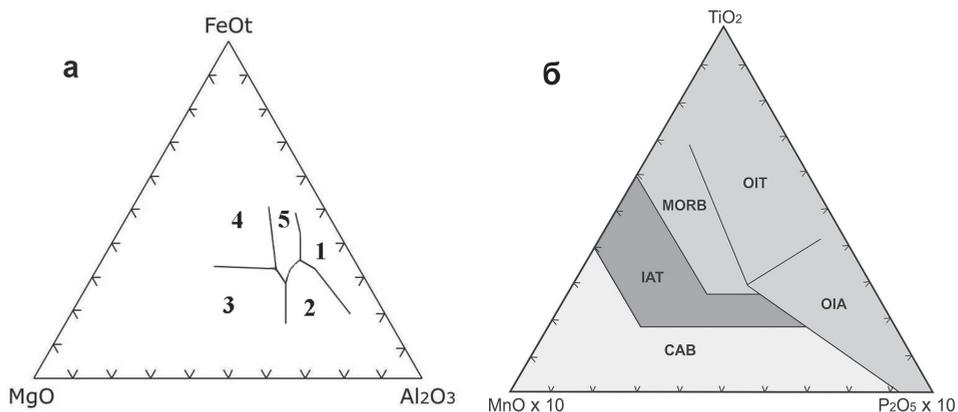


Рис. 46. Дискриминационная диаграмма  $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  для базальтоидных пород, по [Glassley, 1974]

Поля базальтов: OIB — океанических островов; MORB — срединно-океанических хребтов; IAB — островных дуг

Из множества петрохимических дискриминационных диаграмм для **базальтоидов** и пород, близких к ним по основности, наиболее часто употребляют следующие (рис. 46–49).

Для идентификации базальтоидов различных геодинамических обстановок по геохимическим признакам популярны, несмотря на многочисленные ограничения в использовании, дискриминационные диаграммы Дж. Пирса и Дж. Канна [Pearce, Cann, 1973], основанные на содержаниях в породах Ti, Sr, Zr, Y (рис. 50). Этими авторами было предложено использовать совместно три приведенные ниже диаграммы. Первой должна применяться диаграмма Ti–Zr–Y, чтобы



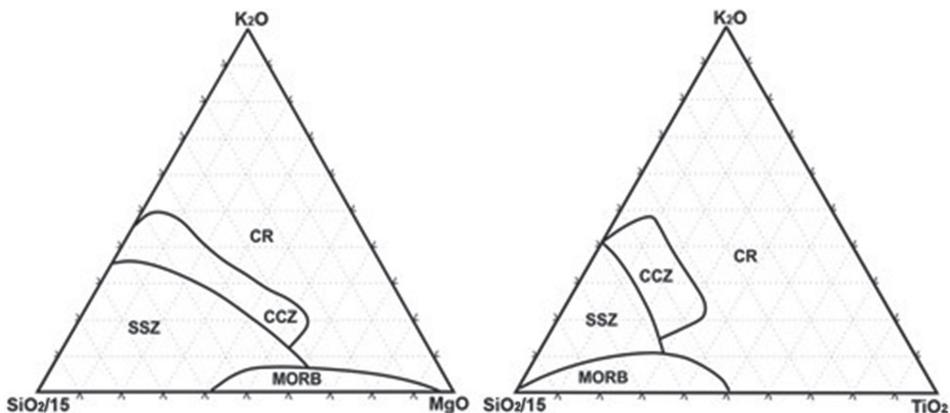
**Рис. 47. Тройные дискриминационные диаграммы для пород базальтового и андезитового состава:**

*a* — MgO - FeOt - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по [Pearce et. al., 1977]

Поля составов базальтов: 1 — надспрединговых островов, 2 — островных дуг, 3 — срединно-океанических хребтов, 4 — океанических островов, 5 — континентальных;

*б* — MnO - TiO<sub>2</sub> - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, по [Mullen, 1983]

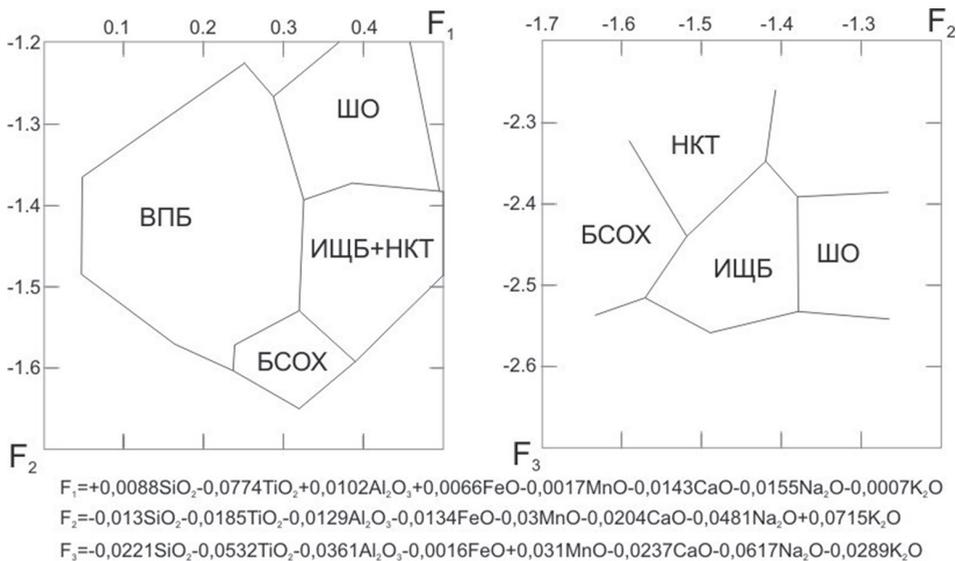
Поля составов: CAB — известково-щелочные базальты; IAT — островодужные толеиты; MORB — базальты срединно-океанических хребтов; OIT — толеиты океанических островов; OIA — андезиты океанических островов



**Рис. 48. Тройные дискриминационные диаграммы для вулканитов с использованием K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, MgO и TiO<sub>2</sub>, по [Демина, Симонов, 1999]**

Поля составов вулканитов: CR — континентальных рифтов, CCZ — областей межконтинентальной коллизии, MORB — срединно-океанических хребтов, SSZ — зон субдукции

идентифицировать внутриплитные базальты, затем для идентификации других типов базальтов могут быть использованы диаграммы Ti-Zr и Ti-Zr-Sr (последняя — только для неизмененных пород).



**Рис. 49.** Дискриминационные многокомпонентные диаграммы Дж. Пирса для идентификации базальтоидов различных геодинамических обстановок и шошонитов [Pearce, 1976]

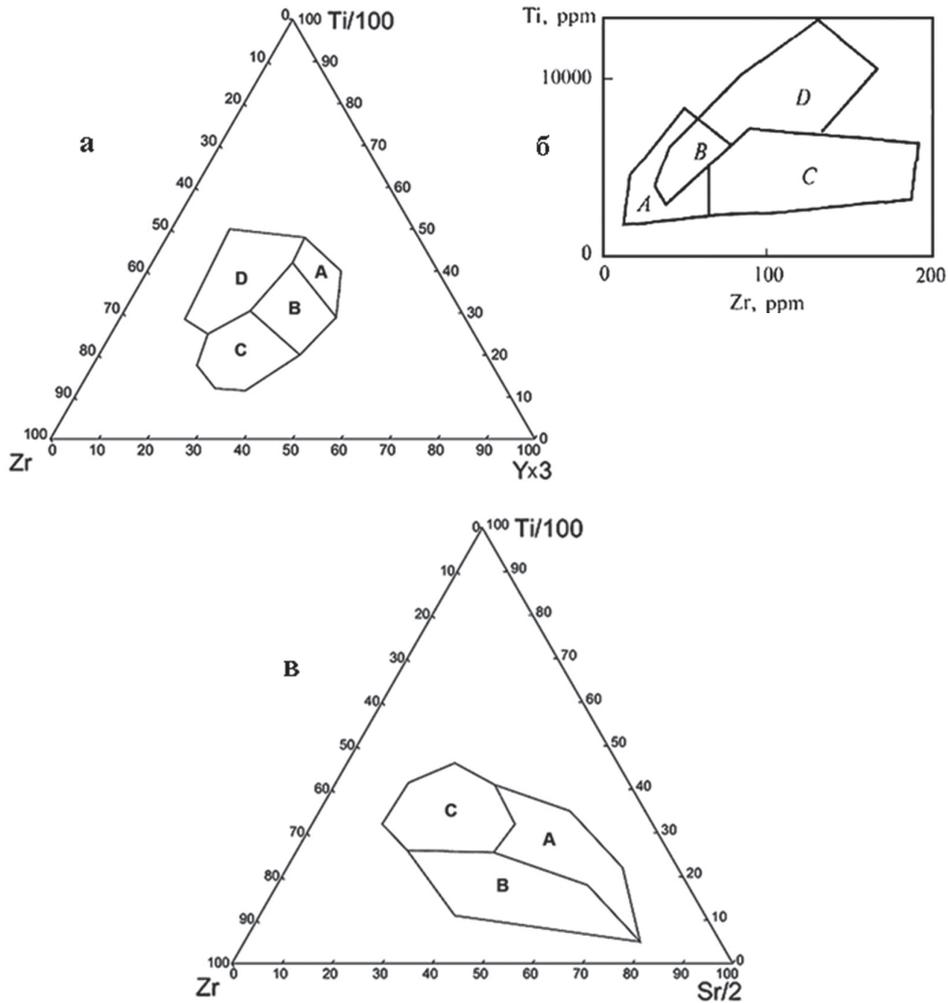
ВПБ — внутриплитные базальты, БСОХ — базальты срединно-океанических хребтов, ИЩБ — известково-щелочные базальты зон субдукции, НКТ — низкокальциевые толеиты зон субдукции, ШО — шошониты зон субдукции

Существует также ряд других диаграмм, в которых использованы те же элементы, а также Nb, Hf, Ta и Th, например, диаграммы, приведенные на рис. 51.

Диаграмма, основанная на содержаниях Hf, Ta и Th, может эффективно использоваться для разделения различных типов MORB и для идентификации базальтов вулканических дуг, и кроме базальтов, может применяться для вулканитов среднего и кислого состава.

При построении и интерпретации подобных диаграмм необходимо учитывать определенные ограничения. В частности, составы анализируемых пород должны укладываться в определенные граничные значения (например, для толеитовых базальтов —  $20\% > \text{CaO} + \text{MgO} > 12\%$ ; для щелочных базальтов океанических островов и континентальных щелочных базальтов —  $\text{Y} / \text{Nb} < 1,0$ ; для щелочных базальтов океанического дна —  $\text{Y} / \text{Nb} < 2,0$ . Слишком высокие содержания используемых компонентов (Ti, Zr, Y, Nb и Sr) должны настораживать и требуют проверки.

Дискриминационные диаграммы, в которых использовано содержание хрома (рис. 52), основаны на том, что различное содержание этого элемента в породах отражает различную степень плавления мантийного вещества.



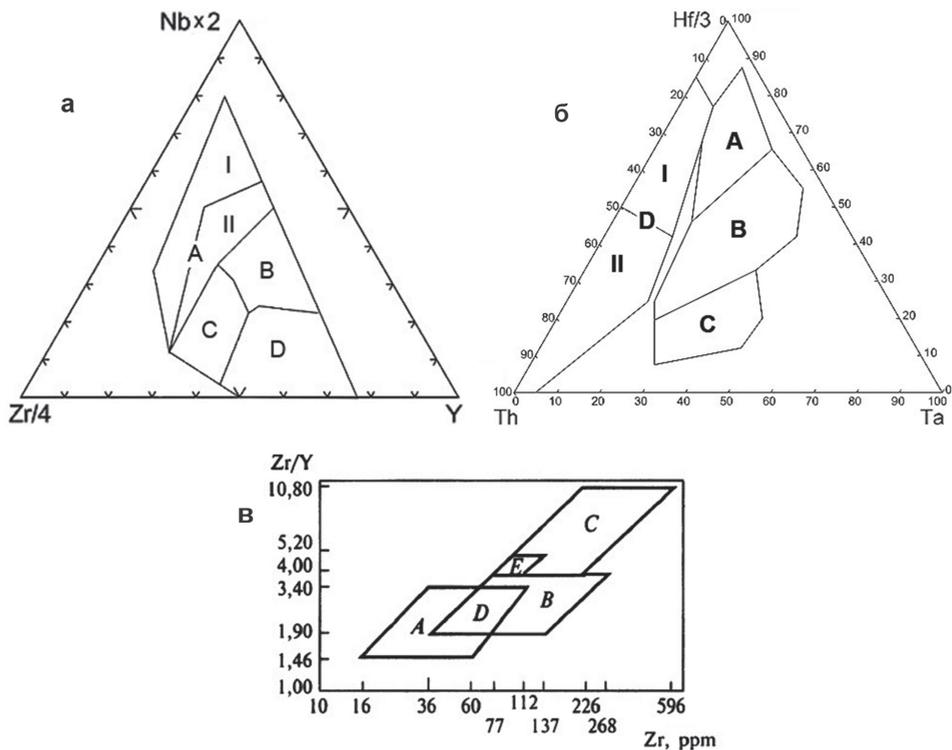
**Рис. 50.** Дискриминационные диаграммы с использованием содержаний Zr и Ti для базальтов различных геодинамических обстановок [Pearce, Cann, 1973]

*а* — Zr — Ti / 100 — Yx3; поля: А — IAT (толеиты островных дуг); В — MORB (базальты срединно-океанических хребтов), IAT и САВ (известково-щелочные базальты); С — САВ; D — WPB (внутриплитные базальты);

*б* — Ti — Zr; поля: А — IAT; В — IAT, САВ и MORB; С — САВ; D — MORB;

*в* — Zr — Ti / 100 — Sr / 2; поля: А — IAT; В — САВ; С — MORB

Диаграмма V—Ti [Shervais, 1982] петрологически обоснована соотношением ванадия и титана в составе титаномагнетита. Опыт применения этой диаграммы показывает, что, хотя на ней и выделены поля разных геодинамических обстановок (рис. 53), достаточно уверенно можно различить только островодужные (надсубдукционные) и плюмовые (рифтогенные, внутриплитные и т. п.) базальтоиды.



**Рис. 51. Дискриминационные диаграммы с использованием содержаний редких и редкоземельных элементов для базальтов**

*a* —  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$  [Meschide, 1986]; поля: А-I — WPAВ (внутриплитные щелочные базальты); А-II — WPAВ и WPT (внутриплитные толеиты); В — Е-тип MORB; С — WPT и OAB (базальты океанических дуг); D — N-тип MORB и OAB;

*б* —  $Th - Hf/3 - Ta$  [Wood, 1980]; поля: А — N-тип MORB; В — Е-тип MORB и WPT; С — WPAВ; D — VAB (базальты вулканических дуг); D-I — IAT, D-II — CAB;

*в* —  $Zr/Y - Zr$  [Pearce, Norry, 1979]; поля: А — IAB; В — MORB; С — WPB; D — IAB и MORB; E — WPB и MORB

Приведенные выше двойные и тройные диаграммы и их позднейшие модификации являются статистическими и, как правило, не дают однозначных решений.

Одним из наиболее эффективных методов оценки геодинамической обстановки формирования пород базальтоидных серий является анализ спайдер-диаграмм. Ниже предлагается методика построения и анализа спайдер-диаграмм, разработанная на основе многолетнего опыта проведения геохимических исследований [Ремизов, 2017].

В данной методике нормирование содержаний рассеянных элементов предлагается производить на N-MORB. Этот стандарт наиболее приемлем, поскольку он, как и хондрит, является реально измеренным. Кроме того, для нормальных базальтов срединноокеанических хребтов доста-

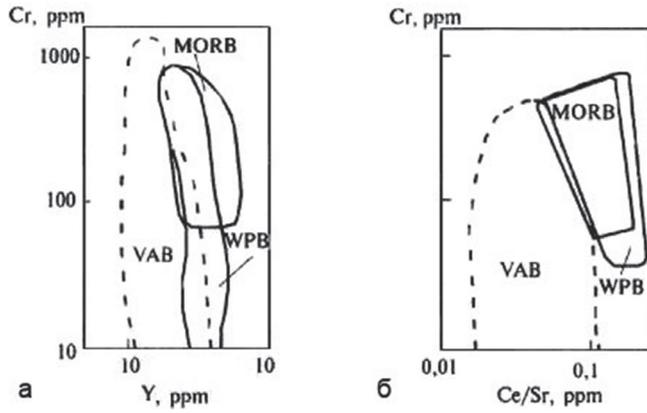


Рис. 52. Дискриминационные диаграммы Cr – Y (а) и Cr – Ce/Sr (б) [Pearce, 1982]

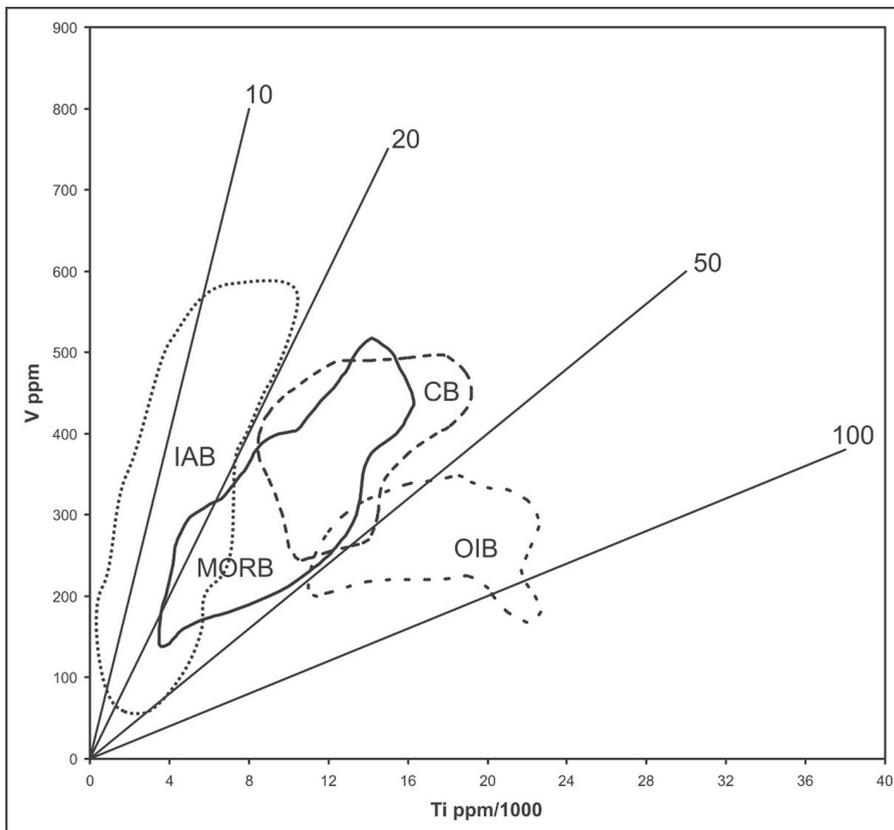


Рис. 53. Диаграмма  $V_{ppm}/Ti_{ppm}/1000$ , по [Shervais, 1982]

MORB — базальты срединно-океанических хребтов, IAB — островодужные базальты, OIB — базальты океанических островов CB — базальты континентальных рифтов

точно понятны как механизм, так и глубины магмогенерации, а их источник имеет относительно стабильный состав, хотя вследствие неоднородности мантии продукты ее плавления даже на одном уровне глубинности будут несколько различаться. Предлагаемая методика также предполагает определенную последовательность расположения элементов по оси диаграммы. Эта последовательность отражена в табл. 3 (графа N-MORB), где приведены рекомендуемые для нормирования значения содержаний элементов по [Sun, McDonough, 1989] с дополнениями.

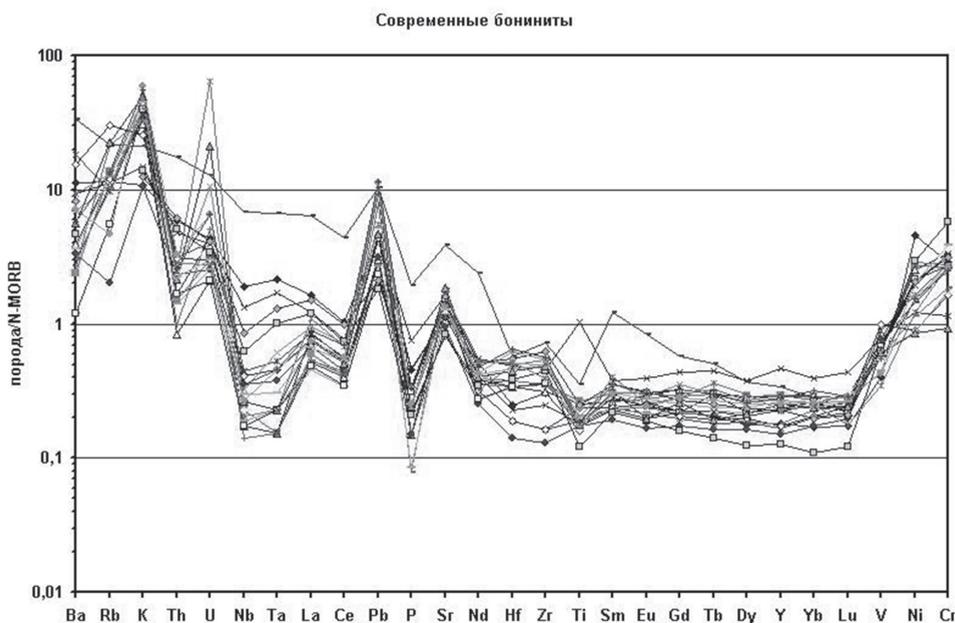
Пробы в анализируемой выборке также должны быть расположены в определенном порядке — в соответствии с возрастанием содержаний  $\text{SiO}_2$  (после пересчета химических анализов на сухой остаток), что позволяет проследить изменение спектров распределения элементов-примесей в ходе эволюции магматической серии. Именно поэтому наносить на график спектры образцов необходимо последовательно и вручную. Для чисто базит-гипербазитовых комплексов порядок расположения проб в выборке может определяться также в соответствии с магнезиальностью пород или более сложными показателями дифференциации.

Еще одна особенность данной методики заключается в том, что она позволяет наглядно выявлять аналитические ошибки и опечатки, которые сразу же проявляются в рассогласовании поведения элементов на графиках. В частности, наиболее частая аналитическая ошибка состоит в завышении содержаний тантала, которые всегда четко коррелированы с концентрацией ниобия. В тех случаях, когда ошибки не выявлено, отмечаемое рассогласование поведения элементов может указывать на вмешательство наложенных процессов, например метасоматоза.

Приведем один из примеров геодинамического анализа на основе предлагаемой методики. В качестве объекта изучения выбраны породы бонинитовой серии, которые являются наиболее надежными индикаторами энсиматических (внутриокеанических) островных дуг, маркирующих сутурные зоны. Классические бониниты Идзу-Бонинской дуги имеют специфические геохимические особенности, по которым они отчетливо диагностируются, — это крайне низкий уровень высокозарядных элементов, отрицательные аномалии тантала, ниобия, низкое содержание титана.

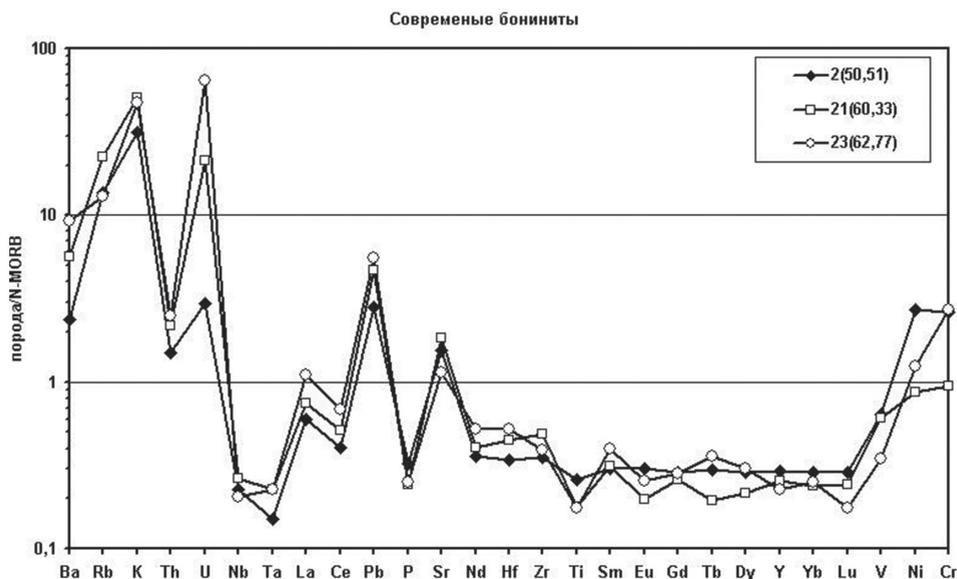
На рис. 54 приведены спайдер-диаграммы для вулканических пород бонинитовой серии нескольких современных энсиматических островодужных систем. Диаграммы построены по результатам анализов из открытой базы данных Института Макса Планка, Майнц, Германия (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/Start.asp>). На рисунке показан результат «пакетной» «неиндивидуализированной» обработки, имитирующий действие автоматической программы. Несмотря на то, что бониниты на графике опознаются вполне определенно, некоторые важные детали при таком способе построения диаграмм теряются.

На рис. 55 показана спайдер-диаграмма, построенная отдельно для группы пород бонинитовой серии Идзу-Бонинской островной дуги



**Рис. 54.** Спайдер-диаграммы для пород бонинитовой серии современных энзиматических островодужных систем

Здесь и далее нормировано на N-MORB по данным [Sun, McDonough, 1989], с дополнениями (см. табл. 3)



**Рис. 55.** Спайдер-диаграмма для пород бонинитовой серии Идзу-Бонинской островной дуги

В условных обозначениях указаны номера проб и в скобках — содержания  $\text{SiO}_2$  в породах (в мас. %)

с указанием содержания кремнекислоты в каждой из проб анализируемой выборки.

На этой диаграмме, несмотря на существенную в целом геохимическую однородность всей серии горных пород, можно увидеть некоторые важные особенности поведения элементов в ходе магматической дифференциации, которые не могли быть выявлены при автоматическом построении диаграмм. Это интенсивный рост содержания урана и несколько менее интенсивный рост концентраций тория, свинца, неодима, гафния, циркония и легких РЗЭ при достаточно устойчивом поведении остальных элементов. Проявляется отрицательная европиевая аномалия, что говорит о фракционировании плагиоклаза в ходе дифференциации, при этом фундаментального понижения концентраций когерентных элементов (V, Ni, Cr) не наблюдается.

Анализ спайдер-диаграммы для другой группы пород, петрографически определяемых как бониниты, выявляет их очевидные отличия от условного геохимического стандарта пород бонинитовой серии дуги Идзу-Бонин (рис. 56).

Эти породы представляют собой вулканиты задугового бассейна Лау в островодужной системе Тонга, сочетающие в себе геохимические особенности как островодужных, так и внутриплитных базальтоидов. Так, при низком содержании высоkozарядных элементов они имеют крутой наклон

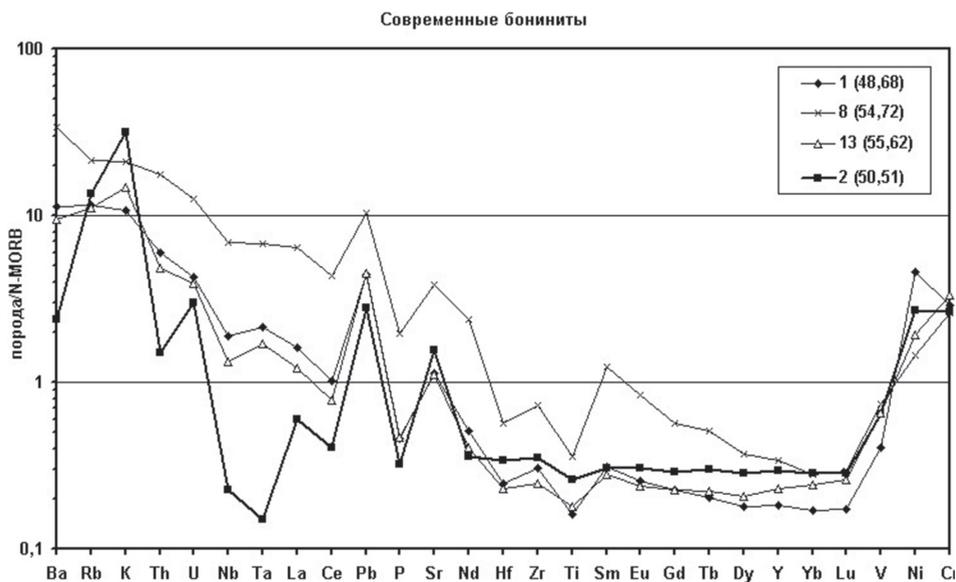


Рис. 56. Спайдер-диаграмма для пород бонинитовой серии островодужной системы Тонга (пробы 1, 8, 13) в сравнении с условным геохимическим стандартом бонинитов дуги Идзу-Бонин (проба 2, соответствующая проба 2 на рис. 54). В скобках указаны содержания  $\text{SiO}_2$  (в мас. %)

графиков и очень слабую (или отсутствующую) Ta-Nb аномалию, что свойственно внутриплитному магматизму.

Как было показано, по геохимическим параметрам породы бонинитовой серии диагностируются достаточно уверенно, однако в континентальных структурах они встречаются относительно редко, поскольку формируются во фронтальных частях островных дуг и в первую очередь разрушаются при аккреции или коллизии. Значительно чаще сохраняются полнокристаллические базит-ультрабазитовые породы, которые, при отсутствии геологических, петрографических и петрохимических признаков бонинитов имеют те же, что и они, геохимические особенности и поэтому также могут использоваться как индикаторы островодужной геодинамической обстановки. Примером может служить кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс Полярного Урала. Породы этого комплекса являются преимущественно оливиновыми (дуниты, верлиты) и клинопироксен-плагиоклазовыми (габброиды) кумулатами бонинитового расплава. На рис. 57 приведена спайдер-диаграмма для габбро этого комплекса.

Содержания тантала в этих габбро очень низки, что указывает на крайнюю истощенность исходного расплава. Положительная аномалия Eu, коррелирующая с высоким уровнем Sr, свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в ходе дифференциации.

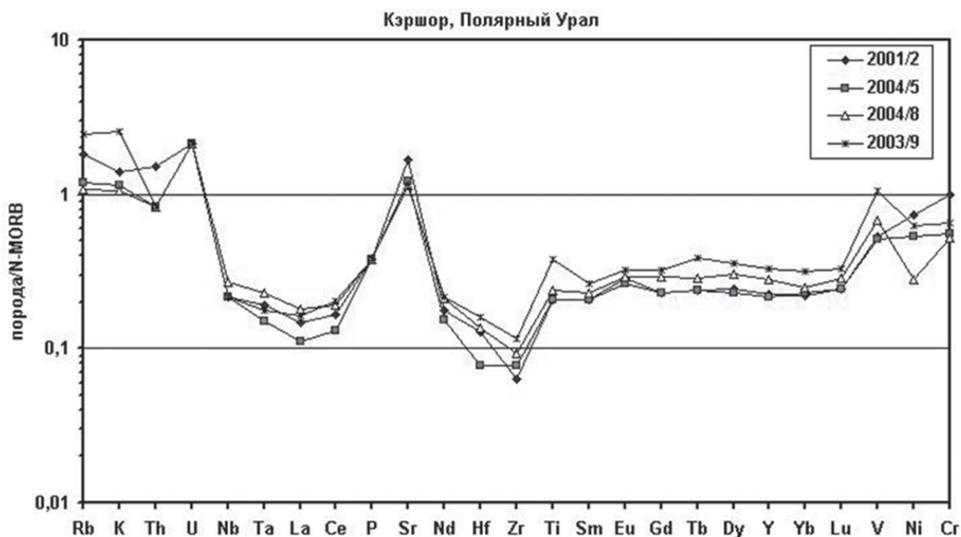


Рис. 57. Спайдер-диаграмма для габбро кэршорского комплекса, Полярный Урал [Ремизов и др., 2014]

Пробы в условных обозначениях расположены в порядке возрастания содержаний  $\text{SiO}_2$  от 49,66 до 50,83 мас. %

## 7.2. Геодинамическое моделирование для гранитоидов

Другой группой магматических объектов, для определения геодинамических обстановок формирования которых разработаны различные дискриминационные диаграммы, являются *гранитоиды*.

В качестве примера таких диаграмм, основанных на содержании петрогенных элементов, можно привести диаграммы П. Маниара и Ф. Пикколи (рис. 58), а также многокомпонентную диаграмму Р. Батчелора и П. Брудена (рис. 59).

Широко применяемой, особенно зарубежными исследователями, систематикой на основании петрохимических и геохимических данных является классификация гранитоидов Б. Чаппела и А. Уайта [Chappell, White, 1974] с дополнениями У. Коллинза и Дж. Валена, подразумевающая, что химический состав гранитоидов является генетическим индикатором, указывающим как на состав субстрата, так и на геодинами-

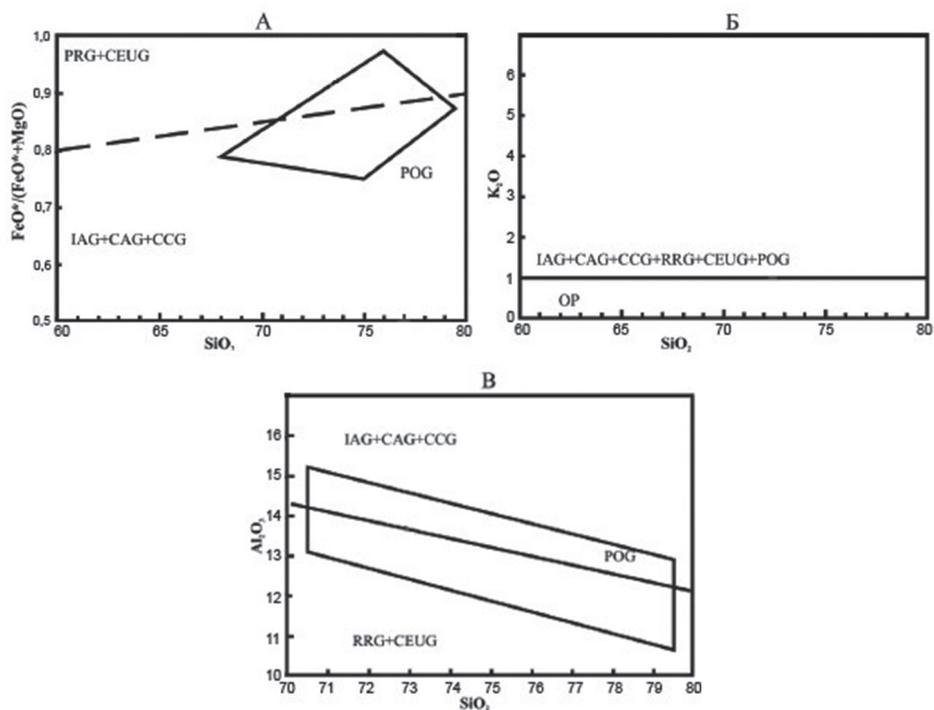
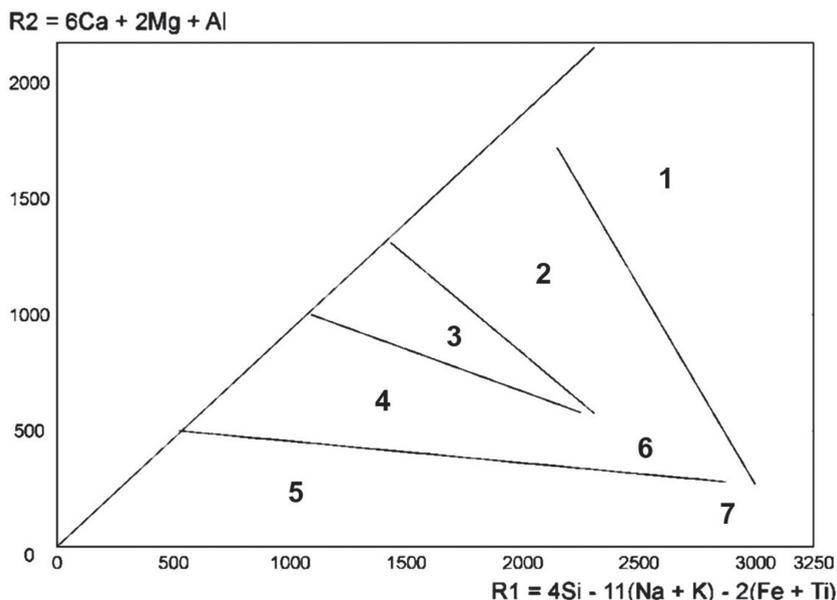


Рис. 58. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов [Maniari, Piccoli, 1989]: А —  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ ; Б —  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; В —  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$

Поля на диаграммах: IAG — гранитоиды островных дуг, CAG — гранитоиды континентальных дуг (на активных континентальных окраинах), CCG — гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG — посторогенные гранитоиды, RRG — гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG — гранитоиды континентальных эпигорогенных поднятий, OP — океанические плагиограниты



**Рис. 59.** Многокомпонентная дискриминационная диаграмма для гранитоидов [Batchelor, Bowden, 1985]

1 — гранитоидные продукты мантийного фракционирования; 2 — доколлизийные (надсубдукционные) гранитоиды; 3 — гранитоиды постколлизийных поднятий; 4 — позднеорогенные гранитоиды; 6 — синколлизийные гранитоиды; 7 — постколлизийные гранитоиды

ческую обстановку формирования. Обычно выделяют гранитоиды S-, I-, M-, и A-типов. Некоторые исследователи выделяют и другие типы гранитоидов, например H-типа (гибридные), C-типа (чарнокитовые), O-типа (офиолитовой ассоциации), однако эти типы не получили такого широкого признания.

Предполагается, что гранитоиды S-типа формируются в результате переплавления осадочных пород в обстановке континентальной коллизии; гранитоиды I-типа — продукты кристаллизации коровых кислых расплавов в обстановках континентальных окраин андского типа и коллизийных; M-гранитоиды образуются в результате плавления океанической коры или мантийного клина и связаны с развитием океанических островных дуг; анорогенные граниты A-типа — наиболее дискуссионного генезиса, они формируются в связи с рифтогенезом, активизацией глубинных разломов в пределах консолидированных структур.

Гранитоиды каждого из основных выделенных типов имеют определенные особенности химического и минерального составов, детально охарактеризованные во многих работах, например [Интерпретация..., 2001]. Предложены различные химические критерии разграничения типов, в частности индекс насыщенности алюминием ASI, равный

$Al / (Na + K + Ca)$ , для разделения гранитов S- и I-типов (для первых ASI варьирует от 1,01 до 1,99, для вторых — от 0,69 до 1,10). Гранитоиды А-типа обогащены щелочами и фтором, М-типа — обогащены Ca и Na и обеднены калием. Различаются гранитоиды этих типов и по геохимическим особенностям. Так,  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для гранитоидов М-типа —  $< 0,704$ , I-типа —  $< 0,705-709$ , S-типа —  $< 0,708$ , А-типа —  $< 0,703-712$ ; отношение Rb/Sr для М-типа —  $0,26-0,14$ , I-типа —  $0,18-0,43$ , S-типа —  $1,68$ , А-типа —  $< 5,1$  по А. Чапелу и Б. Уайту [Chappell, White, 1974] и У. Питчеру (1984).

На рис. 60, 61 приведены примеры дискриминационных диаграмм для гранитов S-, I-, А-типов.

Многие из природных объектов имеют черты, присущие сразу двум каким-либо типам, поэтому их нельзя классифицировать однозначно, что отражает условность подобной классификации.

Л. В. Таусоном [Таусон, 1977] была предложена другая типизация гранитоидов на основе их геохимических особенностей, в соответствии с которой выделяются следующие типы гранитоидов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

*Гранитоиды толеитового ряда* — кислые производные толеитовой мантии, ассоциирующие с офиолитами. Для них характерен диорит-плагиогранитовый состав, низкий уровень концентрации  $K_2O$  (0,1–0,5 %) и летучих компонентов, обедненность литофильными элементами (Rb, Li, Be, Nb, Ta, Pb), а также элементами семейства железа (Cu, Ni, Co). Концентрации бария и стронция относительно высоки, но со значительными вариациями.

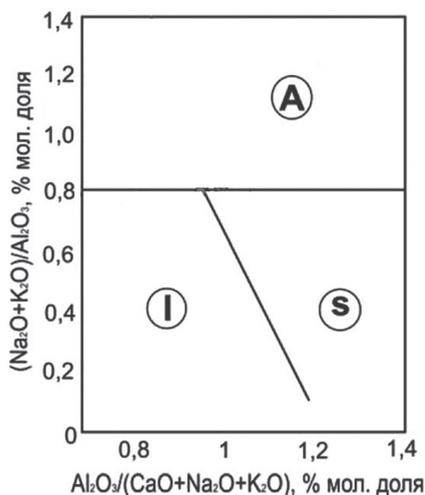


Рис. 60. Дискриминационная диаграмма для гранитов S-, I-, А-типов [Maeda, 1990]

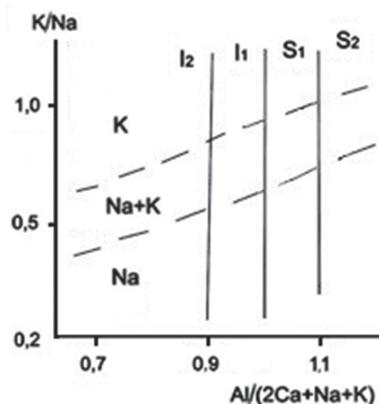


Рис. 61. Диаграмма А.Т. Хитрунова (1986) для гранитоидов различных типов

$I_1$ ,  $I_2$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  — стандартные I и S типы и подтипы гранитоидов. Серии пород: К — калиевая; Na+K — калиево-натриевая; Na — натриевая

*Гранитоиды андезитового ряда* — кислые члены серии пород, производных андезибазальтовой магмы, формирующихся на континентальной окраине в тыловой части островных дуг. Главные фазы обычно представлены тоналитами и гранодиоритами. Содержание литофильных элементов в этих гранитоидах в целом ниже, чем в среднем для гранитов, но выше, чем в гранитоидах толеитового ряда. Отношения  $K/Rb$ ,  $Ba/Rb$  в них по сравнению с последними значительно более низкие.

*Гранитоиды известково-щелочного ряда* образуют в складчатых поясах крупные массивы, сложенные преимущественно гранитами и гранодиоритами, которые формируются в обстановках активных континентальных окраин невадийского типа и в центральных частях окраин калифорнийского типа. Их геохимические параметры наиболее близки к средним значениям (кларку) для гранитоидов, особенно содержания фтора, рубидия, стронция, бария, их также характеризует постоянство редкоэлементного состава и отношений  $K/Rb$ ,  $Ba/Rb$ .

*Гранитоиды латитового ряда* представляют собой кислые производные трахиандезитовой (латитовой) магмы, характерные для тыловых частей окраин невадийского типа или для внутриконтинентальных зон Беньофа. Гранитоиды имеют гранодиорит-монцогранитовый состав, ассоциируют с породами сиенит-диоритового и габбро-монцонитового составов. Характерной геохимической чертой гранитоидов латитового ряда является высокие содержания бария и стронция, уровни содержаний других элементов близки к средним для гранитоидов, но в отдельных массивах часто отмечаются высокие содержания  $Be$ ,  $Li$ ,  $Pb$ ,  $Sr$ ,  $Mo$  и летучих компонентов.

*Гранитоиды плюмазитового редкометалльного ряда* (литий-фтористые граниты, аляскиты) распространены на активных континентальных окраинах калифорнийского и андийского типов, в континентальных рифтовых зонах, а также в областях внутриплитового магматизма. Граниты этого типа резко обогащены  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sn$ ,  $W$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Be$ ,  $F$  и летучими компонентами, особенно в апикальных частях магматических тел. Концентрации бария и стронция резко понижены, отношение  $Ba/Rb$  составляет 0,3–0,03.

*Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда* (преимущественно лейкограниты) проявлены в целом в тех же геодинамических обстановках, что плюмазитовые редкометалльные граниты и близки к ним по содержаниям микроэлементов, но значительно отличаются от них более высокими содержаниями бария и стронция. Концентрации редких элементов в гранитах рассматриваемого типа зависят от глубины их становления, характера флюидной дифференциации и глубины эрозионного среза: Наиболее обогащены редкими элементами апикальные части.

*Ультраметаморфические гранитоиды* типичны для глубокометаморфизованных участков земной коры, образуются в результате мигматизации

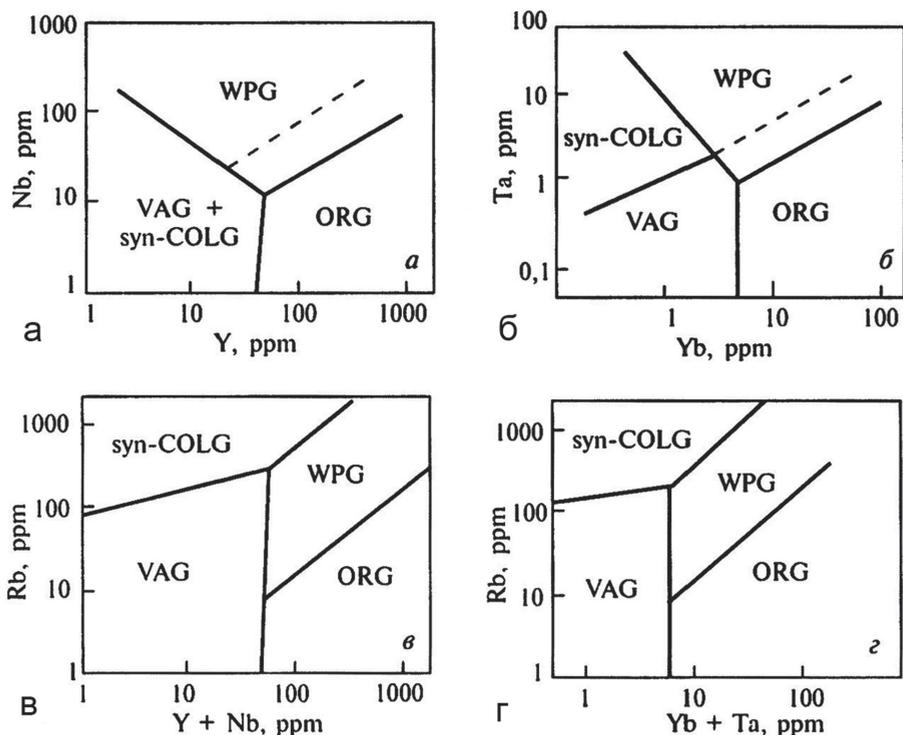


Рис. 62. Дискриминационные диаграммы [Pearce, Harris, Tindle, 1984]

Nb-Y (a), Ta-Yb (б), Rb-(Y+Nb) (в), Rb-(Yb+Ta) (г) (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta-Yb — граница ORG для аномальных рифтов): поля на диаграммах: ORG — граниты океанических хребтов; WPG — внутриплитные граниты; VAG — граниты вулканических дуг; syn-COLG — синколлизонные граниты

и последующего палингенного выплавления анхиэвтектических гранитоидных расплавов. По своим геохимическим особенностям эти гранитоиды значительно отличаются от гранитоидов других типов. Для них характерны низкий уровень содержания летучих, в первую очередь воды и фтора, очень высокие концентрации бария и минимальные количества элементов группы железа (V, Cr, Ni, Co).

Для гранитоидов наиболее популярными дискриминационными диаграммами, основанными на содержании элементов-примесей, являются диаграммы Дж. Пирса (рис. 62), в которых используются соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Yb-Ta.

Эти элементы оказались наилучшими дискриминантами таких типов гранитов, как граниты океанических хребтов, внутриплитные граниты, граниты вулканических дуг и коллизонные граниты. Менее приемлемыми эти диаграммы оказались для идентификации посторогенных гранитов, трудноотличимых от гранитов вулканических дуг и синколлизонных гранитов.



Изотопно-геохимическое исследование магматического объекта заключается в статистическом анализе результатов определения содержания тех или иных радиогенных и/или стабильных изотопов в породах и их генетической, сравнительно-петрографической или геохронологической интерпретации. В соответствии с решаемыми задачами выделяют два направления изотопно-геохимических исследований: 1) изотопная геохронология и 2) собственно изотопная геохимия. Первое направление заключается в определении возраста магматических объектов по результатам изучения тех или иных радиогенных изотопов. Второе направление решает вопросы корреляции и петрогенезиса пород, а также геодинамических построений на основании результатов изучения как радиогенных, так и стабильных изотопов.

Важнейшие требования к пробам для изотопных исследований [Оптимальный выбор..., 2007; Геохронологический..., 2015]: 1) адекватность проб как частей целого изучаемому геологическому объекту или его составляющим; 2) наличие в породах минеральных образований, пригодных для корректного изотопного исследования и отражающих интересующий исследователя процесс или его условия. В силу этого любому изотопному исследованию должны предшествовать: а) выяснение структурно-тектонического положения объекта исследования; б) картирование внутренней структуры объекта; в) петрогеохимическая характеристика пород; г) минералого-петрографическое изучение пород с выделением минеральных парагенезисов. При опробовании пород следует избегать участков проявления постмагматических процессов (гидротермально-метасоматических, тектонических, выветривания), которые способны изменить изотопные характеристики отдельных минералов и породы в целом. Кроме того, пробы нужно отбирать на удалении от ксенолитов и контактов, чтобы избежать контаминации веществом вмещающих пород.

### 8.1. Изотопная геохронология

Изотопные методы определения возраста горных пород основаны на явлении радиоактивного распада элементов. Поскольку считается, что скорость радиоактивного распада является постоянной величиной и не зависит от каких-либо интенсивных параметров петрогенетических процессов, то соотношение продуктов распада и первичного изотопа ( $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и т. д.) является функцией возраста формирования анализируемого объекта. Исследования включают в себя выделение мономинеральных фракций минералов, содержащих изучаемый изотоп, и собственно радиологический анализ пробы в геохронологической лаборатории.

Для получения достоверных данных при определении геохронологических характеристик магматических пород необходимо проведение работ по расчленению разновозрастных магматических образований. При изучении изотопных систем в отдельных минеральных зернах не-

обходимо провести детальное исследование строения изучаемого минерала с выявлением его зональности.

Следует понимать, что любым методом изотопного датирования определяется лишь время возникновения соответствующей изотопно-геохимической системы, и соотнесение его с тем или иным геологическим событием является наиболее важной и не всегда однозначно решаемой задачей изотопной геохронологии. Необходимо строго использовать такие понятия, как *истинный возраст*, *кажущийся возраст*. Под истинным возрастом породы (или минерала) понимают промежуток времени между ее кристаллизацией и настоящим временем. Однако если изотопная система с момента возникновения не оставалась закрытой, то измеренный возраст породы может не соответствовать ее истинному возрасту. Такой измеренный возраст называется *кажущимся*. Кроме того, используют понятие *модельный возраст*, который характеризует отрезок времени с момента поступления вещества из мантии независимо от того, какие преобразования (плавление, метаморфизм и др.) эти породы претерпели в последующем. По сути дела модельный возраст не несет информации о возрасте самой исследуемой породы, а указывает на возраст плавящегося субстрата или, по-другому, возраст протолита.

### *Изохронные методы (Rb-Sr, Sm-Nd и Re-Os)*

Принцип построения изохроны положен в основу Rb-Sr, Sm-Nd, и Re-Os методов, в которых определяются соответственно соотношения  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ , и  $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$  для серий проб, включающих валовую пробу и мономинеральные пробы равновесных минералов. Для первого из перечисленных методов используют, как правило, слюды, амфиболы и калиевые полевые шпаты, для второго — пироксен и гранат, для третьего — главным образом молибденит. Возраст вычисляют по углу наклона изохроны.

В общем случае результатом анализов является либо корректная изохрона с определенным допустимым уровнем отклонений (СКВО), либо совокупность точек, отклоняющихся от линии аппроксимации на величину большую, чем это может быть объяснено аналитической погрешностью. Во втором случае результат также важен, поскольку указывает на наличие геологических процессов, приведших к нарушению изотопной системы.

Sm-Nd и Rb-Sr минеральные изохроны позволяют судить о возрасте кристаллизации магматических пород достаточно надежно, поскольку в них обычно выполняется условие равновесности минералов. При последующих гидротермальных изменениях или даже при поверхностном выветривании в минералах может происходить нарушение изотопной системы, что обязательно приведет к смещению точек этого минерала с изохроны, поэтому критерий слабого изменения минерала является первоочередным при подборе минералов для датирования.

Возможно также датировать время внедрения магматических пород по серии когенетичных одновозрастных лав или интрузивов различного состава (рис. 64). Изохрона, полученная в результате такого датирования, называется *валовой* или *внешней*. Однако условие идентичного начального изотопного отношения в магматических дифференциатах редко выполнимо, поэтому эту методику применять не рекомендуется.

Re-Os метод датирования, в отличие от рассмотренных выше, используется редко из-за низких содержаний Re и Os в минералах и горных породах и большого периода полураспада  $^{187}\text{Re}$ . В настоящее время этим методом производится датирование по молибдениту, который является главным концентратом Re вследствие изоструктурности  $\text{ReS}_2$  и  $\text{MoS}_2$ , реже по сульфидам меди (халькопириту) некоторых месторождений. Также Re-Os методом производится датирование самородных минералов платиновой группы. Для этой цели разработана методика определения изотопного состава осмия непосредственно в зернах платиновых минералов. При космохимических исследованиях она применяется для определения возраста железных метеоритов.

### U-Pb методы датирования

Для целей изотопного датирования используют расчет отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ , нормализованных по изотопу  $^{204}\text{Pb}$ . Любое из этих соотношений само по себе может быть использовано для датирования минеральных ассоциаций изохронным методом, однако высокая подвижность урана и тория делает подобную методику весьма ограниченной. В силу этого для датирования используются конкордантные определения по первым двум парам, поскольку геохимия различных изотопов одного элемента в природных процессах в принципе одинакова.

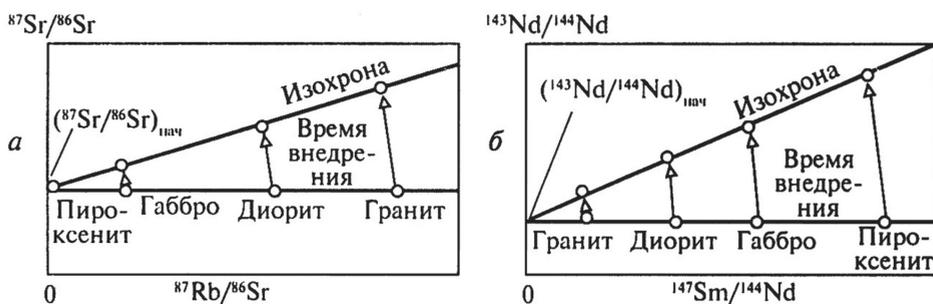


Рис. 64. Rb-Sr (а) и Sm-Nd (б) изохроны для одновозрастных магматических пород [Интерпретация..., 2001]

Породы образовались при кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы (представленный случай является абсолютно гипотетичным и показан для пояснения принципа построения валовых изохрон)

Для U-Pb датирования используются различные урансодержащие минералы — уранинит, монацит, в меньшей степени титанит, ортит, апатит и тантало-ниобаты. В последнее время при датировании основных и ультраосновных пород успешно используются бадделеит и минералы группы перовскита. Основным же и наиболее надежным минералом при U-Pb датировании является циркон вследствие очень малого количества обыкновенного свинца и большого количества урана, захватываемых при кристаллизации. Циркон имеет высокую температуру закрытия изотопной системы и его первичные характеристики очень устойчивы при наложенных термально-метасоматических процессах. U-Pb датирование по циркону наиболее широко используется для пород кислого и среднего состава, в которых циркон является распространенным акцессорным минералом, хотя он встречается практически во всех магматических породах. Однако существенную проблему представляет неоднозначность генезиса этого минерала в магматической породе (и современной U-Pb системы в нем), его возраст может не совпадать с возрастом самой породы: циркон может быть унаследованным (захваченным), сингенетичным и эпигенетичным. Поэтому датирование включает комплекс геологических, минералогических и химических исследований, предшествующих собственно процессу масс-спектрометрических измерений. Для достоверности результатов отдельно анализируют несколько фракций циркона, различных по габитусу, электромагнитным свойствам, размеру и т. д. Производится исследование морфологии зерен, их поверхности и внутренней структуры с помощью оптического, а также сканирующего электронного микроскопа, катодоллюминесцентного детектора.

Результаты датирования представляются в виде диаграммы с кривой согласованных возрастов в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , называемой *конкордией* (рис. 65). Однако, как показывает практика, возрастные определения по циркону обычно дискордантны.

Цирконы из одновозрастных интрузивов различного состава или цирконы различных фракций из одной и той же пробы, как правило, попадают на прямую, называемую *дискордией*. Каждая фракция циркона, находящаяся на дискордии, будет характеризоваться тремя возрастными. Наиболее близок к истинному, как правило, возраст, определяемый из соотношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Точки пересечения с конкордией отражают скорее всего два разных термальных события. Наиболее часто считается, что нижнее пересечение отражает время метаморфизма первично магматических пород, при котором произошла частичная потеря радиогенного свинца. Однако возможны и иные варианты, поскольку в зависимости от размера зерна, концентрации урана в кристалле и его радиационных повреждений потери свинца при одинаковом температурном воздействии различны. Это обуславливает смещение точек вдоль дискордии, что в свою очередь позволяет вычислять истинный возраст по верхнему пересечению. Для выявления реального механизма потери радиогенного

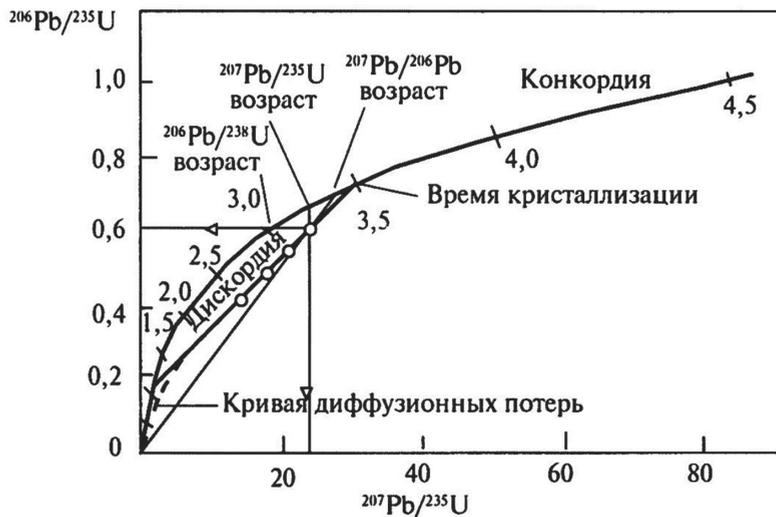


Рис. 65. U–Pb диаграмма с конкордией и дискордией, проведенной по экспериментальным точкам [Интерпретация..., 2001]

Каждая экспериментальная точка на дискордии характеризуется тремя возрастaми, из которых наиболее близок к истинному возрастa, определенный по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ; если потери радиогенного свинца происходили непрерывно с момента кристаллизации цирконов до настоящего времени, то нижнее пересечение с конкордией будет лишено геологического смысла

свинца (дискретное или непрерывное) следует провести независимое U–Pb датирование по сингенетичным апатиту или титаниту и сопоставить полученные дискордии.

### Модельный возраст

Определение модельного возраста используется для выяснения природы магматических образований, поскольку предполагается, что полученное значение отражает время мантийной дифференциации. Для такого моделирования, исходящего из постулирования определенного родоначального изотопного состава Земли (на основании изучения метеоритов), используют Pb–Pb и Sm–Nd методы.

Модельное Pb–Pb датирование производится по результатам определений изотопов свинца, выраженным на диаграмме  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Предполагается, что исследования Pb–Pb изотопных отношений могут нести информацию о времени преобразования плавящегося субстрата, а исходя из этой информации — и об источниках магм.

Sm–Nd модельные датировки по магматическим породам рассчитываются по результатам измерения соотношений изотопов неодима. Для оценки эволюции последних используют две модели мантийного резер-

вуара: модель однородного хондритового резервуара (CHUR — chondritic uniform reservoir) и модель деплетированной мантии (DM — depleted mantle). Модельный возраст, рассчитанный по первой модели, — это время, когда вещество анализируемой породы отделилось от мантии и приобрело другое значение отношения Sm/Nd.

### *K-Ar и Ar-Ar методы датирования*

K-Ar метод широко применялся для датирования магматических пород, однако в последнее время его роль снизилась. Он основан на распаде радиогенного  $^{40}\text{K}$  с формированием стабильного  $^{40}\text{Ar}$ . K-Ar методом могут быть датированы как валовые пробы, так и мономинеральные фракции (как правило, слюд и роговой обманки). Для пород, подвергшихся гидротермальным изменениям или хотя бы девитрификации, данный метод неприменим. Главная проблема метода заключается в необходимости учитывать вероятную потерю радиогенного аргона при последующей эволюции породы/минерала и введения поправки на атмосферный аргон. Существуют и другие причины, приводящие к некорректности результатов (например, аномальный изотопный состав калия). Значения возраста минералов, содержащих избыточный  $^{40}\text{Ar}$ , превышают значения истинного возраста системы. Неизменность содержания радиогенного аргона обеспечивается лишь быстрым закрытием системы. Поэтому чаще всего метод используется для датирования относительно молодых вулканитов. В некоторых случаях целесообразно датирование нескольких минералов (но не калиевого полевого шпата) из одной и той же породы и расчет возраста методом изохрон (см. выше). В последнем случае необходимо иметь достаточные основания для утверждения, что все исследуемые минералы захватили при кристаллизации аргон одинакового изотопного состава.

Ar-Ar метод датирования позволяет преодолеть большинство проблем традиционного K-Ar метода. Для расчета возраста достаточно измерить отношение  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ; абсолютные концентрации изотопов K и Ar не определяются. Метод ступенчатого нагрева образца во многих случаях позволяет диагностировать избыточный аргон по седлообразным спектрам выделения аргона. Истинный возраст может быть оценен, если выделившийся аргон формирует так называемое плато. Под плато обычно понимают несколько последовательных температурных ступеней, на которых выделилось не менее 50 % аргона и возраст которых согласуется друг с другом в пределах ошибки измерения. Возраст, соответствующий плато, может быть либо равен возрасту кристаллизации, либо несколько меньше него. Тем не менее, нередко даже выявление избыточного аргона не позволяет считать полученные значения возраста истинным, так что использование данного метода также ограничено.

В редких случаях для изотопного датирования используют еще один радиогенный изотоп, возникающий при распаде  $^{40}\text{K}$  —  $^{40}\text{Ca}$ . Однако этот

метод более трудоемок и менее точен по сравнению с традиционными Rb-Sr и K-Ar методами датирования изверженных пород, поэтому практически не применяется.

В настоящих рекомендациях целесообразно привести только области применения тех или иных радиологических методов в магматической петрологии. Физические основы изотопного датирования, аналитические методики, специфика отбора проб, форма представления результатов анализа и их интерпретация детально описаны в соответствующих руководствах [Интерпретация..., 2001; Фор 1989; Методические рекомендации..., 1983; Вагнер, 2006; Оптимальный выбор..., 2007] и др. На сайте ВСЕГЕИ в составе Геохронологического атласа-справочника [Геохронологический..., 2015 — <http://www.vsegei.ru/ru/info/geochron-atlas/>] размещены материалы по изотопному датированию пород для решения задач ГГК-1000 и ГГК-200, подготовленные С. А. Сергеевым с соавторами. Эти материалы содержат обзор современных методов изотопного датирования горных пород, рекомендации по отбору и подготовке образцов для геохронологических исследований, а также критерии достоверности результатов геохронологических определений.

## 8.2. Изотопная геохимия

### 8.2.1. Радиогенные изотопы в магматическом процессе

Использование радиогенных изотопов при геохимических исследованиях магматических пород основывается на том принципе, что отношения изотопов одного и того же элемента (с высоким массовым числом) остаются неизменными при процессах магматической дифференциации. Иными словами, изотопные отношения в магме соответствуют изотопным отношениям в источнике плавления, независимо от степени частичного плавления или от степени дифференцированности магмы. Каждый магматический источник представляет собой резервуар, специфичный по вещественному, в том числе и по изотопному составу. Таким образом, в отличие от соотношений микроэлементов, изотопные отношения несут в первую очередь информацию о составе плавившегося источника.

Систематика магмогенерирующих резервуаров основана на изотопных соотношениях стронция, неодима и свинца, Изотопные вариации в океанических базальтах раньше интерпретировались как результат смешения магм, имеющих нижнемантийные изотопные характеристики валового состава Земли (BSE — *bulk silicate Earth* — валовой состав силикатной Земли), с верхнемантийными магмами типа срединно-океанических базальтов (DMM, — *depleted MORB mantle* — истощенная мантия в источнике базальтов срединно-океанических хребтов).

Впоследствии было установлено, что существует большее количество конечных компонентов и все изотопные вариации могут быть объяснены на основе смешения четырех конечных компонентов [Zindler, Hart,

1986]: DM (*depleted mantle*) — деплетированная некогерентными элементами мантия; HIMU (*high  $\mu$  mantle*) — мантия с высоким соотношением U/Pb; EM1 и EM2 (*enriched mantle*) — два типа обогащенной мантии, характеризующиеся высокими значениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответственно (рис. 66).

Для моделирования широко используется тетраэдр, вершинами которого являются эти четыре конечных компонента. Внутри тетраэдра выделяют компоненты: PREMA (*prevalent mantle*) — преобладающая мантия; FOZO (*focus zone*) — фокусная зона [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Nanan, Graham, 1996]. С (*common*) — общий изотопный компонент для базальтов срединно-океанических хребтов. Д. В. Рундквист и его соавторы (2000) в результате исследования большой выборки изотопных составов океанических базальтов выделили компонент F (*focal*) фокальный компонент, близкий по составу к PREMA [Коронковский, Демина, 2011]. Изотопная характеристика этих компонентов представлена на рис. 67.

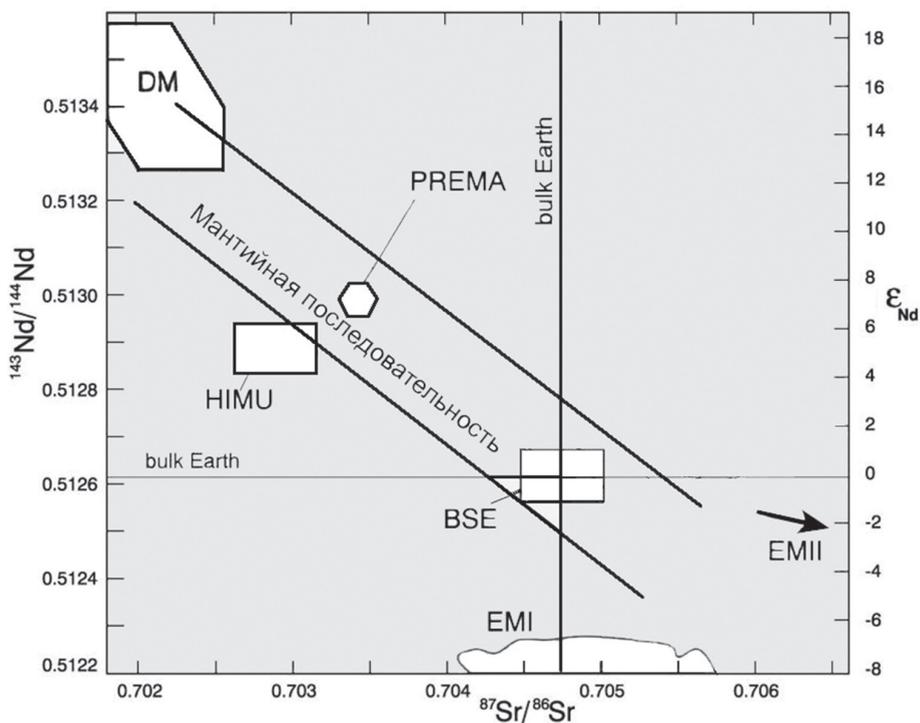


Рис. 66. Диаграмма  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , по [Zindler, Hart, 1986]

Показано положение основных магмогенерирующих резервуаров и мантийная последовательность (мантийный тренд), которую образуют составы базальтов срединно-океанических хребтов и некоторых океанических островов.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  — нормированное по хондриту отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

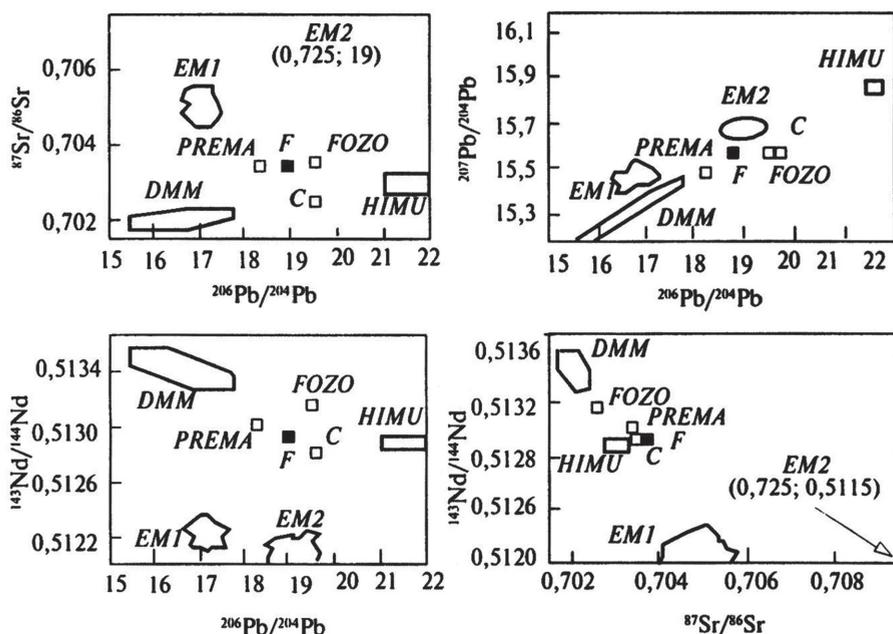


Рис. 67. Конечные и внутритетраэдровые компоненты в координатах изотопных отношений стронция, неодима и свинца [Рундквист и др., 2000]

Изотопные отношения весьма показательны для оценки смешения магм, коровой контаминации и ряда других процессов, ответственных за образование частичных выплавов из коры и мантии. Так, соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  современных базальтоидов определенных геодинамических обстановок весьма выдержаны и их экстраполяция на древние породы позволяет рассматривать особенности петрогенезиса последних.

Таким образом, сравнение измеренных изотопных соотношений в магматических объектах с принятыми в соответствии с теми или иными моделями стандартных параметров мантийных или коровых резервуаров различного генезиса позволяет судить об источнике магм и в некоторых случаях об их эволюции.

Интерпретация изотопного состава кислых магм также позволяет делать выводы об их генезисе. Кислые магмы могут образовываться двумя путями: 1) при фракционировании базальтовой магмы; 2) при переплавлении коровых пород. В первом случае кислые магмы будут характеризоваться такими же изотопными характеристиками, что и родоначальные базальтовые магмы. Во втором случае они должны обладать высокими изотопными отношениями стронция и пониженными значениями изотопных отношений неодима. Породы, образующиеся при смешении магм различного состава, будут характеризоваться промежуточными изотопными параметрами, что дает возможность оценить масштабы такого смешения.

## 8.2.2. Стабильные изотопы

Подавляющее большинство природных элементов имеет несколько стабильных изотопов, однако в практике изотопно-геохимических исследований используют только легкие элементы (H, C, N, O, S) ввиду существенных трудностей в аналитическом разделении изотопов тяжелых элементов. Предметом геохимии стабильных изотопов является изучение процесса изотопного фракционирования, который контролируется условиями петрогенеза. Решение обратной задачи позволяет судить о тех или иных аспектах процесса образования магматических пород. Стабильные изотопы используют для решения следующих задач [Интерпретация..., 2001]:

- характеристики состава флюидов и оценки эффектов взаимодействия флюид — порода;
- выявления природы первичных источников элементов и процессов магматической эволюции, например контаминации;
- палеогеотермометрии, основанной на существовании температурного контроля процесса изотопного фракционирования;
- изучения механизмов диффузии и характера реакций в геологических процессах.

Для характеристики содержаний стабильных изотопов используется их отношение к определенному стандарту. Имеется несколько основных стандартов, используемых в геохимии стабильных изотопов: для кислорода и углерода — PDB (кислород и углерод из белемнита меловых отложений Южной Каролины); для кислорода и водорода — SMOW (стандарт средней океанической воды); для серы — CDT, или SCD (сера из троилита метеорита Каньона Дьябло, изотопы которой не подверглись фракционированию в земных условиях). Функция относительной разности обозначается  $\delta$ . Положительное значение  $\delta$  означает избыточное количество тяжелого изотопа относительно стандарта, отрицательное — избыточное количество легкого изотопа.

**Изотопы кислорода.** Изотопный состав кислорода определяется следующими факторами: а) начальным содержанием в магме; б) температурой кристаллизации; в) эффектами фракционной кристаллизации; г) ретроградными эффектами; е) вторичными изменениями, связанными с воздействием флюидов. Различие значений  $\delta^{18}\text{O}$  в двух равновесных фазах является функцией температуры. По систематическим различиям  $\delta^{18}\text{O}$  в сингенетичных минералах определяют температуру, при которой происходило установление изотопного равновесия между этими минералами и общим резервуаром. Пример использования этого метода приведен на рис. 68.

Вариации соотношения изотопов кислорода в различных типах пород и воде, как это видно из рис. 69, весьма значительны.

В хондритах и в мантийном веществе значения  $\delta^{18}\text{O}$  располагаются в узком интервале около 5,7 %. Для большинства магматических пород

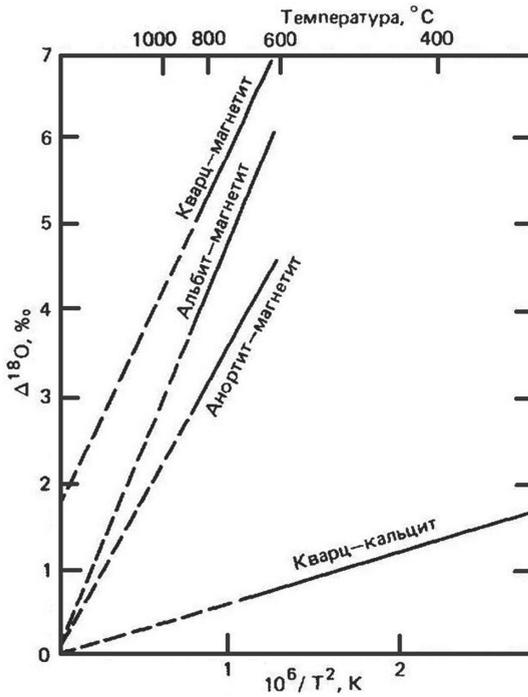


Рис. 68. Зависимость величины  $\Delta^{18}\text{O}$  от температуры [Соботович и др., 1982]

$\Delta^{18}\text{O}$  представляет собой разность между значениями  $\delta^{18}\text{O}$  двух сосуществующих минералов, прошедших в изотопное равновесие с общим резервуаром при одной и той же температуре

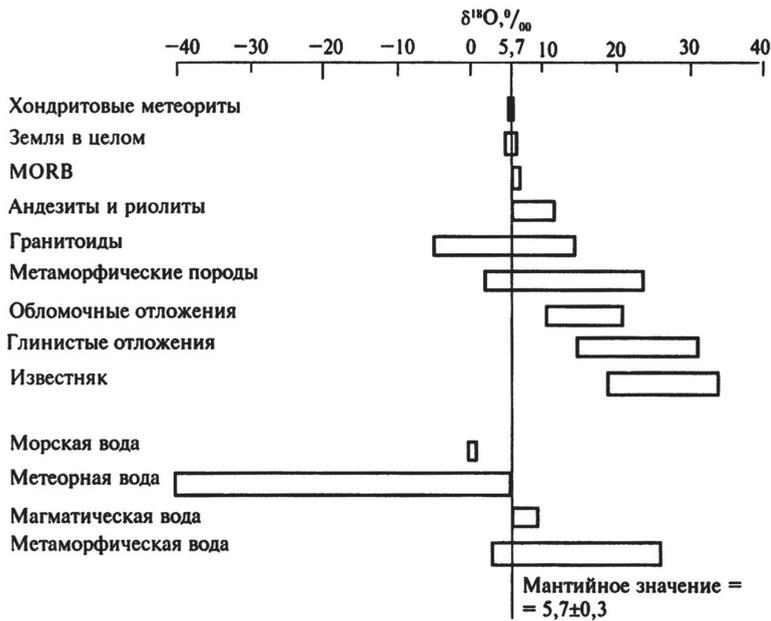


Рис. 69. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в разных типах пород и вод [Rollinson, 1994]

этот показатель имеет положительное значение. Граниты, метаморфические и осадочные породы по большей части обогащены  $\delta^{18}\text{O}$  относительно мантии, а морская вода и метеорные воды, напротив, обеднены [Интерпретация..., 2001].

**Изотопы водорода.** В природе существуют два стабильных изотопа водорода —  $^1\text{H}$  и  $^2\text{H}$ , или D (дейтерий), существенно различающиеся по массе. При этом на долю первого из них приходится 99,9844 %, а второго — 0,0156 % [Интерпретация..., 2001]. Изотопы водорода входят в состав многих минералов, кроме того, они встречаются в составе  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2$  и углеводородов. Вариации соотношения изотопов водорода в различных типах пород и воде показаны на рис. 70.

**Изотопы углерода.** Углерод имеет два стабильных изотопа —  $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$ , первый из которых составляет почти 98,9 %. Изотопный состав углерода представляется в форме  $\delta^{13}\text{C}$ . Область применения данных по изотопии углерода в магматических породах к настоящему времени ограничивается либо специфическими породами (карбонатитами и алмазсодержащими или графитсодержащими породами), либо оценкой воздействия вторичных флюидов. Практическая значимость результатов изучения изотопного состава углерода в магматических породах для петрологических построений фактически ограничивается оценкой состава флюидов в интрузивах, образованных расплавами, обогащенными углекислотой, а также проверкой данных о мантийном происхождении тех или иных углеродсодержащих пород.

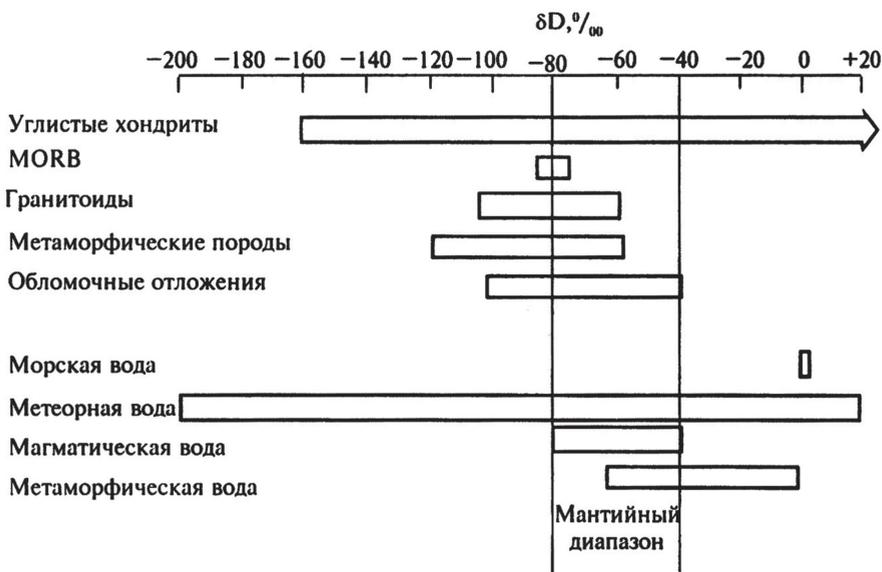


Рис. 70. Вариации  $\delta\text{D}$  в разных типах пород и вод [Rollinson, 1994]

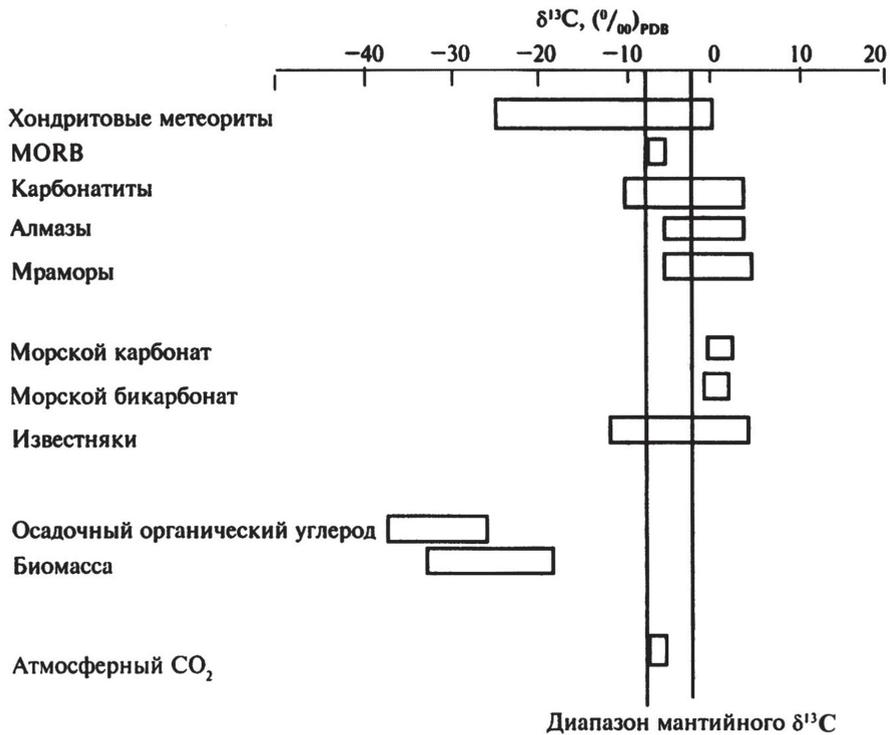


Рис. 71. Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  в разных типах природных веществ [Rollinson, 1994]

Вариации изотопных отношений углерода в природных образованиях показаны на рис. 71.

**Изотопы серы.** Из четырех встречающихся в природе изотопов серы в петрологии магматических пород используется отношение между двумя самыми распространенными из них —  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ . Изотопный состав серы, выражаемый значением  $\delta^{34}\text{S}$ , в магматических породах является показателем их происхождения. Так для мантийных пород он сходен с составом метеоритной серы, т. е.  $\delta^{34}\text{S}$  близко к 0, в гранитоидах изотопные отношения варьируют от -10 до +15 ‰ [Интерпретация..., 2001]. Вариации изотопных отношений серы в разных природных веществах показаны на рис. 72.

Изотопные отношения серы используются для изучения следующих процессов, вызывающих изменение ее изотопного состава.

1. Дегазация  $\text{SO}_2$  в вулканитах. При высоких  $f \text{O}_2$  она приводит к сдвигу  $\delta^{34}\text{S}$  в сторону положительных значений.

2. Контаминация. Степень отклонения  $\delta^{34}\text{S}$  от метеоритного стандарта может указывать на контаминацию магмы материалом вмещающих пород. Классическим случаем является тяжелый изотопный состав серы

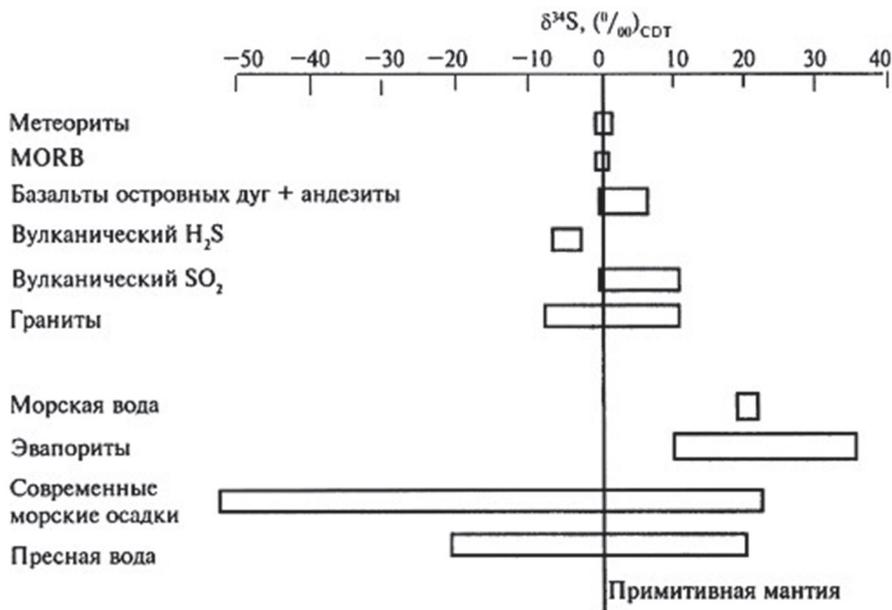


Рис. 72. Вариации  $\delta^{34}\text{S}$  в разных типах природных веществ [Rollinson, 1994]

в мафитах Талнахского интрузива, указывающий на вмещающие ангидритовые отложения как на источник серы рудных объектов.

### 3. Кристаллизационное фракционирование.

Наиболее важно изучение изотопного состава серы для понимания генезиса сульфидных руд. Оно позволяет выявлять мантийную или коровую природу серы в рудных телах, определять температуру образования сульфидов и рудообразующих флюидов, определять соотношение и степень равновесности вода/порода в процессе минералообразования [Интерпретация..., 2001].

Таким образом, изотопно-геохимические исследования являются исключительно информативными для создания петрогенетических моделей магматических объектов. Они используются главным образом для определения возраста пород, однако изучение радиогенных и стабильных изотопов для целей корреляции, формационной типизации и петрогенетического моделирования является не менее важным, и только комплексные изотопно-геохимические исследования, сочетающие изучение различных изотопных систем, обеспечивают достоверные и корректные результаты, реализующиеся в петрогенетической модели. Это связано с тем, что вариативность любой изотопной системы может быть объяснена различными факторами в зависимости от выбранной модели, а комбинирование данных по различным изотопным системам позволяет ограничить набор моделей и в конечном счете выбрать наиболее достоверную модель.

## 9. КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ АНАЛИЗЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Широкое распространение персональных компьютеров и программных пакетов в настоящее время позволяет создавать базы петрохимических и геохимических данных, проводить статистическую обработку исходного аналитического материала, быстро рассчитывать петрохимические параметры и производить петрохимические пересчеты. Все полученные результаты могут быть сразу же представлены в графической форме.

Наиболее распространенным способом решения перечисленных задач является применение электронных таблиц (Microsoft Excel и т. п.). Для визуализации применяются как встроенные инструменты электронных таблиц, так и специализированные приложения (Golden Software Grapher и др.). Для обработки результатов химических анализов существует также специализированное программное обеспечение — PetroPlot, PetroGraph, GCDKit и др. [Кориневский, 2011]. Все эти программы предназначены для построения различных типов графиков (точечные, бинарные, трехмерные, гистограммы, спайдер-диаграммы) на основе результатов анализов.

**Golden Software Grapher** — простой в использовании графический пакет, позволяющий быстро и легко создавать более 30 видов высококачественных двухмерных и трехмерных графиков. Кроме того, можно настраивать любую часть графика или создавать свои собственные графики, наилучшим образом описывающие необходимые данные. Программа содержит четыре типа двухмерных графиков: линейные, столбчатые, полярные и специальные. Все эти типы графиков доступны и в трехмерном исполнении. Если требуется отразить дополнительную переменную, можно воспользоваться графиками 3D XYZ, контурными картами или картами поверхности.

**PetroPlot** — программа, которая позволяет пользователю выносить аналитические данные вещественного состава горных пород на производные двумерные диаграммы, а также строить REE-диаграммы для нормализации редкоземельного состава пород относительно различных реперных эталонов. Программа управляется собственным пунктом меню MS Excel, появляющегося после интеграции в Excel надстройки программы. Алгоритмы расчетов и построения диаграмм выполнены в виде VBA-макросов [Su, Langmuir and Asimow, 2003].

**PetroGraph** — программа, написанная на MS Visual Basic v.6.0 и поэтому хорошо совместимая с любыми современными Windows ОС [Petrelli et al., 2005]. Она предназначена для работы с петрохимическими данными анализов магматических пород. Составы пород могут выноситься на различные типы дискриминационных диаграмм — класси-

кационные и «петро-тектонические», бинарные и треугольные. Всего в программе используется 19 дискриминационных диаграмм для вулканических и плутонических пород. Кроме того, используются REE-диаграммы для нормализации редкоземельного состава пород относительно 17 реперных эталонов либо относительно произвольных эталонов, определенных пользователем.

**GCDkit** (GeoChemical Data ToolKit) — программа, написанная на языке R, представляет собой систему для обработки и расчетов анализов вулканических пород [Janousek, Farrow, Erban, 2006; <http://www.r-project.org/>]. Основные функции и свойства программы: а) стандартные геохимические вычисления, основанные на данных химического состава пород, в том числе редкоземельного и изотопного; б) эффективное управление данными, их поиск и сортировка; в) отображение аналитических и расчетных данных на различных типах дискриминационных диаграмм (двухмерных, треугольных и спайдер-диаграммах); г) подготовка графического аналитического материала для публикации; д) модульная компоновка, позволяющая пользователям легко расширять функциональность программы и модифицировать ее согласно решаемым задачам; е) бесплатность и открытость приложения благодаря использованию программного обеспечения с исходным открытым кодом.

Для организации и численной обработки результатов предназначена программа **PetroExplorer** (для Microsoft Windows / Microsoft Office Access). Основными функциями программы являются возможность хранить в базе данных и рассчитывать химические анализы горных пород, химические анализы минералов пяти пороодообразующих минеральных групп — гранатов, амфиболов, пироксенов, полевых шпатов и слюд, а также анализы других минералов, которые можно рассчитывать на заданное количество атомов кислорода. На основе химических анализов минералов рассчитываются их кристаллохимические формулы и производится химическая классификация. Химические анализы пород рассчитываются на нормативные минералы по методу CIPW и, кроме того, одновременно вычисляются различные петро- и литохимические модули. Результаты расчетов каждого анализа также сохраняются в базе данных. Химические составы пород и минералов, а также рассчитанные на основе результатов химических анализов минералы и параметры могут выноситься на различные треугольные и двухмерные диаграммы, как стандартные, так и определяемые самим пользователем. Кроме того, программа позволяет рассчитывать термодинамические параметры (температуру и давление условий образования) различных минеральных парагенезисов [Кориневский, 2010].

**Методы математической статистики** являются наиболее часто используемыми при обработке петрохимических и геохимических данных. Специальное программное обеспечение (**STATISTICA** и др.) позволяет оперативно производить множества вариантов расчетов.

Статистические методы обработки результатов химических анализов пород находят применение преимущественно при решении следующих задач:

1) Расчет параметров случайной величины — среднее значение, дисперсия, асимметрия, эксцесс, медиана и т. д. Представление результатов аналитических исследований в форме средних содержаний элементов или оксидов для различных видов пород является обязательным при любом исследовании магматических объектов. Желательно также приводить величины стандартных отклонений, позволяющие судить о степени изменчивости химических параметров внутри выборки.

2) Корреляционный анализ, позволяющий, во-первых, сравнивать выборки по параметрам корреляционных матриц, во-вторых, выделять петрохимические (геохимические) группы в целях дальнейших петрогенетических построений.

3) Многомерный статистический анализ, включая метод линейных дискриминантных функций, метод главных компонент факторного анализа и кластерный анализ. Использование этих методов наиболее перспективно, поскольку они позволяют учитывать весь набор компонентов без потери информации. Главные факторы, как правило, могут интерпретироваться генетически и использоваться в том числе при расчленении магматических образований.

Все эти методы используются на различных этапах статистического изучения петрохимических совокупностей: а) для предварительного расчленения и корректировки исходной выборки; б) для выявления петрохимических связей между выделенными совокупностями; в) для анализа вариационных трендов, а также сравнения и корреляции на этой основе различных объектов. В отдельных случаях используют и другие статистические методики, такие как сравнение петрохимических совокупностей, исследование линейного тренда и определение характера распределения случайной величины (нормальное, логнормальное или иное).

Важнейшим условием корректности статистического анализа является представительность выборки. Чем более однородна выборка, тем меньшее количество химических анализов является представительным, и наоборот. При составлении госгеолкарт выборки для статистической обработки данных обычно содержат 15–20 анализов, расчеты для выборки меньшего объема неэффективны. При этом выборки должны отвечать условиям статистической однородности, а любая интерпретация результатов должна контролироваться наблюдаемыми геологическими, петрографическими, геохимическими закономерностями; в противном случае существует опасность получения ложных статистических закономерностей, не имеющих реального физического смысла.

Теоретическое обоснование приемов математической статистики, методология статистических исследований и возможности применения статистических методик в геологии описаны, например, в работах [Дуденко, 1981; Чини, 1986; Родионов, 1987; Дэвис, 1990] и др.

## 10. ОРУДЕНЕНИЕ, СОПРЯЖЕННОЕ С ПРОЦЕССАМИ МАГМАТИЗМА

Главная роль в металлогенической специализации расплавов и соответственно в их потенциальной рудоносности принадлежит дифференциации вещества в ходе развития флюидно-магматических систем, при которой происходят перераспределение и избирательная концентрация рудогенных компонентов в дифференциатах, наиболее обогащенных флюидными составляющими, а также в самих флюидах. При этом повышенный фон соответствующих рудогенных элементов в магматических породах коррелируется с их составом, что обуславливает связь определенных типов рудных месторождений с определенными породами. Так, в ультрамафитовых породах концентрируются Mg, Fe, Cr, Ni, Co, платиноиды, в основных и средних породах — Fe, Ti, V, Cu, Au, Zn, Hg, Sc, в кислых — Li, Cs, Be, F, Zn, Cu, Pb, Ag, As, B, Mo, Au, Ta, Nb, W, Sn, Bi, Zr, Hf, Th, в щелочных — Na, K, Nb, Ta, Zr, Ti, P, Fe, Ba, редкоземельные элементы.

Связь оруденения с магматическими образованиями может быть как генетической, так и парагенетической, что встречается чаще. Рудные растворы и расплав, из которого формировались магматические породы, имеют, как правило, единый источник и образуются в глубинном магматическом очаге [Магматические формации, 1983]. Формирование большей части магматогенных месторождений и рудопроявлений обусловлено сопряженными с магматизмом гидротермально-метасоматическими процессами, собственно магматических месторождений значительно меньше и все они связаны с плутоническими, реже гипабиссальными комплексами (табл. 5).

Связь месторождений с вулканическими породами часто еще менее очевидна, чем с плутоническими. Месторождения, связанные с процессами вулканизма, практически все являются гидротермально-метасоматическими и гидротермальными (табл. 6). Эти месторождения образуются в близповерхностных условиях в результате деятельности открытых гидротермальных систем. Характерны месторождения, приуроченные к экструзивно-жерловым и субвулканическим образованиям.

Реально формирование оруденения зависит не только от состава и флюидонасыщенности магмы, степени ее дифференцированности и фациальных условий, но и от множества других региональных и локальных факторов — тектонического режима, положения магматических комплексов во временном ряду, масштабности и стадийности проявления магматизма, структурно-тектонического и литологического контроля оруденения (зон повышенной проницаемости, которые могли бы служить каналами перемещения к поверхности как флюидов, так и магмы; экраняющих пород и структур; различного рода барьеров, способствующих разгрузке рудоносных флюидов; благоприятной для рудоотложения

**Оруденение, сопряженное с процессами plutonic  
и гипабиссального магматизма  
(по [Магматические формации, 1983], с изменениями)**

Магматические комплексы	Рудные формации	Генетическая группа оруденения
Дунит-гарцбургитовые	Хромитовая (с платиноидами)	Магматическая
	Хризотил-асбестовая, тальковая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
	Силикатно-никелевая Магнетитовая	Кор выветривания
Дунит-перидотит-ортопироксенит-габброноритовые	Хромитовая Платиноидная Сульфидная медно-никелевая	Магматическая
	Хризотил-асбестовая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Дунит-клинопироксенит-габбровые	Титанистых магнетитов с ванадием и платиной Алюмохромитовая Хром-платинометаллическая Медно-титан-ванадиевая (с платиноидами)	Магматическая
Верлит-габбровые	Сульфидная медно-никелевая Ильменит-титаномагнетитовая	Магматическая
Габбро-долеритовые	Ильменит-титаномагнетитовая (с платиноидами) Сульфидная медно-никелевая Платинометаллическая малосульфидная	Магматическая
Гарцбургит-ортопироксенит-норитовые	Сульфидная медно-никелевая Хромитовая Платинометаллическая	Магматическая
Анортозитовые и габбро-анортозитовые	Апатит-ильменитовая Апатит-титаномагнетитовая Ильменит-титаномагнетитовая	Магматическая
Тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовые	Железорудная Медно-железорудная Золоторудная Вольфрам-молибденовая с золотом Вольфрам-золоторудная	Гипо-мезотермальная метасоматическая, скарновая
	Золоторудная кварцевая Золоторудная сульфидная Золото-сурьмяная березитовая Железорудная гидросиликатная	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Габбро-диорит-плаггиогранитовые	Железорудная Золоторудная	Гипотермальная метасоматическая (скарновая)
	Золоторудная кварцевая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Монцит-сиенитовая	Медно-молибден-порфировая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая

Магматические комплексы	Рудные формации	Генетическая группа оруденения
Диорит-гранодиоритовые	Вольфрам-молибденовая с золотом Полиметаллическая Медно-железородная Золоторудная	Гипотермальная метасоматическая (скарновая)
	Редкометалльно-железородная Бор-железородная оловосодержащая	
	Золоторудная кварцевая и золото-сульфидная Медно-молибден-порфировая Медно-порфировая Свинцово-цинковая березитовая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Гранитовые	Оловорудная Редкометалльно-железородная Кобальтовая сульфоарсенидная	Гипотермальная метасоматическая (скарновая)
	Вольфрам-молибденовая кварц-грейзеновая Олово-вольфрамовая кварц-грейзеновая	Гипотермальная метасоматическая (грейзеновая)
	Оловорудная силикатно-сульфидная Редкометалльно-флюоритовая Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая Вольфрамовая гюбнерит-сульфидная березитовая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Гранитов рапакиви	Топаз-мориононосная пегматитовая	Пегматитовая
	Железо-олово-редкометалльно-полиметаллическая	Гипотермальная метасоматическая (скарново-грейзеновая)
Гранит-граносиенитовые	Редкометалльно-редкоземельная	Пегматитовая
	Железородная Редкометалльно-флюоритовая Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая	Гипотермальная метасоматическая (скарновая, грейзеновая апогранитовая)
	Молибденовая кварц-березитовая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Лейкогранитовые и аляскитовые	Редкометалльно-пегматитовая	Пегматитовая
	Редкометалльно-флюоритовая Вольфрам-молибденовая кварц-грейзеновая Олово-вольфрамовая кварц-грейзеновая	Гипотермальная метасоматическая (грейзеновая)
	Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая Молибденовая кварц-березитовая	Мезотермальная гидротермально-метасоматическая
Щелочно-гранитовые	Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая	Гипотермальная метасоматическая (грейзеновая)

Магматические комплексы	Рудные формации	Генетическая группа оруденения
Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (натриевого ряда)	Перовскит-титаномагнетитовая Апатит-титаномагнетитовая Апатит-нефелиновая	Магматическая (в связи с силикатными породами)
	Апатит-редкометалльно-магнетитовая (фоскориты) Апатит-пирохлоровая с баритом, стронцианитом и др. Редкометалльно-редкоземельная Барит-флюорит-железородная	Карбонатитовая
	Флогопитовая и апатит-флогопитовая	Пегматитовая и контактово-метасоматическая
Щелочных ультрамафитов, щелочных габброидов и карбонатитов (калиевого ряда)	Хромдиопсидовая Флогопитовая	Пегматитовая и гипотермальная метасоматическая
	Вермикулитовая	Кор выветривания
Щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов	Ильменит-титаномагнетитовая (с апатитом) Апатитовая Нефелиновая	Магматическая
Щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов и карбонатитов	Псевдолейцит-нефелиновая (с редкими щелочами) Апатитовая	Магматическая (в связи с силикатными породами)
	Стронций-бариевая	Карбонатитовая
	Чароитовая	Гипотермальная гидротермально-метасоматическая (фенитовая)
Кимберлитовые и лампроитовые	Алмазоносная	Магматическая
Нефелин-сиенитовые агпаитовые (натриевые)	Апатитовая, апатит-нефелиновая Нефелиновая	Магматическая
Псевдолейцит-нефелин-сиенитовые (калиевые)	Кальсилит-нефелин-полевошпатовая (сынныритовая)	Магматическая
	Апатитовая	Гипотермальная гидротермально-метасоматическая
Нефелин-сиенитовые миаскитовые (калиево-натриевые)	Нефелиновая	Магматическая
	Редкометалльно-apatитовая Редкометалльно-apatит-биотитовая	Гипотермальная гидротермально-метасоматическая
	Вермикулитовая	Кор выветривания

**Оруденение, сопряженное с процессами вулканизма  
(по [Магматические формации, 1983], с изменениями)**

Магматические комплексы	Рудные формации
Коматиит-базальтовые	Сульфидная медно-никелевая Золото-кварц-сульфидная Серноколчеданная
Пикрит-базальтовые	Самородной меди
Натриевых базальтов	Медно-свинцово-колчеданная Медно-пирротиновая Марганцево-кремнистая Гематит-марганцево-кремнистая Самородной меди
Натриевых базальтов – риолитов	Серно-медно-цинковая колчеданная Медноколчеданная Самородной меди Флюоритовая Марганцево-кремнистая Гематит-марганцево-кремнистая
Базальт-андезит-риолитовые	Колчеданно-полиметаллическая
Базальт-андезитовые	Колчеданно-полиметаллическая Серноколчеданная с золотом Самородной серы
Калиевых базальтов – трахитов	Медноколчеданная Меднорудная ортоклазовая
Андезитовые	Олово-полиметаллическая Серебро-полиметаллическая Золото-полиметаллическая Золото-серебряная Свинцово-цинковая Медно-молибденовая Сурьмяно-аргиллизитовая Ртутная киноварная Алунитовая Самородной серы
Андезит-дацитовые	Кварц-золоторудная с серебром Кварцево-сульфидная золото-серебряно-полиметаллическая
Риолитовые и дацит-риолитовые	Сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая Цецеиеносных вулканических стекол Оловорудная сульфосольная «Деревянистого олова» Флюорит-полиметаллическая Флюоритовая Алунитовая Золото-серебряная Ртутная метациннабарит-киноварная Молибденит-флюорит-настурановая Золото-серебряная с теллуридами

Магматические комплексы	Рудные формации
Базальт-долеритовые	Сульфидная медно-никелевая Магнезиоферритовая Агатоносная Исландского шпата
Трахибазальтовые	Самородной меди Цеолитовая Медноколчеданная Свинцово-цинковая
Трахиандезитовые (латитовые)	Арегентит-висмутин-вольфрамит-касситеритовая
Трахибазальт-трахириолитовая, базальт-риолитовая	Самородной меди Цеолитовая Флюоритовая Золото-серебряная

среды; степени открытости — закрытости системы; присутствия водонасыщенных горизонтов и других отложений, являющихся дополнительными источниками флюида, и т. д.). Важную роль играет также геохимическая специализация пород, через которые происходит миграция расплавов и флюидов, поскольку эти породы могут быть источником части рудных компонентов, которые флюиды экстрагируют по пути своего следования с дальнейшим переотложением в местах разгрузки. Все эти факторы следует учитывать при прогнозировании месторождений в регионах, характеризующихся развитием магматических пород.

Наиболее полно представления о связи рудообразования с процессами магматизма обобщены в работе [Магматические формации, 1983], выпущенной во ВСЕГЕИ в серии «Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций». Эта проблема освещена также в работах [Магматические формации..., 1979; Рудоносность..., 1981; Маракушев, Безмен, 1992], в обширной литературе по рудным и нерудным полезным ископаемым [Смирнов, 1989; Старостин, Игнатов, 2004; Месторождения металлических..., 2005; Авдонин, Старостин, 2010; и др.], а также в методических пособиях [Методическое руководство..., 2009] и др.

## **11. МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ РЕГИОНОВ**

Выявление положения магматических образований в геологическом развитии изучаемой территории является одной из задач, стоящих перед составителями комплектов Госгеолкарт. Метод решения этой задачи основывается на составлении временных и латеральных рядов магматических комплексов и корреляции комплексов и их рядов, а также на

установлении их соотношения со стратиграфическими подразделениями и их положения в Общей геохронологической шкале.

Согласованность схем корреляции магматических образований и региональных стратиграфических схем является необходимой конструктивной основой для Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Корреляция магматических комплексов производится одновременно как по временному (геохронологическому), так и по структурно-вещественному (формационному) признакам и соответственно базируется на сведениях о составе и строении магматических комплексов, об их геологическом и изотопном возрасте [Петрографический..., 2008, 2009]. Возрастная сторона этой корреляции отражает соответствие пространственно разобщенных петрографических подразделений по их возрасту, а структурно-вещественная устанавливает соответствие подразделений на основе аналогии их вещественного состава, строения и соотношения с вмещающей средой.

Особенно важна корреляция для инъективных магматических образований, поскольку если для стратифицированных магматических (вулканогенных или осадочно-вулканогенных) образований их место в общей последовательности геологических проявлений чаще всего вполне определено вследствие их положения в стратиграфическом разрезе, то для инъективных магматитов, в случае отсутствия или неоднозначности изотопного их датирования, корреляция иногда бывает единственным способом установить их геологическое или возрастное положение.

На основе корреляции магматических комплексов составляются их временные и латеральные ряды, при анализе которых наиболее отчетливо выявляется место магматических образований в развитии регионов. Латеральные ряды, как это уже отмечалось, отражают развитие синхронных процессов магматизма в зависимости от структурно-вещественной неоднородности геологического строения изучаемой территории, временные — эволюцию магматизма во времени в ходе геологического развития относительно однородного по структурно-вещественным характеристикам участка Земли. Совместный анализ латеральных и вертикальных рядов позволяет проводить районирование по типу рядов магматических комплексов, выделять структурно-вещественные зоны, характеризующиеся близкими типами рядов и отражающие однотипный характер развития этих зон.

Магматические образования совместно со сформированными в сходных тектонических (геодинамических) обстановках осадочными, метаморфическими и другими геологическими образованиями входят в состав тех или иных структурных этажей и структурных ярусов, соответствующих определенным тектоно-магматическим эпохам и этапам развития территории. Чтобы соотнести магматические проявления с тектоническими процессами и определить положение продуктов магматизма (как инъективных, так и стратифицированных) в разрезе тектоно-седиментационных ритмов, отвечающих тому или иному этапу

развития территории, необходимо прежде всего увязать последовательность магматических комплексов с временной последовательностью осадочных образований. Необходимо также установить соотношение проявлений магматической деятельности со складчатостью и процессами метаморфизма. Такая увязка временной последовательности всех геологических процессов служит также основой для составления легенды геологической карты.

Эволюция магматизма каждого тектоно-магматического этапа закономерна и выражается во временных рядах определенных, в зависимости от эндогенного режима (геодинамической обстановки), магматических комплексов. Полнота или неполнота этих рядов для конкретной территории является важной ее характеристикой. На настоящий момент наиболее подробно схемы рядов магматических формаций (а каждый конкретный комплекс является проявлением формации того или иного типа) для различных эндогенных режимов с позиции геосинклинальной концепции рассмотрены в двухтомнике «Магматические формации СССР» [1979].

Для каждого эндогенного режима (или геодинамической обстановки) существуют магматические комплексы и их ряды, которые считаются для него индикаторными.

В подвижных системах в режимах интенсивного растяжения земной коры в качестве индикаторного рассматривается ряд офиолитовых комплексов, включающий комплексы натриевых базальтов, дунит-гарцбургитовые и комплексы параллельных даек долеритов в сочетании с глубоководными кремнистыми, глинистыми и карбонатными осадками. Позже формируется ряд, включающий комплексы натриевых базальтов — риолитов, габбро — плагиогранитов и дифференцированные базальт-андезит-риолитовые и габбро-диорит-плагиогранитовые комплексы. В концепции геодинамических обстановок офиолитовая ассоциация интерпретируется как океаническая кора в зоне спрединга, и натриевые базальты понимаются как базальты срединноокеанических хребтов (MORB). Более поздние вулканы чаще всего рассматриваются как островодужные.

Режим перемежаемости растяжения сжатием в подвижных системах характеризуется типовыми рядами базальт-андезитовых, тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых, андезитовых и гранитовых комплексов. На срединных массивах магматиты имеют повышенную щелочность (комплексы калиевых базальтов — трахитов, сиенит-габбровые). Ранние магматические комплексы этого режима в концепции геодинамических обстановок обычно интерпретируются как островодужные, поздние — как раннеколлизийные. Из осадочных формаций для этого режима типичны флишевые, карбонатные образования и морские молассы.

Режим последующего преобладающего сжатия в подвижных системах характеризуется рядами магматических комплексов пород преимущественно кислого состава — вулканических андезит-дацитовых, дацит-рио-

литовых, риолитовых и комагматичных им плутонических — диорит-гранодиоритовых, гранит-гранодиоритовых и гранит-лейкогранитовых. Часто магматиты имеют повышенную щелочность, в таких случаях комплексы включают трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, граносиениты, монцограниты и т. д. Породы средне-основного состава (трахиандезибазальты, трахибазальты, базальты) играют резко подчиненную роль. Наиболее типичными осадочными породами, присущими этому режиму, являются континентальные молассовые отложения. Орогенные магматические образования обычно трактуются как коллизионные или окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса.

Для рифтогенного магматизма типичными являются контрастные трахибазальт-, трахиандезибазальт-трахириолитовые или трахиандезибазальт-щелочнориолитовые вулканические комплексы, сиенит-габбровые, аляскитовые, щелочногранитовые плутонические, гипабиссальные трахидолеритовые и контрастные. Магматиты сочетаются с молассовыми отложениями.

Наиболее распространенными магматическими комплексами платформенных (континентальных внутриплитных) областей являются трапповые вулканические (с покровными и субвулканическими фациями) и гипабиссальные базальт-долеритовые, формирующие обширные магматические провинции в пределах платформенных синеклиз. Среди пород, входящих в состав этих комплексов, резко преобладают базальтоидные породы толеитовой серии; ультраосновные, кислые породы и породы повышенной щелочности развиты ограниченно. Среди осадочных образований платформенных чехлов преобладают мелководные карбонатные, мелкообломочные терригенные, глинисто-опокные и др.

Для антеклиз, щитов, авлакогенов и внутриплатформенных рифтовых зон типичны комплексы повышенной щелочности и основности. Это комплексы щелочно-ультрамафитовых пород с карбонатитами, щелочных габброидов, нефелиновых, лейцитовых и щелочных сиенитов, меланефелинитовые, кимберлитовые, лампроитовые, перидотит-пироксенит-норитовые, габбро-верлитовые, щелочногранитовые, щелочных базальтов и фонолитов, трахибазальтовые, трахибазальтов и трахириолитов и др.

Среди раннедокембрийских магматических образований выступов кристаллического фундамента помимо комплексов, сходных с фанерозойскими, типичны такие специфические комплексы, как коматиитовые, эндербит-чарнокитовые, мигматит-плагиогранитовые, мигматит-гранитовые, габбро-анортозитовые, гранитов рапакиви.

Таким образом, выявление роли и места проявлений магматизма в развитии изучаемого региона производится путем анализа рядов всех геологических комплексов, развитых на территории, и их корреляции. Для установления соотношения этих комплексов помимо геологических и петрографических методов нужно использовать результаты петро- и геохимических исследований, а также изотопно-геохронологические

данные и палеогеодинамические реконструкции. К последним следует относиться с осторожностью и использовать, только если они не противоречат геологическим данным.

При решении задач по выявлению места магматических комплексов в развитии регионов будут полезны публикации [Магматические формации..., 1979; Магматические..., т. 6, 1987; Расчленение и корреляция..., 1988; Геодинамические реконструкции..., 1989, 1991; Фролова, Бурикова, 1997; Цейслер, 2002; Марин, 2004; Короновский, Демина, 2011; Парначев..., 2011].

Представления о положении и последовательности магматических образований в геологическом развитии изучаемой территории должны быть отражены как в серийных легендах, так и в легендах к картам.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение магматических образований — важнейшая составляющая геологических работ, в том числе при создании комплектов Госгеолкарт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, представляющая собой фундаментальную геологическую основу природопользования и оценки ресурсного потенциала регионов РФ. В методических рекомендациях, обобщающих подходы к изучению магматических образований при государственном геологическом картировании, рассмотрены главные задачи и комплекс основных методов, необходимых для диагностики и характеристики магматитов и корректной интерпретации аналитических данных. «Практическая петрология» является первым опытом такого обобщения. В рамках этой работы, естественно, невозможно детально рассмотреть все методы изучения магматических пород, в связи с чем в нее включены те аспекты этих методов, которые практически необходимы с точки зрения их использования при составлении госгеолкарт. Некоторые разделы рекомендаций, в частности раздел, посвященный петрографическим методам, могут быть, по-видимому, расширены в последующих изданиях «Практической петрологии».

«Практическая петрология» составлена по материалам работ как методического, так и научно-исследовательского характера, касающихся различных направлений изучения магматических пород. В рекомендациях учтены также требования, изложенные в нормативных документах и руководствах по подготовке комплектов госгеолкарт, и положения Петрографического кодекса, регламентирующего понятийную базу в области петрографии и подходы к выделению петрографических подразделений. Рекомендации сопровождаются большим количеством рисунков, иллюстрирующих излагаемый в том или ином разделе материал, и таблиц, содержащих преимущественно справочную информацию.

Рекомендации «Практическая петрология» предназначены для широкого круга геологов, и прежде всего для геологов, занимающихся картированием и картографированием. Эти рекомендации направлены на совершенствование проводимых петрографо-петрологических исследований при подготовке государственных геологических карт нового поколения и могут служить их методической основой.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В. В., Старостин В. И.* Геология полезных ископаемых. — М.: Изд. центр «Академия», 2010. — 384 с.
- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. — М.: Изд-во МГУ, 1956. — 493 с.
- Апродов В. А.* Геологическое картирование. — М.: Госгеолтехиздат, 1952. — 371 с.
- Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б.* Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // *Петрология*. 1998. Т.6. № 5. — С. 478–496.
- Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. — М.: Наука, 1981.
- Белоусов В. В.* Структурная геология. Изд. 3-е. — М.: Изд-во МГУ, 1986. — 248 с.
- Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В.* Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. — М.: Недра, 1987. — 152 с.
- Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. — М.: Госгеолиздат, 1946.
- Бородин Л. С.* Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987. — 260 с.
- Буланов В. А., Резницкий Л. З., Сизых А. И.* Минералого-петрохимические пересчеты на ЭВМ. — Иркутск: Изд-во Ирк. гос. университета, 2000. — 240 с.
- Булах А. Г.* Общая минералогия. Учебник для университетов. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. — 353 с.
- Вагнер Г. А.* Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. — М.: Техносфера, 2006. — 576 с.
- Вильямс Ф., Тернер Х., Гилберт Ч.* Петрография. Т. 1–2. — М.: Мир, 1985.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // *Геохимия*. 1962. № 7.
- Винчелл А. Н.* Оптическая минералогия. — М.: Изд-во «Иностранная литература», 1953. — 658 с.
- Волынский И. С.* Определение рудных минералов под микроскопом. — М.: Недра, 1966. — 349 с.

- Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. — М.-Л.: Наука, 1975. — 256 с.
- Геодинамические исследования при геологической съёмке. Методические рекомендации / В. Н. Зелепугин, В. Ф. Николаев, В. Д. Вознесенский и др. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. — 136 с.
- Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) / ред. Абрамович И. И., Межеловский Н. В., Мусатов Д. И., Унксов В. А. — Л.: Недра, 1989. — 278 с.
- Геодинамические реконструкции. Методическое руководство / С. С. Шульц, Ш. Э. Эргашев, В. А. Гвоздев. — Л.: Недра, 1991. — 144 с.
- Геологический словарь. В 3-х томах. Изд. 3-е, перераб. и доп. / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. Т. 1 — 2010. Т. 2 — 2011. Т. 3 — 2012.
- Геологическое картирование вулканно-плутонических поясов / В. С. Гладких, Г. С. Гусев, А. В. Гушин и др. — М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. — 301 с.
- Геологическая съёмка интрузивных образований / В. М. Немцович, В. Ф. Николаев, Т. В. Перекалина и др. — Л.: Недра, 1972. — 320 с.
- Геохимическое изучение геологических формаций при производстве средне-крупномасштабных геологосъёмочных работ: Методические рекомендации. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1993. — 162 с.
- Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России / редакторы-составители М. А. Шишкин, Е. А. Синькова, С. А. Сергеев, К. И. Лохов и др. [Электронное издание]. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2015 — <http://www.vsegei.ru/ru/info/geochron-atlas/>.
- Гульбин Ю. Л. Методы количественного анализа и моделирование структуры минеральных агрегатов. — СПб.: Изд.СПГГИ, 2004. — 147 с.
- Гуськов О. И., Каждан А. Б. Математические методы в геологии. Учебник для вузов. — М.: Недра, 1990. — 251 с.
- Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. — М.: Недра, 1967. — 232 с.
- Демина Л. И., Симонов Д. А. Вулканиды как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. — С. 793–796.
- Диагностические свойства рудных минералов / С. А. Юшко, О. Е. Юшко-Захарова, С. И. Лебедева и др. — М.: Недра, 1975.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5-ти томах. — М.: Мир, 1965-1966.
- Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. — Л.: Недра, 1981. — 199 с.
- Дэвис Дж. Статистический анализ данных в геологии. В 2-х кн. — М.: Недра, 1990.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. — Л.: Наука, 1967. — 257 с.

- Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. — М.: Недра, 1985. — 511 с.
- Жариков В.А., Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматитов / Метасоматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1978. — С. 9–28.
- Жданов В. В.* Метасоматиты, опыт изучения и картирования. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 56 с.
- Заварицкий А. И.* Изверженные горные породы. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — 479 с.
- Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В.* и др. Хибинский щелочной массив. — Л.: Недра, 1972. — 176 с.
- Зарайский Г. П., Аксюк А. М., Девятова В. Н., Удоратина О. В., Чевычелов В. Ю.* Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. — С. 28–50.
- Заридзе Г. М.* Петрография. — М.: Недра, 1988. — 479 с.
- Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособие / Е. В. Склярков и др. / под ред. Е. В. Скляркова. — М.: Интермет Инжиниринг, 2001. — 288 с.
- Исаенко М. П., Боршианская С. С., Афанасьева А. В.* Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. — М.: Недра, 1986. — 382 с.
- Каргин А. В.* Среднепалеопротерозойский внутриплитный вулканизм восточной части Балтийского щита (на примере Печенгской (Кольский п-ов) и Онежской (Центральная Карелия) структур) // III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Улан-Удэ, 2006.
- Клюкин Ю. И.* О методике предварительного петрографического исследования газво-жидких включений на примере кристалла кварца // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. — С. 236–239.
- Коржинский Д. С.* (ред.). Метасоматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1978. — 218 с.
- Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1960. — 110 с.
- Кориневский Е. В.* PetroExplorer — новая компьютерная программа для хранения и расчета химических анализов минералов и горных пород // Тезисы докладов VI Международной школы по наукам о Земле им. Л. Л. Перчука. — Одесса, 2010. — С. 63–66.
- Кориневский Е. В.* Компьютерный инструментарий геолога. Петрохимические программы // Материалы VI Всероссийского совещания «Минералогия Урала — 2011». Сборник научных статей. — Миасс — Екатеринбург: УрО РАН, 2011. — С. 215–220.
- Короновский Н. В., Брянцева Г. В.* Общая геология в рисунках и фотографиях. Учебно-методическое пособие. — М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. — 398 с.
- Короновский Н. В., Демина Л. И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. — М.: Книжный дом «Университет», 2011. — 232 с.

- Костицын Ю. А.* Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2. — С. 26–34.
- Кочурова Р. Н.* Основы практической петрографии. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. — 176 с.
- Краснощекова Л. А.* Атлас основных типов магматических пород. Учебное пособие. — Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2012. — 128 с.
- Краткий справочник по геохимии / авт. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. — М.: Недра, 1977. — 180 с.
- Крейг Д., Воган Д.* Рудная микроскопия и рудная петрография. — М.: Мир, 1984. — 423 с.
- Кузин М. Ф., Егоров Н. И.* Полевой определитель минералов. — М.: Недра, 1974. — 232 с.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 386 с.
- Кузьмин В. К., Наумов М. В., Беляцкий Б. В.* Петрогеохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования субщелочных гранитоидов западной части Охотского массива // Записки ВМО. Ч. XXXIII. 2004. № 2. — С. 28–46.
- Кэмерон Ю. Н.* Рудная микроскопия: современные методы исследования рудных минералов под микроскопом / Ю. Н. Кэмерон; под ред. Ю. С. Бородаева. — М.: Мир, 1966.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие пороодообразующие минералы. — М.: Недра, 1974. — 248 с.
- Лучицкая М. В.* Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. — М., 2012.
- Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография) / гл. ред. О. А. Богатиков. — М.: Наука. Т. 1 — 1983. 767 с. Т. 2 — 1984. 415 с. Т. 3 — 1985. 487 с. Т. 4 — 1987. 375 с. Т. 5 — 1988. 512 с. Т. 6 — 1987. 439 с.
- Магматические формации СССР. В 2-х томах / гл. ред. В. Л. Масайтис — Л.: Недра, 1979. Т. 1. 319 с.; Т. 2. 279 с.
- Магматические формации: принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева — Л.: Недра, 1983. — 260 с.
- Маракушев А. А., Бобров А. В., Перцев Н. Н., Феногенов А. Н.* Основы кристаллооптики и пороодообразующие минералы. — М.: Научный мир, 2000. — 316 с.
- Маракушев А. А.* Петрография. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 320 с.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Минерально-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. — М.: Недра, 1992. — 315 с.
- Марин Ю. Б.* Метасоматические формации и их рудоносность. Ленинградский горный ин-т. — Л., 1989. — 96 с.
- Марин Ю. Б.* Основы формационного анализа. Учеб. пособие / Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). — СПб., 2004. — 138 с.

- Марин Ю. Б.* Петрография. Учебник. 2-е изд. — СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2015. — 408 с.
- Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Орлова М. П., Румянцева Н. А.* Магматические формации: основные принципы структурно-вещественного анализа и систематизации // Регион. геология и металлогения. 2009. № 40.
- Матвеев А. А., Соловов А. П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Учебник. — М.: КДУ, 2011. — 564 с.
- Месторождения металлических полезных ископаемых. Изд. 2-е / Авдонин В. В., Бойцов В. Е., Григорьев В. М., Семинский Ж. В., Солодов Н. А., Старостин В. И. — М.: Трикта, 2005. — 720 с.
- Методические рекомендации по определению возраста горных пород радиологическими (изотопными) методами. — Л.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1983. — 104 с.
- Методические рекомендации по организации и проведению геолого-минералогического картирования масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 280 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 000. Вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований. — Л.: Недра, 1971. — 400 с.
- Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Версия 1.2. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 163 с.
- Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.2. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 178 с.
- Методы минералогических исследований. Справочник / под ред. А. И. Гинзбурга. — М.: Недра, 1985. — 480 с.
- Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. — М.: Недра, 1984. — 464 с.
- Музафаров В. Г.* Определитель минералов, горных пород и окаменелостей. Справочное пособие. — М.: Недра, 1979. — 328 с.
- Наумов М. В., Кузьмин В. К.* Мафит-ультрамафитовые интрузии юго-востока Кольского полуострова // Регион. геология и металлогения. 2006. № 28. — С. 13-28.
- Овчинников Л. Н.* Прикладная геохимия. — М.: Недра, 1990. — 348с.
- Оптимальный выбор методов изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. — 48 с.
- Павлинов В. Н.* Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 1. Структурная геология. — М.: Недра, 1979. — 359 с.

- Парначёв В. П.* Основы геодинамического анализа. Учебное пособие. — Томск: Изд-во НТЛ, 2011. — 308 с.
- Перельман А. И.* Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989. — 528 с.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, изд. второе — 2008. — 200 с.; изд. третье — 2009. — 197 с.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / ред. В. С. Попов, О. А. Богатиков. — М.: Логос, 2001. — 768 с.
- Петрофизика. Справочник. В 3-х томах / ред. Н. Б. Дортман. — М.: Недра, 1992.
- Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях. Методические рекомендации. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991. — 98 с.
- Плечов П. Ю.* Методы изучения флюидных и расплавных включений. Учебное пособие. — М.: Изд-во КДУ, 2014. — 268 с.
- Плющев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981. — 262 с.
- Плющев Е. В., Шатов В. В., Ушаков О. П., Беляев Г. М.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1985. — 247 с.
- Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В.* Металлогения гидротермально-метасоматических образований. Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 354. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — 559 с.
- Пожиленко В. И.* Геологическое картирование с основами структурной геологии. Учебное пособие. — Мурманск: Мурманский государственный технический университет, 2008. — 243 с.
- Полевая геология. Справочное руководство. В 2-х кн. / под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. — Л.: Недра, 1989. Кн. 1: 400 с. Кн. 2: 455 с.
- Половинкина Ю. Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 1; Ч. 2. Т. 2. — М.: Недра, 1966. — 240 с.; 272 с.
- Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977. — 203 с.
- Пушкарев Е. В., Хазова Н. А.* Комплекс параллельных даек Хабаровинского массива: Спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. — С. 90-93.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. — М.: Изд-во «Иностранная литература», 1962. — 1132 с.
- Расчленение и корреляция магматических и метаморфических образований при крупномасштабном геологическом картировании. Таблицы диагностических признаков. — Л.: ВСЕГЕИ, 1988. — 96 с.

- Ремизов Д. Н.* Опыт геодинамического анализа петрогеохимических данных при геологическом картировании 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 масштабов // Регион. геология и металлогения. 2017.
- Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (цифровое издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-XVII (р. Танью). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. — 198 с.
- Рёддер Э.* Флюидные включения в минералах. В 2-х томах. — М.: Мир, 1987 Т. 1 — 560 с. Т. 2 — 632 с.
- Риттман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. Метод пересчета / А. Ритман; с доп. В. Готтини, У. Хьюерса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина. Пер. с англ. А. В. Лапина и И. К. Пятенко. — М.: Мир, 1975. — 288 с.
- Родионов Д. А.* Справочник по математическим методам в геологии. — М.: Недра, 1987. — 336 с.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры / под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1981. — 424 с.
- Рундквист Д. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. В.* и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 2. — С. 223–226.
- Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. — М.: Наука, 1989. — 204 с.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. Изд. 2. — Л.: Недра, 1973. — 392 с.
- Сизых А. И.* Оптический определитель важнейших минералов / А. И. Сизых, В. А. Буланов. — Иркутск: Иркут. ун-т, 2005. — 282 с.
- Сиротин К. М.* Определитель минералов. — М.: Высшая школа, 1970. — 264 с.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1976. — 688 с.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1989. — 326 с.
- Смолькин В. Ф.* Петрография магматических и метаморфических пород. — Мурманск: Изд-во МГТИ, 2003. — 281 с.
- Соболев Р. Н.* Методы оптического исследования минералов. Справочник. — М.: Недра, 1990.
- Соботович Э. В., Бартницкий Е. Н., Цюнь О. В., Кононенко Л. В.* Справочник по изотопной геохимии. — М.: Энергоиздат, 1982. — 241 с.
- Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. — Л.: Наука, 1970. — 312 с.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Т. Н. Чвилева, М. С. Безсмертная, Э. М. Спиридонов и др. — М.: Недра, 1988. — 504 с.

- Справочное пособие по кристаллическим породам России / редактор-составитель В. В. Жданов [Электронный ресурс] — СПб., ВСЕГЕИ (CD-ROM), 2004.
- Средние химические составы магматических горных пород / О. А. Богатиков, Л. В. Косарева, Е. В. Шарков. — М.: Недра, 1987. — 152 с.
- Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. — М., Академ. проект, 2004. — 512 с.
- Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. — М.: Изд.-во МГУ, 1997. — 304 с.
- Стефанова М. Петрохимия магматических пород. — М.: Мир, 1980. — 404 с.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. — М.: Недра, 1965. — 306 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. — 280 с.
- Толмачева Е. В., Великославинский С. Д. Термобарогеохимические исследования при регионально-геологических исследованиях и геологосъемочных работах с общими поисками в областях развития докембрия. Методические рекомендации. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. — 115 с.
- Требования к геохимической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая редакция) / А. А. Головин, О. С. Клюев, Г. М. Беляев при участии А. Н. Евдокимова. — М.: ИМГРЭ, 2005. — 40 с.
- Треггер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. — М.: Недра, 1980. — 208 с.
- Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. — М.: Недра, 1982. — 272 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. — М.: Мир, 1989. — 590 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Уч. пособие. — М.: Изд.-во МГУ, 1997. — 320 с.
- Хитрунов А. Т., Путалова Р. В. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность // Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986. — С. 171-177.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. — М.: Мир, 1975. — 505 с.
- Цейслер В. М. Формационный анализ. Учебник. — М.: Изд.-во РУДН, 2002. — 186 с.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. — М.: Госгеолтехиздат, 1956. — 245 с.
- Чини Р. Ф. Статистические методы в геологии. — М.: Мир, 1986. — 189 с.
- Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. — С. 40–50.

- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. — М. 1948. — 416 с.
- Штейнберг Д. С.* Структуры горных пород. — Свердловск: Изд-во Свердловского горного института, 1957.
- Экспериментальная и техническая петрология / Е. Н. Граменицкий, А. Р. Котельников, А. М. Батанова и др. — М.: Научный мир, 2000. — 415 с.
- Электронный петрографический справочник-определитель магматических, метаморфических и осадочных горных пород» [Электронный ресурс]. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. <http://rockref.vsegei.ru/petro/>
- Юбельт П., Шрайтер П.* Определитель горных пород. — М.: Мир, 1977. — 240 с.
- Юшко С. А.* Методы лабораторного исследования руд. 5-е изд. — М.: Недра, 1984.
- Batchelor R. A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chem. Geology*. 1985. Vol. 48. — P. 43–55.
- Bevins R. E., Kokelaar B. P., Dunkley P. N.* Petrology and geochemistry of Lower to Middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition // *Proc. Geol. Ass.* 1984. Vol. 95. — P. 337–347.
- Bodnar R. J.* Introduction to fluid inclusions // *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada., Short course series / Eds. I. Samson, A. Anderson, D. D. Marshall. 2003. — P. 1–8.
- Boynnton W.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // P. Henderson (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. — P. 63–114.
- Chappell B. W. & White A. J. R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. Vol. 8. — P. 173–174.
- Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. Vol. 42. — P. 1199–1212.
- Glassley W.* Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. Vol. 85. — P. 785–794.
- Hanan B. B., Graham D. W.* Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes // *Science*. 1996. Vol. 272. — P. 991–995.
- Harris N. B.W., Pearce J. A., Tindle A. G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / M. P. Coward, A. C. Ries (Eds.). *Collisions tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. Vol. 19. — P. 67–81.
- Hart S. R., Hauri E. N., Oschmann L. A. Whitehead J. A.* Mantle Plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. Vol. 256. — P. 517–520.
- Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A. et. al.* Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths // L. H. Ahrens (Ed.), *Origin and distribution of the elements*. 1968. Vol. I. Oxford, Pergamon. — P. 889–911.
- Janousek V., Farrow C. M., Erban V.* Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // *J. of Petrology*. 2006. Vol. 47(6). — P. 1255–1259.

- Kevrekidis E., Seymour K. St., Tombros S., Zhai D., Liu J., Zouzias D.* The Agios Georgios argentiferous galena deposit on Antiparos Island, Cyclades, Hellas and its relationship to the Paros leucogranite // *Neues Jahrbuch für Mineralogie — Abhandlungen*. 2015. Vol. 192(3). — P. 239–261.
- Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. № 174. — P. 235–255.
- Maniar P. D., Piccoli P. M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. of America Bull.* 1989. Vol. 101. — P. 635–643.
- Masuda A., Nakamura N., Tanaka T.* Fine structures of mutually normalised rare earth patterns of chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. Vol. 37. — P. 239–248.
- McDonough, W. F.; Sun, S.-S.; Ringwood, A. E.; Jagoutz, E.; Hofmann, A. W.* Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. 1990 *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 56. N 3. 1992. — P. 1001–1012.
- McDonough W. F., Sun S. S.* The Composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. — P. 223–253.
- Meschide M.* A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // *Chemical Geology*. 1986. Vol. 56. — P. 207–218.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. of Sci.* 1974. Vol. 274. — P. 321–355.
- Mullen E. D.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. — P. 53–62.
- Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. Vol. 38. — P. 757–775.
- Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. R. S. Thorpe. *Orogenic andesites and related rocks*, Chichester, England: John Wiley and Sons. 1982. — P. 528–548.
- Pearce J. A., and Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. — P. 290–300.
- Pearce J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 69. — P. 33–37.
- Pearce J. A., Harris N. B.W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. of Petrology*. 1984. Vol. 25. — P. 956–983.
- Pearce T. N., Gorman B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rock // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. — P. 121–132.

- Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58(1). — P. 63–81.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A.* PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology // Geochem. Geophys. Geosystems. 2005. Vol. 6. N 7.
- Philpotts A. R.* Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall Publishing Co. 1990.
- Rollinson H.* Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, England; John Wiley & Sons. New York. 1993. — 352 p.
- Shervais J. W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. — P. 101–118.
- Streckeisen A.* IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks. Lamprophyres, carbonatites and melilite rocks. Recommendations and suggestions // Neues Jahrbuch for Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen. 1978. Vol. 143. — P. 1–14.
- Streckeisen A.* Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks // Geotimes. 1973. Vol. 18. N 10. — P. 26–30.
- Streckeisen A.* To each plutonic rock its proper name // Earth. Sci. Rev. Intern. Mag. for Geo-Sci. Amsterdam. 1976. Vol. 12. — P. 1–33.
- Su Y., Langmuir C. H., Asimow P. D.* PetroPlot: A plotting and data management tool set for Microsoft Excel // Geochem. Geophys. Geosystems. 2003. Vol. 4. N 3.
- Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins (Saunders A. D., Norry M. J. Eds). Geological Society, London, Spec. Publ. 1989. Vol. 42. — P. 313–345.
- Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985.
- Thompson R. V.* British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. Vol. 18. — P. 49–107.
- Wakita H., Rey P., Schmitt R. A.* Abundences of the 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Pros. 2'd Lunar Sci. Conf. 1971. Pergamon Press, Oxford. — P. 1319–1329.
- Wilson M.* Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. London (Unwin Hyman). 1989. — 466 p.
- Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on

the British Tertiary Volcanic Province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. — P. 11–30.

*Wood D. A., Joron J. L., Treuil M., Norry M., Tarney J.* Elemental and Sr isotope variations in basic from Iceland and the surrounding ocean floor // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 70. — P. 319–339.

*Wood D. A., Joron J-L., Treuil M.* A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. — P. 326–336.

*Zindler A. and Hart S.* Chemical Geodynamics // *Annual Review of Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. — P. 493–571.



**ПРАКТИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**  
**Методические рекомендации**  
**по изучению магматических образований**  
**применительно к задачам Госгеолкарт**

---

Подписано в печать 18.03.2017. Формат 70×100/16.  
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 13,5. Печ. л. 10,5  
Заказ 51730000

---

Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А. П. Карпинского  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74  
Тел./ факс 328-90-71 [TMB@vsegei.ru](mailto:TMB@vsegei.ru)

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-9190, факс 321-8153