

ГЕОЛОГИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
АПАТИТА

---

---

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
(ВНИИгеолнеруд)

---

---

ГЕОЛОГИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
АПАТИТА,  
МЕТОДИКА  
ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
И ПОИСКОВ

---

---

Главный редактор А. С. Зверев  
Ответственный редактор Р. М. Файзуллин



МОСКВА «НЕДРА» 1980

**Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков/М-во геологии СССР. Всесоюз. науч. исслед. ин-т геологии неруд. полезн. ископаемых. Под ред. А. С. Зверева и Р. М. Файзуллина.— М.: Недра, 1980.— 267 с.**

В книге освещены основные методы прогнозно-металлогенических и поисковых работ на апатиты, которые могут быть использованы при исследованиях различного масштаба. Приведены сведения по промышленным и перспективным типам апатитовых руд, их технологической оценке и комплексному использованию. Рассмотрены принципы и методы количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд и геолого-экономической оценки проявлений апатита на стадиях прогнозирования и поисков.

Для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и оценкой месторождений апатита различного формационно-генетического типа.

Табл. 22, ил. 15, список лит.— 259 назв.

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института геологии нерудных полезных ископаемых.

Г 20803—144  
043(01)—80 1904050000

© Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ВНИИгеолнеруд), 1980

## От главного редактора

XXV съездом КПСС поставлена большая задача по осуществлению последовательной и всесторонней химизации сельского хозяйства и в первую очередь по удовлетворению его минеральными удобрениями, особенно фосфорными. Практическое ее решение требует проведения геологоразведочных работ на фосфатное сырье и прежде всего опережающих прогнозно-поисковых исследований с целью скорейшего расширения минерально-сырьевой базы промышленности химических удобрений, улучшения ее географии и выявления новых месторождений высококачественных и легкообогатимых руд. Немаловажные факторы успешного выполнения указанной задачи — разработка и создание теоретических и методических основ прогнозирования и поисков месторождений апатита.

Со времени открытия хибинских месторождений опубликованы сотни научных статей и монографий, посвященных различным проблемам геохимии и минералогии фосфора, геологии и классификации месторождений апатита, описанию апатитоносных геологических формаций и главнейших апатитоносных регионов; небольшое количество публикаций затрагивало вопросы прогнозирования и поисков месторождений отдельных генетических типов, качественной и количественной их оценки, требований промышленности к качеству апатитового сырья, путей его использования и др. Но, к сожалению, все эти вопросы до сих пор не были систематизированы в едином труде. Предлагаемая книга — первое монографическое обобщение материалов и опыта главным образом самих авторов.

Работа состоит из трех частей. В первой части приведены сведения по физико-химическим свойствам фосфора, его минералогии и геохимии в эндогенном и метаморфогенном процессах и в зоне выветривания, рассмотрены требования промышленности к качеству апатитового сырья и пути его использования. Эти данные ранее совместно не публиковались.

Во второй части кратко рассмотрены апатитоносные провинции СССР и зарубежных стран, изложены сведения по строению, составу и металлогении апатитоносных геологических формаций, предложена их группировка по тектоническому режиму и степени продуктивности; охарактеризованы промышленные типы месторождений апатита всех продуктивных формаций — щелочных, базитовых, метаморфогенных и коры выветривания. В заключение описаны промышленные и перспективные типы апатитовых руд, дана их технологическая и комплексная оценка.

Многие положения этой части, особенно касающиеся групп

пировки апатитоносных формаций и связанных с ними месторождений апатита, районирования территории СССР и зарубежных стран по апатиту и ряд других, разработаны впервые и, очевидно, в некоторых аспектах дискуссионны. Тем не менее они, на наш взгляд, способствуют дальнейшему развитию исследований в области геологии месторождений апатита, закономерностей их размещения и поисковых критерии. Некоторые из затронутых вопросов, как, например, генезис ряда формаций и месторождений, не имеют пока однозначного решения. Однако освещение их представляется оправданным в связи с необходимостью привлечь внимание геологов к изучению этой сложной проблемы.

Третья часть книги — методическая, основным ее разделам предшествует глава теоретического плана, освещающая принципы и методы прогнозирования, поисков месторождений апатита и построения разномасштабных прогнозных карт. Непосредственно само описание методики дифференцировано по информационному признаку и подстадиям прогнозно-поисковых работ: методика прогнозирования — обзорный, региональный и локальный прогноз; методика поисков — общие, детальные поиски и поисково-оценочные работы. В соответствии с этими подстадиями раздельно рассмотрены месторождения апатита, связанные с щелочными, ультраосновными щелочными, щелочно-габброидными, базитовыми, метаморфогенными формациями и формацией коры выветривания.

В этой же части освещены вопросы опробования апатитовых руд при поисках и методы их лабораторного анализа, количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд и геолого-экономической оценки проявлений апатита на стадиях прогноза и поисков. В целом третья часть работы представляет собой оригинальное и ценное методическое пособие. Несомненно, последуют дальнейшая доработка некоторых его разделов и проведение дополнительных исследований. Однако уже сейчас многие положения третьей части требуют скорейшей реализации в практике прогнозно-поисковых работ.

Оценивая работу в целом, необходимо выделить главное ее достоинство — органическую взаимосвязь обширного фактического материала и теоретических представлений, служащих основой прогнозирования и поисков месторождений апатита, с методическими разработками, базирующимися на этом фундаменте. Вместе с тем, следует указать на недостаточную проработку ряда вопросов, дискуссионность и условность некоторых положений, в связи с чем авторами с благодарностью будут восприняты конструктивные замечания и предложения, способствующие уточнению затронутых вопросов как по геолого-металлогеническим основам прогнозирования и поисков, так и по методическим разработкам.

A. C. Зверев

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В СССР и зарубежных странах наблюдается бурное развитие промышленности фосфорных минеральных удобрений. В капиталистических и развивающихся странах среднегодовые темпы прироста потребления фосфатного сырья за последние 10 лет составляют 8—9%; к 2000 г. предполагается их увеличение по сравнению с 1970 г. в 2,5 раза. В Советском Союзе за 1961—1975 гг. производство фосфатного сырья увеличилось в 4,4 раза и составило в 1975 г. около 11 млн. т в пересчете на 100% Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. По ориентировочным расчетам к 1980 г. потребность народного хозяйства в нем возрастет в 1,2—1,3 раза. Большая ее часть (65%) по-прежнему будет покрываться за счет хибинского апатитового концентрата, являющегося ценным сырьем для промышленности фосфорных удобрений и пользующегося почти неограниченным спросом на мировом рынке.

По разведанным и прогнозным запасам фосфатных руд СССР наряду с Марокко, Австралией и США занимает одно из ведущих мест; по запасам же апатита (свыше 3,5 млрд. т Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) Советский Союз занимает главенствующее положение. Однако развитие отечественной фосфатно-туковой промышленности сдерживается из-за ряда неблагоприятных обстоятельств: 1) неравномерного размещения сырьевой базы — все запасы фосфатных руд сосредоточены на территории РСФСР (59,4%), из них 70% на Кольском полуострове, Казахской ССР (36,2%) и Эстонской ССР (4,4%); 2) ограниченного числа крупных месторождений с высококачественными рудами и благоприятными экономическими и горнотехническими условиями; 3) отсутствия рациональных методов обогащения и переработки руд ряда месторождений.

Таким образом, основные сельскохозяйственные районы страны (Украина, Поволжье, Западная Сибирь, Средняя Азия, Дальний Восток), на которые приходится около 68% всех посевых площадей и где проживает 70% населения, недостаточно или вообще не обеспечены местным сырьем. Резерв легко открываемых месторождений апатита практически исчерпан в Карело-Кольском регионе, где главные усилия разведчиков недр направлены сейчас на оценку глубоких горизонтов известных залежей и на поиски апатитопроявлений, не выходящих на современный эрозионный срез.

Следовательно, для достижения намеченных масштабов производства необходимо открытие и вовлечение в разведку новых месторождений апатита, в первую очередь вблизи действующих

горнодобывающих предприятий, в экономически освоенных или подлежащих в ближайшее время освоению районах. Оперативное решение этой проблемы невозможно без предварительной разработки вопросов теории и методов прогнозирования и поисков месторождений апатита. Указанной задаче и посвящена настоящая работа.

Богатый опыт советских геологов в области металлогенического анализа позволил установить закономерности размещения различных видов полезных ископаемых в ходе геологического развития отдельно взятого региона и с конкретными геологическими объектами, возникшими в тот или иной отрезок времени. Фактический геологический материал последних десятилетий убеждает в том, что апатитовые и комплексные апатитсодержащие месторождения не являются исключением из этого правила, тем более что в большинстве из них апатит в преобладающих или подчиненных количествах присутствует совместно с другими промышленными компонентами (железом, редкими, редкоземельными элементами и др.). Успехи прогнозных построений и поисков в неменьшей мере зависят также от глубины наших знаний о физико-химических причинах, обусловливающих миграцию, концентрацию и рассеяние фосфора в земной коре, об особенностях геологического строения разных морфогенетических типов месторождений апатита и основных факторах, контролирующих размещение апатитового оруденения. Все эти данные (части I и II), взятые в совокупности, послужили основой для разработки прогнозно-поисковых предпосылок и признаков месторождений апатита, методики их прогнозирования и поисков (часть III).

Накопленный фактический материал по различного типа месторождениям, апатитоносным формациям и провинциям не позволяет с одинаковой детальностью раскрыть их характерные особенности, что связано с различной степенью изученности объектов. По этой же причине с неодинаковой полнотой написаны отдельные разделы в методической части. К числу спорных, а поэтому не всегда одинаково трактуемых в геологии фосфатов вопросов, относится ряд терминологических понятий. Во избежание разнотечения авторы сочли необходимым дать некоторым терминам пояснения в редакции, принятой в настоящей монографии.

*Апатитоносная провинция* — обособленный сравнительно крупный элемент земной коры (складчатая область, зона активизации и др.) или его часть, характеризующиеся проявлением апатитовой минерализации различного формационно-генетического типа, образовавшейся в течение одного или нескольких тектономагматических циклов (металлогенических эпох). Апатитоносные провинции по степени перспективности объединяются в три группы: 1) перспективные, в пределах которых развиты весьма продуктивные и продуктивные апатитоносные геоло-

гические формации, имеются весьма крупные, крупные или средние месторождения апатита (разрабатываемые, разведанные, разведуемые и др.) или промышленного значения рудопроявления (находящиеся в стадии поисковой оценки), а также имеется совокупность всех предпосылок и признаков, указывающих на возможность значительного прироста запасов  $P_2O_5$ . О результате доизучения флангов и (или) глубоких горизонтов известных месторождений, или открытия новых промышленных объектов с богатыми и легкообогащимися рудами; 2) малоперспективные, в пределах которых распространены в основном малопродуктивные апатитоносные формации, связанные с рудопроявлениями апатита и комплексными месторождениями, несущими апатит в качестве сопутствующей (обычно убогой) примесей; имеющиеся геологические данные (поисковые критерии) не позволяют ожидать открытия промышленных собственно апатитовых месторождений; 3) с неясными перспективами и прогнозируемыми, в пределах которых развиты апатитоносные геологические формации различной продуктивности, характеризующиеся слабой изученностью; в связи с ними известны рудопроявления апатита или точки минерализации, однако имеющиеся геологические данные недостаточны для однозначного определения масштабов апатитового оруденения.

*Апатитоносная металлогеническая зона* — тектоническая структура с характерным для нее комплексом формаций, возникшим в один из этапов развития складчатой системы или чехла платформы; характеризуется проявлением апатитовой минерализации различного генетического типа, возраста, но близкой формационной принадлежности. В плане она обычно совпадает со структурно-формационной зоной.

*Апатитоносный (рудный) район* — структурно обособленная часть апатитоносной зоны, характеризующаяся преимущественным развитием апатитовых и (или) комплексных апатитсодержащих месторождений одной апатитоносной рудной формации; реже выделяются районы с развитием нескольких различных в генетическом отношении рудных формаций, наличие которых обусловлено проявлением в пределах одной структуры (или элемента структуры) двух и более разновозрастных апатитоносных геологических формаций.

*Апатитоносный узел* — обособленная часть рудного района с наличием структурно взаимосвязанных рудных полей или отдельных месторождений и рудопроявлений одной рудной формации.

*Апатитоносное (рудное) поле* — часть апатитоносного узла или района, включающая группу месторождений, связанных общностью происхождения и единством рудоконтролирующей геологической структуры.

*Апатитоносная формация* — геологическая формация (магматическая, метаморфогенная или коры выветривания), содер-

жащая генетически (или парагенетически) связанные с ней скопления апатита. Апатитоносные формации по степени продуктивности объединяются в четыре группы: 1) весьма продуктивные, с которыми связаны освоенные и разведанные весьма крупные, крупные и средние месторождения апатита; 2) продуктивные, в составе которых известны разведочные средние и мелкие месторождения, а также перспективные проявления апатита; 3) малопродуктивные, включающие только мелкие месторождения и рудопроявления апатита, не имеющие самостоятельного практического значения; 4) с неясной продуктивностью, характеризующиеся иногда повышенной фосфороносностью отдельных комплексов горных пород (по данным химического анализа), наличием слабо изученных немногочисленных проявлений апатита и точек минерализации с невыясненными масштабами оруденения.

**Фосфороносная рудная формация** — группа апатитовых и (или) комплексных апатитсодержащих месторождений или рудопроявлений со сходным минеральным составом, образовавшихся в близких геологических условиях, независимо от времени их возникновения.

**Месторождение апатитовых руд** — природное скопление кондиционных или близких к ним по содержанию  $P_2O_5$  апатитовых или комплексных апатитсодержащих руд, достаточное по запасам для промышленной разработки. Месторождения делятся на промышленные, эксплуатация которых рентабельна при существующих технико-экономических условиях, и непромышленные — их отработка нецелесообразна по технологическим, экономическим или горнотехническим причинам. Последние при усовершенствовании технологии и снижении кондиций могут перейти в категорию промышленных объектов.

По величине запасов  $P_2O_5$  (в миллионах тонн) месторождения подразделяются на весьма крупные (более 100), крупные (50—100), средние (10—50) и мелкие (менее 10).

**Апатитовые руды** — минеральный агрегат, содержащий кристаллы апатита размером не менее 40 мкм\* в таком количестве и в такой форме, когда технологически возможно и экономически целесообразно их извлечение в концентрат. Апатитовые руды по содержанию  $P_2O_5$  делятся на богатые (более 18%), среднего качества (8—18%), бедные (5—8%) и убогие (3—5%). В комплексных рудах апатит может присутствовать в качестве: 1) главного компонента или одного из главных, 2) второстепенного компонента и 3) сопутствующей (обычно незначительной) примеси.

**Критерии поисковые** — теоретические положения и фактические геологические данные, указывающие на возможность об-

наружения месторождений апатита. Критерий в свою очередь разделяются на предпосылки и признаки.

**Предпосылки поисковые** — теоретические положения о связи фосфорного оруденения с определенными геологическими объектами и геологическими процессами, обуславливающими формирование месторождений апатитовых и (или) комплексных апатитсодержащих руд.

**Признаки поисковые** — это конкретные геологические факты, указывающие на присутствие апатитовой минерализации. По степени информативности они подразделяются на прямые (непосредственные проявления апатитовых руд) и косвенные (околорудно измененные породы, геофизические, геохимические аномалии и др.).

Работа выполнена коллективом сотрудников ВНИИгэолинеруда при широком участии специалистов других производственных и научно-исследовательских организаций Министерства геологии СССР — Северо-Западного, Западно-Сибирского, Красноярского, Иркутского, Якутского, Дальневосточного территориальных геологических управлений, Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья (ВИМС), Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Дальневосточного института минерального сырья (ДВИМС), Института минеральных ресурсов (ИМР), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), Всесоюзного научно-исследовательского института ядерной геофизики и геохимии (ВНИЯГГ), Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья (ГИГХС), Академии наук СССР — Кольского и Якутского филиалов Сибирского отделения, Института геологии и геофизики Сибирского отделения (ИГиГ), Министерства высшего и среднего специального образования РСФСР — Иркутского политехнического института, Ленинградского горного института, Новосибирского института народного хозяйства.

При составлении работы использованы публикации по различным вопросам геологии месторождений рудных инерудных полезных ископаемых, а также опыт глобальных, региональных и локальных металлогенических (минерагенических) и прогнозно-металлогенических исследований, изложенный в классических трудах С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова, А. Д. Щеглова, И. Г. Магакьяна, А. А. Кухаренко, Д. В. Рундквиста, Р. М. Константинова и других исследователей.

В процессе исследования много ценных критических замечаний и полезных советов получено от В. Н. Москалевой,

\* Такие руды могут обогащаться методом флотации. (Отв. ред.)

М. П. Орловой, И. Л. Шаманского, В. М. Борзунова, В. А. Полянина, Э. А. Еганова, В. В. Буркова, А. А. Плеханова, И. Н. Тихвинского, А. А. Конева, Р. И. Павлова, И. А. Ефимова, А. И. Кринари, Б. Ф. Горбачева, В. М. Головкова, М. М. Язмира, С. А. Докучаева, В. А. Большова, В. Н. Мошкина, Т. Н. Ивановой, Н. К. Дмитренко, М. А. Свирского, Н. М. Чумаченко и А. Р. Энтина, за что авторы выражают им искреннюю признательность.

Большую помощь в техническом оформлении работы к изданию оказали В. И. Вяткин, Р. И. Подборонова Ю. Н. Никитин, В. Д. Савельева, Т. Ю. Борисова и С. Г. Сорока. Всем указанным товарищам авторы глубоко благодарны.

## Часть I

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОСФОРЕ

#### Глава I

##### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФОСФОРА, ЕГО ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

###### 1. Важнейшие физико-химические свойства фосфора

Фосфор в природных условиях рассматривается как моноизотоп —  $^{31}\text{P}$ , относительный процент в естественном веществе 99,99 [256]. Изотопы  $^{28}\text{P}$ ,  $^{29}\text{P}$ ,  $^{30}\text{P}$  и  $^{34}\text{P}$  имеют периоды полураспада от 0,28 до 152 с,  $^{32}\text{P}$  и  $^{33}\text{P}$  — соответственно 14,22 и 24,8 сут; последние два изотопа в количестве до 0,001 атома на 1 см<sup>3</sup> могут присутствовать в атмосфере в результате воздействия на  $^{31}\text{P}$  космических лучей [131]. Эти же изотопы возникают в литосфере при распаде актиноидов:  $^{31}\text{P}$  ( $\eta$ ,  $v$ )  $^{32}\text{P}$ ,  $^{35}\text{Cl}$  ( $\eta$ ,  $\alpha$ )  $^{32}\text{P}$  [31].

Фосфор — распространенный элемент солнечной системы: в атмосфере Солнца атомы его составляют  $1,3 \cdot 10^{-3}\%$  от всех атомов. Металлическая часть метеоритов содержит в среднем 0,22% фосфора, сульфидная — 0,31% и силикатная — 0,016% [256]. Кларк фосфора для земной литосферы, по данным разных авторов, 850—950 г/т [32, 175 и др.]. Ядерный спин  $^{31}\text{P} = -\frac{1}{2}$  ( $\eta/2\Pi$ ), электронный квадрупольный момент отсутствует, магнитный дипольный момент ( $\mu$ ) составляет +1,1317 ядерного магнетона.

Таким образом, химия фосфора определяется участием в его соединениях слабых дополнительных П-связей от  $d$ -электрона, которые неравнозначны G-связям, создают энергетическое неравенство связей в комплексах и полимерах, а в конечном итоге приводят к высокой подвижности элемента в природных условиях.

Наиболее устойчивы в нормальных условиях соединения пятивалентного фосфора —  $\text{SP}^3$  (направление связей тетраэдрическое). Элементарный фосфор в виде белой разновидности кубической сингонии должен присутствовать в метеоритах [258]. Температура его плавления 317,4° К, кипения — 696° К, что ниже, чем для серы и мышьяка. Элементарный фосфор, большинство фосфинов,  $\text{PH}_3$ , соединения типа  $\text{PSF}_3$ ,  $\text{P}_4\text{S}_5$  и т. д. легко окисляются по цепной реакции, переходя в окисел  $\text{P}_4\text{O}_{10}$  [31].

Малая устойчивость точек разветвления Р—О—Р препятствует образованию каркасных структур типа кремнекислородных на основе иона  $\text{PO}_4^{3-}$ ; в солевых, силикатных расплавах и водных растворах этот ион фиксируется в составе одиночных комплексов. Он активно поглощается водой, где чрезвычайно подвижен в результате разрушения одной из связей Р—О и захвата сильно ионизированного иона  $\text{H}^+$ .

В естественных условиях фосфор образует в основном ортофосфаты; пиофосфаты распространены исключительно в органическом веществе, твердые растворы фосфора в металлах и сульфидах типичны для метеоритов. При расчетах для иона  $\text{PO}_4^{3-}$  могут быть приняты следующие константы: теплота

$$\text{образования } \Delta H^\circ_{298} = 306,9 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}}; \Delta Z^\circ_{298} = 245,1 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}}; \text{энтропия}$$

$$S^\circ_{298} = -52 \frac{\text{кал}}{\text{моль} \cdot ^\circ\text{C}}$$

В целом фосфор определяется как моноизотоп средней распространенности, подвижный в условиях верхних сфер Земли и рассеянный в ее природных образованиях, имеющий малое число устойчивых естественных неорганических соединений и большое число органических.

## 2. Кристаллохимия и минералогия фосфора

Резкие различия поведения фосфора в естественном органическом и неорганическом веществе определяются общими структурными различиями этих основных типов соединений. В разветвлениях углеводородных молекул органических соединений сложная компенсация связей снижает напряжения в структурах самых разных ортофосфатов и допускает появление пиофосфатов. Именно последние в процессе гидролиза обеспечивают своего рода «медленное горение» — перенос энергии в живых тканях, а также естественное деление и соединение молекул ДНК. Концентрируется фосфор в костных тканях, в некоторых видах бактерий и планктона. Он активно захватывается органическим веществом, транспортируется с ним и накапливается в осадках.

В относительно жестких неорганических структурах неуваженность связей от иона  $\text{P}^{5+}$  и комплекса  $\text{PO}_4^{3-}$  оказывается во многих вариантах разрушительной. Если природных неорганических соединений фосфора известно несколько тысяч, то неорганических — немногим более 200 (на 1/1 1976 г. — 217 минералов). Кроме того, распространенность минералов фосфора неравнозначна: от общего количества природных фосфатов в земной коре апатит составляет 96%, монацит, ксенотит — 2%, амблигонит, вивианит — 1%, вавеллит, варисцит, пироморфит, триплит — 0,5%, все прочие соединения — 0,5%. Эта оценка,

безусловно, приблизительна; возможна, например, широкая распространенность в самых разных приповерхностных илистых осадках тонкодисперсных вивианита, вавеллита и аморфных фосфатов, учесть которую пока нельзя.

Распределение соединений фосфора по основным типам геологических образований следующее: магматические и метаморфические комплексы — апатит, монацит и ксенотит; собственно гранитные пегматиты — 20 нормальных бессодержащих фосфатов; гидротермалиты — от 140 нормальных, нормальных водных, водных с галогеном фосфатов; поверхностные отложения и коры выветривания — свыше 200 соединений, т. е. в последнем случае добавляются кислые водные фосфаты (монетит, брушист и др.).

В стеклах вулканических пород предполагается наличие комплекса  $\text{Al}^{3+}\text{P}^{5+}\text{O}_4^{2-}$ , во многом подобного  $2\text{Si}^{4+}\text{O}_2^{2-}$ . Минерал берлинит ( $\text{AlPO}_4$ ) имеет, как и кварц, тридимитовую и кристобалитовую форму, однако в кристаллических алюмосиликатах и силикатах изоморфное вхождение фосфора благодаря полимеризации кремнекислородных радикалов ограничено. В большинстве силикофосфатов присутствуют независимые комплексы  $\text{Na}_3\text{PO}_4$  —  $\text{NaH}_2\text{PO}_4$  (ломоносовит, вуниемит и др.). Изоморфизм  $[\text{PO}_4] \rightarrow [\text{SO}_4]$  наблюдается в природных условиях (вудхаузит и пр.), изоморфизм  $[\text{PO}_4] \rightarrow [\text{VO}_4]$  и  $[\text{PO}_4] \rightarrow [\text{AsO}_4]$  крайне ограничен, изоморфизм  $[\text{PO}_4] \rightarrow [(\text{OH})(\text{CO}_3)]$  проявлен только в минералах группы апатита.

Все собственно фосфатные руды промышленных месторождений сложены наиболее устойчивым природным соединением — апатитом. Кристаллохимические его особенности подробно освещены в сводных работах [31, 255, 256]. Минерал гексагонально-дипирамидальный,  $\text{Ca}_{6,2} \text{P}_{6,3/m}; Z=2$ . Разворнутая формула со всеми возможными изоморфными замещениями  $(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{TR}, \text{Th}^{4+}, \text{U}^{4+}, \text{Na}, \text{K}, \text{H})_{10} \times (\text{P}, \text{C}, \text{S}, \text{Al})_6\text{O}_{24} (\text{F}, \text{OH}, \text{Cl}, \text{CO}_3^{2-}, \text{O}^{2-})_2$ .

Устойчивость соединений группы апатита определяется общей сложной компенсацией связей в элементарной ячейке, смещениями добавочных анионов и сверхструктурными. В редкоземельных разновидностях возможен изоморфизм вычитания по схеме  $\square_3\text{Ca}_3 \text{Nd}_4(\text{PO}_4)\square_2$ . В низкотемпературных карбонатапатитах предполагается наличие ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  в группе добавочных анионов [49, 255]. Допускается также неизоструктурное вхождение карбонатной составляющей [252], присутствие воды и углекислоты между доменами [71].

В магматических, метаморфических и многих осадочных комплексах пород распространены фторапатит и фтор-гидроксилапатит, в свежих осадках и корах выветривания — фторкарбонатапатит, в органическом веществе (зубная эмаль, костный апатит и др.) — гидроксилапатит. Зависимости физических свойств апатита (плотности, показателей светопреломления, па-

Таблица 1

Средние содержания фосфора (в %)  
в магматических породах главных типов

Петрографические типы пород	Источники				
	Р. Дэли, 1936 г.	А. Н. Заварицкий [81]	А. П. Виноградов [32]	В. И. Герасимовский, А. И. Поляков [48]	О. А. Воробьев, 1971 г.
Оливиниты, перидотиты, дуниты	0,016	—	0,017	—	—
Пикриты	0,086	—	—	—	—
Габбро	0,121	—	0,140	—	—
Базальты	—	0,194	0,140	—	—
Мельтейгиты, ийолиты, уртины	—	—	—	—	0,345
Нефелиновые базальты, нефелиниты	—	0,426	—	0,283	—
Фергусит	0,295	—	—	—	—
Лейцитовые базальты, лейцититы	—	0,271	—	0,362	—
Нефелиновые сиениты	0,104	—	—	—	0,069
Сиениты	0,090	—	—	—	—
Трахиты	—	0,101	—	—	—
Диориты	0,110	0,108	—	—	—
Андерзиты	0,110	—	—	—	0,060
Граниты	0,073	—	—	—	—
Кислые эфузивы	0,040	—	—	—	—

ние элементарного фосфора в ранних фациях кальцитовых карбонатитов 1,4%.

Появление апатит-нефелиновых пород хибинского типа объясняется небольшим смещением состава исходных нефелиновых расплавов в область фонолитов [71]. Последнее приводит к расширению поля кристаллизации нефелина, накоплению в магматическом остатке компонентов апатита и летучих, а также к формированию в конечном итоге позднемагматических (фузивных) апатит-нефелиновых месторождений. Дифференцированность и признаки медленной кристаллизации мельтейгит-уртилов характерны для Хибин (рис. 2).

В карбонатитах предполагается чисто метасоматическое развитие апатита в тыловой зоне сложной метасоматической колонки [53], а также выдвинута гипотеза о существовании особых интрузивных тел кальцит-апатит-магнетит-форстеритовых пород (камафоритов) одновременно с близкими по составу метасоматическими образованиями [51]. Предложена, кроме того, гипотеза о развитии над магматическими «столбами» вследствие притока глубинных флюидов крупных высокотемпературных карбонатитовых очагов, в пределах которых апатит кри-

раметров элементарной ячейки) от содержания отдельных изоморфных примесей наиболее точно определены на искусственных кристаллах и приведены в работе Меллера [256]. Температура плавления апатита 1612–1670° С.

### 3. Геохимия фосфора в магматическом процессе

В процесс литогенеза в год вовлекается около  $1 \cdot 10^7$  т элементарного фосфора, в том числе в результате сноса вещества континентальных основных эфузивов примерно  $8 \cdot 10^6$  т. Базальтоидные магмы — общепризнанные продукты частичного плавления мантийного вещества и нижних зон литосферы. Таким образом, очевиден приток фосфора из недр к поверхностным участкам земной коры.

Согласно А. Н. Заварицкому [81], фосфор — типичный элемент подвижных отщеплений (эманиаций) магматических очагов. При общем сопоставлении средних содержаний фосфора в разных магматических породах не чувствуется потери части элемента интрузивными аналогами по сравнению с эфузивными, однако на конкретных сериях, в пределах определенных регионов, такая зависимость отмечается [82]. Среди эфузивов наиболее богаты фосфором кимберлиты (0,236%), нефелиновые базальты рифтовых зон (0,283%) [48] и лейцитовые базальты. Систематически повышенны содержания фосфора также в нормальных основных лавах по сравнению с андезитами, фонолитами и трахитами (табл. 1).

Максимальная насыщенность фосфором щелочных габброидов представляется закономерной (рис. 1). Зависимости в магматических породах между содержаниями фосфора и ряда других петрогенных компонентов подтверждаются корреляционным анализом для отдельных серий [61].

В магматических породах содержание рассеянного в силикатах фосфора 0,002–0,008% [71]. Известно, что тонкораспыленный апатит (0,1–4 мкм) в нефелине, пироксене и сфеине может составлять до 0,2% (0,034% Р). Все содержания фосфора выше 0,1% в поликристаллических породах определяются присутствием апатита (4 мкм — 2 мм).

Накопление и сохранение фосфора в глубинных щелочных базальтоидных магмах объясняется низкой фугитивностью летучих [111], низким уровнем полимеризации кремнекислородных радикалов [242], высокой вероятностью появления сиботаксических групп и комплексов  $\text{AlPO}_4$ , высоким содержанием сильных катионов (комплекс  $\text{Me}_3^+\text{PO}_4$ ) и щелочно-карбонатным составом глубинной флюидной фазы ( $\text{CO}$  отбирает  $\text{PO}_4^{3-}$  у металлов). В соответствии с изложенным фосфор концентрируют и собственно карбонатные магматические отщепления, дающие начало формированию карбонатитов. Среднее содержа-

сталлизуется как из расплава, так и одновременно — в ходе метасоматической переработки силикатной «рамы» [71]. Широко известны апатитовые месторождения, связанные с карбо-

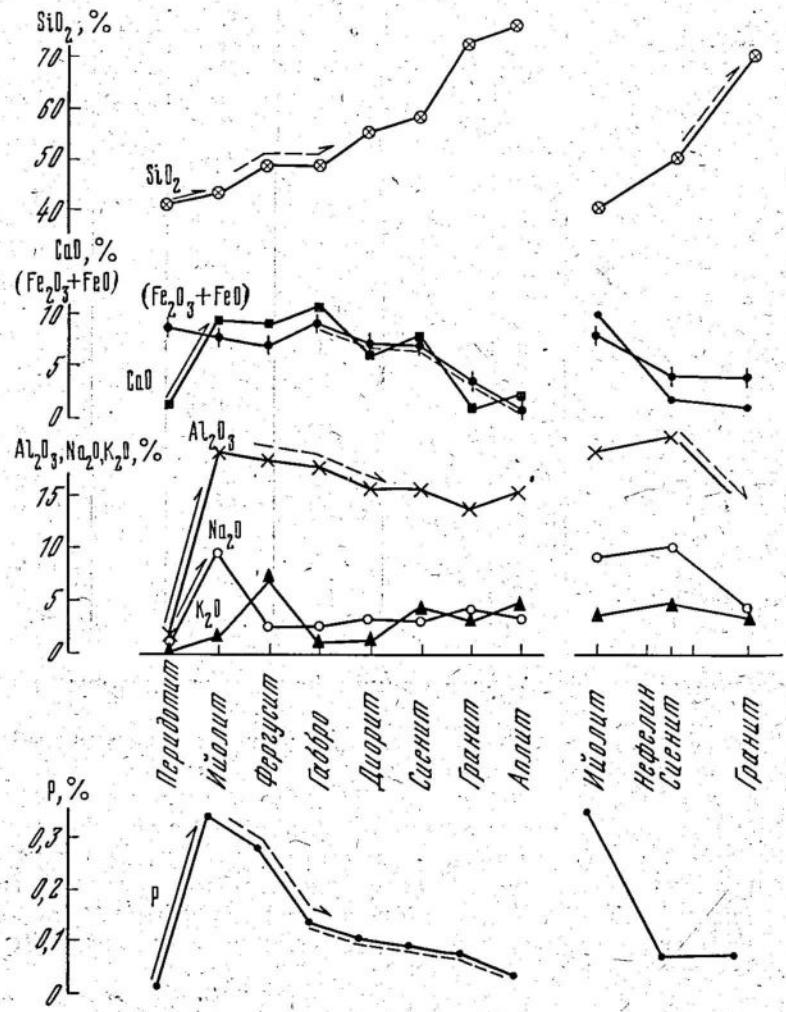


Рис. 1. Зависимость средних содержаний фосфора от состава магматических пород

натитами (Ковдорское, Ессея, Палабора и др.). Закономерно появление апатитопроявлений при взаимодействии носителей эндогенного фосфора (мельтейгит-урититов) и карбонатитовых отщеплений (Салланлатва, Песочный и др.).

Потенциальными источниками фосфора для формирования промышленных месторождений комплексных апатитсодержащих руд служат также основные магмы (см. табл. 1). По ана-

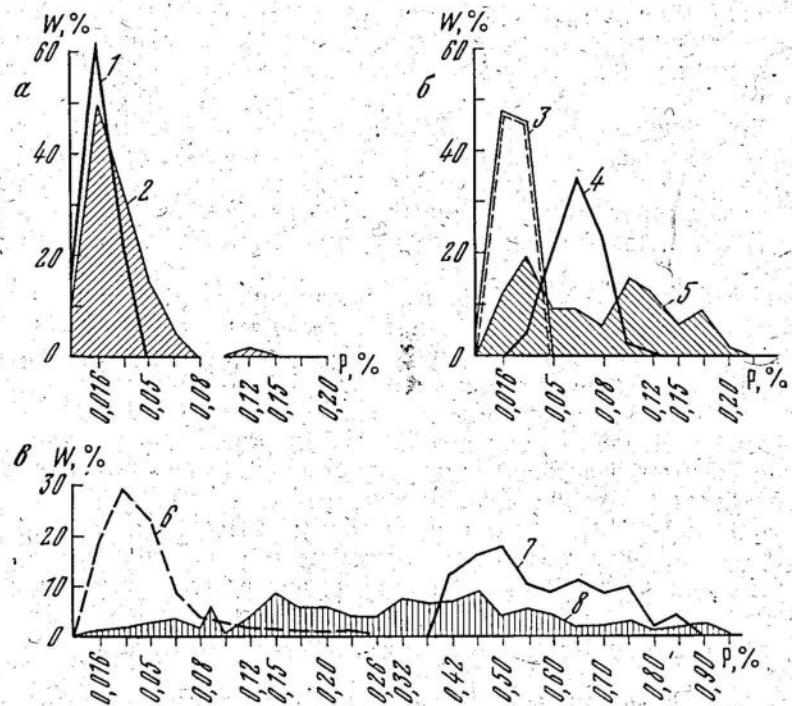


Рис. 2. Зависимость от степени дифференцированности пород ( $W$ ) содержания фосфора ( $P$ ) в магматических породах:

*a:* 1 — оливиниты щелочных — ультраосновных массивов Кольского региона, 2 — расслоенных ультрабазитах габбродиальных массивов того же региона; *b:* 3 — однотипных сланцитах комплекса Соустова, 4 — трахитондных хибинитах Хибин со слабо выраженной дифференциацией, 5 — фойянитах резко расслоенного комплекса-плутона фойянитов — луявритов — уртилов Ловозера; *c:* 6 — недифференцированных мелкозернистых пироксенитах Африканского массива, 7 — слабо дифференцированных мельтейгитах Салмагорского массива, 8 — резко дифференцированных трахитондных ийолитах (мельтейгит-урититах) горы Куэльпор (Хибины)

логии с грубозернистыми, несколько подкисленными уртилитами — ийолитами высокотемпературные проявления апатита связаны с дифференцированными массивами габбро-анортозитов (м-ния Стремигородское, Кручининское, Джугджурская группа).

Смещение состава основных магм в ультрабазитовую область вызывает, видимо, более резкое отторжение флюидной фазы вместе с несиликатными дифференциатами. В подобных случаях следует ожидать появления обогащенных фосфором высокотемпературных рудных месторождений со следами интенсивной метасоматической переработки (Волковское месторождение).

Основные породы по сравнению с щелочными габброидами значительно более широко распространены, причем в разной геологической обстановке. В связи с этим представляет интерес перераспределение в них фосфора под воздействием гранитных интрузий (Ошурковское месторождение?). Любопытна, в частности, возможность магматического сброса фосфора с темноцветными и рудными компонентами при контаминации габброидов и гранитов.

Обогащенные фосфором базальтовые лавы, несомненно, перспективны в отношении появления промышленных концентраций апатита. Однако материалы исследований свидетельствуют о формировании связанных с ними фосфатных залежей в процессе метаморфизма либо постмагматической переработки.

В экспериментальных работах неоднократно моделировалось отделение фосфатного расплава от силикатного [141]. Однако расплав, состоящий на 70—80% из компонентов апатита, должен кристаллизоваться при очень высоких температурах, а его ликвация в экспериментальных условиях обеспечивается существенной подачей тепла извне. Более правдоподобно существование богатых фосфором магм, в которых компоненты апатита «разбавлены» щелочной силикатной массой, галоидной [65] и карбонатной [249]. Можно представить и магматические фосфаторудные (несиликатные) отщепления от основных магм [257], но относительный процент фосфора в них едва ли может преобладать, и следует допускать существенную концентрацию в подобных продуктах подвижных солей и летучих компонентов.

Тесная ассоциация фосфора в магматическом процессе с летучими компонентами определяет широкое развитие метасоматических (автометасоматических) явлений при формировании всех его высокотемпературных месторождений.

#### 4. Поведение фосфора в постмагматических процессах

Закономерными высокотемпературными продуктами деятельности магматических очагов являются пегматитовые отщепления — насыщенные летучими компонентами силикатные магматические остатки. Относительно материнских пород пегматиты всегда несколько обогащены фосфором. Промышленные месторождения апатита связаны с пегматитами габбро-сиенитовых и гранодиоритовых интрузий. Апатитоносность типичных гранитных пегматитов может быть обусловлена их формированием среди габбро (м-ние Ньюри-Мен) [253].

Апатитоносные габбро-пегматиты и сиенит-пегматиты, по-видимому, точнее могут быть определены как пегматоидные жилы. Это грубокристаллические неоднородные образования, типичные минералы которых — пироксены, амфиболы, флогопит

и магнетит. По составу они смыкаются с рудными апатит-магнетитовыми жилами («рудными пегматитами»), распространенными в щелочных массивах, а также в ассоциации с нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами [248].

Многие богатые скопления апатита сформированы в несколько стадий, апатитизация пегматоидных пород и рудных тел может быть наложенной. Полигенность апатитовых выделений установлена в пределах таких классических объектов, как Хибинская группа апатит-нефелиновых месторождений и Ковдорского Главного железорудного тела [71]. Между тем даже очевидные полигенные скопления апатита часто рассматриваются как одноактные образования [76].

В формировании постмагматических пегматоидных апатитоносных пород могут участвовать в зоне глубинных разломов поступления плотных раскаленных углекислых флюидов [259]. Известны жерловые вулканические проявления апатит-магнетитовой минерализации [123].

Щелочно-карбонатный состав высокотемпературных глубинных флюидов подтверждается рядом фактов и физико-химических построений. Накопление, отделение и эволюция подобного флюида при карбонатитовом процессе естественны; следы аналогичных отщеплений обнаружены и в районе Хибинских апатит-нефелиновых месторождений, где с их деятельностью связывается интенсивная метасоматическая апатитизация нефелиновых сиенитов вблизи даек полевошпатового ийолита (Поачумчорр), а также по восстанию слепого апатит-нефелинового тела (Цирк Снежный).

В скарнах содержания фосфора обычно составляют 0,1—0,5%, т. е. несколько повышенны. Концентрации апатита известны в скарнах Лебяжинского месторождения на Урале, которое генетически связано с дифференцированной интрузией габбро-сиенитов. Вообще для скарнов характерно накопление апатита в центральных частях рудных тел, в зонах наиболее интенсивной циркуляции рудоотлагающих растворов [156]. Это может быть обусловлено особенностями переноса и отложения фосфора термальными водами.

Явления гидротермального фосфорного метасоматизма развиты достаточно широко. Перенос фосфора термальными водами может осуществляться в виде  $H_3PO_4$ ,  $Na_2HPO_4$ ,  $K_2HPO_4$  и др. [204, 227, 228]. Отложение апатита происходит при относительной нейтрализации растворов ( $pH$  6,2—7,6) и активном удалении углекислоты и кремнекислоты.

Кальцит, по экспериментальным данным, замещается апатитом при температуре ниже 200°C и  $pH$  водных растворов 7,6—7,0 [122, 206]. Замещение силикатов апатитом возможно при воздействии на них щелочно-карбонатных вод.

Природные термальные воды обычно содержат до 9 мг/л фосфора, в морских водах вблизи действующих вулканов при-

существует до 60 мг/л фосфора, а в некоторых вулканических озерах до 9 г/л [85]. Существенно фосфатных гидротерм в природных условиях не обнаружено. Наиболее богаты рассматриваемым элементом (9–22 мг/л) некоторые углекислокремнистые воды, переносом которых могло быть обусловлено формирование апатит-кварцевых жил с кассiterитом в провинции Касерес (Испания), а также кварц-апатитовых — в доломитах и известняках.

В относительно низкотемпературных гидротермальных выделениях апатита меняется уран-ториевое отношение, и в противоположность его высокотемпературным разновидностям уран резко преобладает над торием. Экспериментально доказана высокая растворимость урана до температуры 500° С в гидротермальных растворах карбонат-фосфат-фторидного состава [109]. Предполагается совместная транспортировка водами урана и фосфора в виде комплекса  $\text{UO}_2(\text{PO}_4)$ , при этом особенно благоприятны для их миграции условия высокой щелочности и карбонатности, поскольку щелочные карбонаты подавляют активность кальция в гидротермальных растворах [228]. Известны месторождения ураноносного апатита и апатит-броннерит-натурановых руд [12].

## 5. Поведение фосфора в метаморфических процессах

Исследования последнего десятилетия в области метаморфогенного рудообразования внесли много нового в познание вопросов физико-химической сущности этого процесса в условиях контактowego (термоконтактового), регионального динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма. В частности, геологические и экспериментальные данные способствовали выяснению обстановок, благоприятных для концентрации и образования месторождений железа, урана, редких и редкоземельных элементов, золота, флогопита и других полезных ископаемых [15, 27, 130, 136, 148, 179 и др.]. В значительно меньшей степени это коснулось фосфора, геохимия которого изучена сравнительно слабо. В связи с этим приводимая ниже характеристика поведения фосфора в метаморфических процессах — наиболее общая, базирующаяся на представлениях о геологическом строении и вещественном составе метаморфогенных апатитопроявлений и аналогии с другими элементами (железом, ураном, редкими землями, некоторыми петрогенными компонентами), близкими к нему по термодинамическим и стехиометрическим параметрам.

Контактовый (термоконтактовый) метаморфизм. Как показывают наблюдения [37, 41, 100 и др.], контактовый метаморфизм, обусловленный внедрением в осадочно-вулканогенные и осадочные толщи гранитоидных интрузий, лишь фиксирует первичные концентрации фосфатного вещества.

В условиях изохимического метаморфизма, т. е. без существенного выноса или привноса элементов, отсутствия воды и щелочей, фосфаты перекристаллизуются с образованием тонко- и мелкозернистого апатита. При повышении температуры отмечаются явления сорбционной перекристаллизации с формированием призматических кристаллов апатита; одновременно происходит его «очищение» от ряда изоморфных примесей, что ведет нередко к увеличению в нем содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  и фтора (фторапатит).

Однако независимо от степени контактового метаморфизма фосфор остается инертным, его концентрации сохраняются постоянно в петрохимически близких вмещающих породах в ореоле теплового воздействия интрузий различного состава. Примером могут служить метаморфизованные месторождения апатита в СССР (Чулактау и др.) и зарубежных странах (Лаокайский бассейн в СРВ).

Региональный динамотермальный метаморфизм. При прогрессивном региональном метаморфизме в условиях фаций зеленых сланцев ( $t = 200$ –450° С) и амфиболитовой ( $t = 450$ –650° С) фосфор также остается инертным или слабо подвижным элементом. Процессы, приводящие к появлению апатитовой минерализации, — это селективное растворение и перекристаллизация исходных фосфатсодержащих пород или фосфоритов, в меньшей степени метасоматоз и отложение перемещенного внутри метаморфизуемой толщи материала в трещинах, порах и разного вида полостях (метаморфические месторождения апатита в Южном Прибайкалье, Эрзинское и Бочуринское рудопроявления и др.). По всей вероятности, миграция фосфора осуществлялась в водных растворах в форме фосфат-иона  $\text{PO}_4^{3-}$ , слабо изменяющегося в широком диапазоне окислительно-восстановительных условий [229].

Следует предположить, что по мере нарастания прогрессивного метаморфизма (гранулитовая фация) растворимость фосфора увеличивалась, что приводило к удалению его совместно с  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в области менее высоких фаций. В какой-то степени это подтверждается резким снижением в гнейсах и гранулитах концентраций урана, нередко характеризующегося тесной положительной корреляционной связью с фосфором, а также отсутствием в высокометаморфизованных породах существенных скоплений апатита.

Ультраметаморфизм. Согласно существующим представлениям [15, 27, 44, 203], ультраметаморфические месторождения возникают в глубинных зонах подвижных областей земной коры в результате процессов мигматито- и гранитообразования, антексиса или палингенеза с образованием мобильных расплавов. В зоне ультраметаморфизма зарождались метаморфические растворы (рудные гидротермы), которые поднимались в области пород низких фаций метаморфизма, обога-

щаясь по пути новыми рудными и петрогенными элементами, «...и в благоприятных складчато-трещинных или разломных структурах оставляли свой полезный груз в порядке уменьшения теплоемкости минеральных парагенезисов» [15, с. 167].

Для ультраметаморфических (метаморфогенно-гидротермальных или послегранитизационных) месторождений комплексных апатитсодержащих руд характерны: 1) широкое развитие железисто-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматоза; 2) значительный привнос рудных компонентов гидротермальными растворами из-за пределов толщ, где происходит рудоотложение; 3) парагенезис минералов, типичный для регressiveного метаморфизма; 4) размещение рудных тел вдоль зон глубинных разломов, протягивающихся иногда на сотни и даже тысячи километров; локализация оруденения в пределах зон смятия, смещения, повышенной трещиноватости и пористости пород (складчато-трещинных и разрывных структур); 5) влияние состава исходных пород на процессы рудообразования.

Таким образом, в зонах ультраметаморфизма и регressiveного метаморфизма возникали условия для перемещения больших масс щелочей, железа, магния, кальция, урана, фосфора и многих других цветных и редких металлов. Именно месторождения этих полезных ископаемых получили широкое развитие в докембрийских образованиях щитов и древних платформ, а также в некоторых палеозойских структурах. Хотя они в целом относятся к единому генетическому подклассу, история их формирования применительно к тому или иному полезному компоненту весьма специфична, что обусловлено в первую очередь характером метасоматического процесса. На основании сказанного целесообразно проследить поведение фосфора в рудообразующем процессе на примере определенных типов ультраметаморфических месторождений, связанных с формациями известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов и щелочных метасоматитов.

С формацией известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов связаны месторождения флогопита, в меньшей степени железа, иногда в комплексе с промышленными скоплениями апатита (в пределах Алданской, Южно-Байкальской и Памирской провинций, на Канадском и Сино-Корейском щитах) [73, 148, 154]. Изучение этих объектов явно зонального строения показало, что наличие в них апатита связано с привносом фосфора в составе комплексных щелочных соединений типа  $K_{3-n} - Na_{3-n}(PO_{4-n}F_n)$  или (при наличии карбонатной среды и повышенных концентраций  $Na$  и  $Cl$ ) типа  $(K, Na)_{3-n+2m}[PO_{4-n}(F, Cl)(CO_3)_m]$  [15]. Распад этих комплексов происходил при образовании флогопитовой минерализации, что приводило к связыванию щелочей и осаждению фосфора (апатит-флогопитовая ассоциация).

Сам процесс формирования метасоматитов осуществлялся в две стадии: щелочную и кислотную. Первая, обусловившая появление зональности, характеризовалась слабо подвижным (локальным) перемещением между зонами  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Fe$ , привносом и накоплением  $Mg$  и  $Ca$ , увеличением потенциала щелочей (соответственно и фосфора) и их связыванием (калия) во внутренней (флогопитовой) и внешней (калишпатовой) метасоматических зонах; избыток щелочей выносился [148]. Очевидно, кристаллизация апатита происходила на заключительной стадии щелочного процесса, сразу после флогопитообразования (кислотная стадия), приведшего к резкому возрастанию кислотности растворов и появлению кальцита, магнетита и сульфидов (апатит-кальцитовая и апатит-кальцит-магнетитовая ассоциации). Кристаллизация апатита осуществлялась в интервале температур 570–410° С [11].

Судя по имеющимся геологическим данным, привнос фосфора присходил из вмещающих апатитсодержащих метаморфических толщ, при этом дальность его миграции вдоль зон трещиноватости ограничивалась десятками и первыми сотнями метров.

В связи с формацией щелочных метасоматитов известны комплексные месторождения ( $U$ ,  $Fe$ ,  $P$ ,  $TR$  и др.), приуроченные к крупным региональным разломам раннепротерозойского заложения [14, 15, 97, 130]. Формирование их протекало в широком диапазоне термодинамических условий, а осаждение рудных и петрогенных элементов, мобилизованных главным образом из многокилометровых толщ метаморфических пород в интервале активной гидротермальной деятельности, происходило либо в результате распада их легкорастворимых соединений при изменении давления, температуры,  $pH$  растворов, концентрации ионов  $CO_3^{2-}$  и окислительно-восстановительного потенциала, либо вследствие химического взаимодействия с породами-осадителями [130].

Процесс метасоматоза пород претерпевал во времени многократные изменения щелочно-кислотных свойств раствора. Ранние кислотные преобразования метаморфитов (развитие слюд, железистый метасоматоз) сменялись широко проявленным их ощелачиванием ( $t = 590-300^{\circ}C$ ), что в свою очередь вело к интенсивному привносу фосфора в форме комплексных щелочно-фтористых соединений. В дальнейшем при связывании натрия в породах (альбит, эгирий) освобождалась анионная группа  $CO_3^{2-}$ , которая при понижении температуры ( $t = 300-130^{\circ}C$ ) разлагалась на свободную уже кислоту и кислород, что обусловило резкое повышение окислительного потенциала системы (процессы карбонатизации).

Наиболее полное осаждение фосфора происходило в процессе щелочного метасоматоза, но после максимального связывания щелочей. Одновременно с кристаллизацией апатита из

раствора выпадали редкие земли цериевой группы, в меньшей степени торий и уран, для которых фосфатный минерал являлся главным концентратором. С этой же стадией связано образование циркона (малакона), амфиболов, тремолита, флогопита и белой слюдки; в экзоконтактах зон натриевого метасоматоза развивался торийсодержащий апатит в парагенезе с флогопитом [15]. Практически интересные концентрации фосфора ассоциируются с апатит-малаконовой минерализацией.

Интенсивная кристаллизация апатита наблюдается также при взаимодействии щелочных фосфорсодержащих растворов с карбонатными породами, причем на фосфаты приходится иногда до 50% объема рудных тел [130].

В кислотную стадию характерно появление уран- и иттрийсодержащего апатита, что свидетельствует, очевидно, о растворении раннего апатита (вынос фосфора) и развитии его новых генераций в условиях активной миграционной способности редких земель иттриевой группы в виде комплексных анионов типа  $TR(CO_3)_3^{3-}$  и урана уранилкарбонатных комплексов. Связывание этих компонентов с фосфором осуществляется в заключительную стадию процесса карбонатизации, при которой окислительный потенциал системы изменяется вплоть до возникновения восстановительной обстановки [15].

Завершаются метасоматические процессы развитием локальных зон и прожилков альбит-эгириновых пород и кварцитов, однако в связи с ними апатитовой минерализации не отмечается.

Таким образом, в щелочных метасоматитах четко проявлено вертикальная зональность в распределении ряда промышленных элементов, в том числе фосфора. Апатитовое оруденение тяготеет к поздним стадиям щелочного и карбонатного метасоматоза. Следует подчеркнуть, что все эти процессы протекают в тех участках земной коры, где степень регионального метасоматоза не превышает амфиболитовой ступени.

## 6. Геохимия фосфора в зоне выветривания

Анализ имеющегося материала позволяет сделать следующие краткие выводы о поведении фосфора в основных обстановках выветривания [82].

1. В слабощелочной, нейтральной и отчасти слабокислой средах, характеризуемых в корах выветривания основных и ultraосновных пород монтмориллонитовым составом глинистых минералов и pH супензии вещества 7,5—7,0—6,5, апатит более устойчив, чем большинство других минералов. Общая миграция фосфора из этой зоны невелика; иногда он здесь накапливается (Стремигородское месторождение и др.). Лишь весьма редко наблюдается активный вынос элемента.

2. В слабокислой и умеренно кислой средах, где преобладают минералы группы каолинита (pH супензии 7,0—6,5—6,0), наблюдается быстрое и энергичное растворение апатита до полного его исчезновения. Большая часть фосфора (90% и более) выносится; частично он сорбируется глинистыми минералами и гидроокислами железа.

3. В умеренно кислой и кислой средах (pH супензии 6,5—5,0), где происходит развитие каолинита и появление минералов свободного глинозема, формируются алюмокальциевые фосфаты (крандаллит, миллсит) и частично алюмофосфаты (вавеллит).

4. В кислой среде с pH супензии 4,0—5,5 протекает интенсивное формирование алюмофосфатов.

В верхних зонах выветривания карбонатитов pH метеорных вод может понижаться до 5—6 и ниже в условиях полного удаления щелочей, раскисления воды за счет атмосферного  $CO_2$ , органики почв и серы, выделившейся при разложении сульфидов. В связи с этим кора выветривания по карбонатитам приобретает зональное строение. В самой верхней зоне при низких значениях pH могут накапливаться преимущественно гидроокислы железа и марганца. Все остальные компоненты, включая  $MgO$  и  $P_2O_5$ , могут выноситься. В средних зонах (зонах cementации) концентрируется франколит вследствие выноса фосфатов из верхних зон. В нижних зонах преобладает накопление остаточных устойчивых к выветриванию минералов (апатита, магнетита, бадделента, пирохлора и др.). Поскольку основная масса вещества при этом выщелачивается (выносятся все карбонаты), накопление остаточных минералов сопровождается явлениями просадки, обрушения и уплотнения пород [107].

В разных обстановках выветривания различна не только абсолютная, но и относительная подвижность фосфора сравнительно с другими элементами. В частности, в условиях слабокислого выветривания с образованием каолинитовых и отчасти гидрослюдистых минералов фосфор мигрирует из кор выветривания легко (более подвижны лишь Na, K, Ca и Mg). Значительно понижена относительная миграция фосфора из зон выветривания, определяемых монтмориллонитовым составом глинистых минералов. Фосфор здесь может быть менее подвижен по сравнению с кремнием.

В латеритных корах выветривания, характеризующихся развитием алюмо- и железофосфатных минералов, фосфор — один из наименее подвижных элементов, нередко столь же устойчив, как Al или Ti, в большинстве случаев менее подвижен, чем Si. Если же формально подсчитанный вынос фосфора из латеритных кор выветривания оказывается выше, чем вынос Si, можно предполагать, что это имело место ранее существенной латеритизации породы.

Таким образом, вынос фосфора из коры выветривания осуществляется преимущественно в слабокислых растворах. Представления о повышенной миграции элемента также и в слабошелочных условиях не подтверждаются. Неоспорима низкая ионная концентрация фосфора в слабокислых водах, не отвечающая масштабу континентального фосфатонакопления, в частности в карстовых полостях [82]. Единственным выходом из этого противоречия может служить предположение не только об ионной, но и о коллоидной форме переноса фосфора в рассматриваемых системах.

## Глава II

### ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ К КАЧЕСТВУ АПАТИТОВОГО СЫРЬЯ И ПУТИ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Промышленное значение имеют апатитовые руды, которые хорошо обогащаются и дают концентраты, пригодные для переработки на фосфорную кислоту, минеральные удобрения, кормовые и технические фосфаты. В свою очередь фактическая ценность и качество получаемого апатитового концентрата зависят от соответствующих методов его переработки: кислотного или термического.

Как известно, стандартизация апатитовых концентратов затруднена из-за многообразия минеральных типов руд, вариаций содержания в них  $P_2O_5$ , строения и состава самого апатита и состава элементов-примесей. Поэтому действующие технические условия носят преимущественно ведомственный характер, составлены лишь на некоторые виды промышленного апатитового сырья и в целом не охватывают всех требований потребителей. В сложившихся условиях обычно руководствуются данными практики, последними достижениями новой техники и результатами научно-исследовательских работ. В частности, апатитовый концентрат из апатит-нефелиновых месторождений Хибинской группы вырабатывается в соответствии с требованиями ГОСТ 3277—54.

Содержание (в пересчете на сухое вещество), %:	
фосфорного ангидрита ( $P_2O_5$ ) не менее	39,4
полуторных окислов ( $Fe_2O_3$ , $Fe_3O_4$ , $Al_2O_3$ ) не более	3,0
Содержание, %:	
влаги	$1,0 \pm 0,5$
остатка на сите с сеткой № 016 К (ГОСТ 3584—73) не более	11,5

Допускается поставка апатитового концентрата, содержащего не менее 31,2%  $P_2O_5$  в объеме не более 5% от общего вы-

пуска. Для получения кондиционного концентрата (39,4%  $P_2O_5$ ) содержание окисленных руд не должно превышать 10% [56].

По результатам опытных работ Научно-исследовательского института по удобрениям и инсектофунгицидам (НИИУИФ) технические требования к апатитовому концентратору из Ковдорского железорудного месторождения регламентируются ТУ—6—12—24—69.

Содержание, %:	$P_2O_5$
$MgO$ не более	$36 \pm 0,2$
полуторных окислов — $Fe_2O_3$ не более	2,0
влаги не более	2,0
	1,0

При производстве простого суперфосфата содержание  $P_2O_5$  в концентрате должно быть не ниже 29—30%; тогда конечный продукт будет содержать не менее 15% усвоемой  $P_2O_5$ . В суперфосфате, вырабатываемом из хибинского концентрата, содержание усвоемой  $P_2O_5$  19—20%. В процессе производства концентрированных удобрений, когда апатитовый концентрат подвергается обработке серной, азотной или соляной кислотами (с целью экстракции фосфорной кислоты), допускается использование исходного продукта с более низким содержанием  $P_2O_5$ . Однако допустимые минимальные пределы содержаний  $P_2O_5$  лимитируются наличием вредных примесей — полуторных окислов ( $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  и др.). Необходимо заметить, что использование для экстракционной переработки концентратов с низким содержанием  $P_2O_5$  резко ухудшает технико-экономические показатели производства, ведет к увеличению рабочего объема аппаратуры и затрат на рафинирование первичной фосфорной кислоты.

При производстве суперфосфата полуторные окислы связывают фосфаты, которые, хотя и растворяются в цитратном растворе, плохо усваиваются растениями [118]. Так, повышенные содержания соединений железа в апатитах приводят к увеличению расхода серной кислоты и снижению концентрации водорастворимой  $P_2O_5$  в готовой продукции, что наблюдается и при производстве фосфорной кислоты методом сернокислотной экстракции [36]. Фосфаты алюминия, как более растворимые соединения, менее вредны и поэтому в концентрате особо не регламентируются. Однако технологическими исследованиями установлено, что при сернокислотной переработке апатитового концентрата количество  $Fe_2O_3$  не должно превышать 8% от всей массы  $P_2O_5$ , а соотношение содержаний  $Fe_2O_3$ : $Al_2O_3$  равно 2:1 [226].

Лабораторными и промышленными исследованиями ковдорского апатитового концентрата выявлено отрицательное влияние  $MgO$  на качество экстракционной фосфорной кислоты и физические свойства удобрений. Оксись магния в производстве суперфосфата ухудшает степень разложения концентрата, сни-

жает содержание в нем усвоемой  $P_2O_5$  с 20 до 19—18%; пульпа, после разложения не схватывается, получается жидкой и сильно мажущей. Кремнезем, образующийся при разложении силикатов магния, резко ухудшает процесс фильтрации и отмыки фосфогипса. Удобрения, полученные из магнийсодержащего апатитового концентрата, проявляют повышенную гигроскопичность, их гранулы менее прочны и склонны к распаду. Присутствие Mg в концентрате снижает производительность на 20—25% и повышает удельный расход серной кислоты примерно на 20 кг на 1 т  $P_2O_5$ . Все это говорит о необходимости лимитирования соединений окиси магния в сырье, применяемом для получения экстракционной фосфорной кислоты. С некоторыми допущениями оценка минимального содержания  $MgO$  в апатитовом концентрате может быть выполнена по аналогии с фосфоритами, где содержание  $MgO$  не должно превышать 7—8% от количества  $P_2O_5$ .

При кислотном разложении концентрата отрицательное влияние оказывают карбонаты кальция (доломит, кальцит). Они легко разлагаются кислотами, происходит повышенное выделение  $CO_2$ , что создает обильную пену и слишком бурное протекание реакции. Это усложняет технологический процесс—повышается удельный расход кислоты и снижается содержание  $P_2O_5$  в простом суперфосфате. По данным промышленности, содержание  $CO_2$  в сырье для кислотной переработки не должно превышать 6%.

При термической переработке может быть использован апатитовый концентрат с любым содержанием  $P_2O_5$ . Степень концентрации  $P_2O_5$  и наличие в апатитовом сырье других примесей оказывают существенное влияние на экономику процесса: чем выше содержание  $P_2O_5$  в руде, тем меньше его расходуется на производство 1 т желтого фосфора; одновременно уменьшается расход электроэнергии. Важное значение имеет также соотношение примесей в сырье ( $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ). В СССР и за рубежом в качестве оптимального модуля кислотности принято соотношение  $(SiO_2 : Al_2O_3) : (CaO : MgO) = 0,9$ . Для достижения этого, как правило, осуществляется подщихтовка в фосфатное сырье кремнезема и известняка.

При электровозгонке фосфора нежелательно наличие в апатитовом сырье большого количества окислов железа и карбонатов, поскольку их восстановление требует дополнительного расхода кокса и электроэнергии. Присутствие примеси железа обусловливает получение феррофосфора, что уменьшает выход элементарного фосфора из единицы расходуемого фосфатного сырья.

Другое возможное направление использования апатитового сырья — производство обесфторенных кормовых фосфатов, которые получаются обработкой водяным паром во врачающихся печах смеси апатитового концентрата и фосфорной кислоты

при температуре 1300—1400° С. Поскольку содержание  $P_2O_5$  в кормовых фосфатах должно быть на уровне 41%, а добавка фосфорной кислоты ограничена из-за настылеобразования в процессе их гидротермической переработки, количество пятиокиси фосфора в апатитовом концентрате принимается не ниже 36%. Важным экономическим фактором в данном случае служит уровень содержания F в исходном концентрате. Так, затраты на кормовые фосфаты из ковдорского концентраты, содержащего 0,4% F, на 32% ниже, чем из хибинского с 3% F [227].

В 10-й пятилетке предусматривается не только рост выпуска фосфорсодержащих удобрений, но и изменение структуры их производства с увеличением доли концентрированных удобрений и расширением ассортимента марок. К 1980 г. возрастет доля сложных удобрений в общем объеме производства фосфорсодержащих удобрений. Успешно решается организация производства жидких концентрированных удобрений. Все это, а также совершенствование методов обогащения и переработки апатитового сырья, выявление его новых промышленных видов вызывает необходимость уточнения и дополнения требований промышленности к апатитовым рудам и их более обоснованной стандартизации.

Часть II

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

### Глава I

#### АПАТИТОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР И ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Районирование той или иной территории по апатиту и увязка металлогенических подразделений с тектоническими структурами земной коры остаются еще недостаточно разработанными в геологии нерудных полезных ископаемых, хотя и весьма важными «... для познания закономерностей образования месторождений и их размещения и для выяснения соотношений с подразделениями, выделяемыми по другим признакам (структурным, формационным), что должно способствовать более правильным поискам и разведке. Районирование по полезным ископаемым необходимо и в экономическом отношении в целях планирования наиболее рационального использования минеральных ресурсов» [197, с. 194].

В настоящее время по апатиту такое сравнительно детальное районирование территории СССР осуществлено, выделены 26 апатитоносных провинций, объединенных по степени перспективности в три группы, и, кроме того, 10 — прогнозируемых (рис. 3).

Как показывает анализ фактического материала, абсолютное большинство апатитоносных провинций располагается по периметру Сибирской и Русской платформ, в их краевых частях среди осадочного чехла; на щитах, в зоне сочленения платформ с байкальскими консолидированными складчатыми системами и в пределах складчатого окаймления, в непосредственной близости от жесткой рамы. Внутри областей палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости апатитоносные провинции тяготеют к жестким структурам — срединным массивам и антиклиниориям. Почти во всех случаях в их становлении большую роль играли региональные долгоживущие разломы глубинного заложения.

Все перспективные провинции приурочены к древним жестким стабилизованным структурам и зонам их сочленения с консолидированными складчатыми системами, претерпевшими тектоно-магматическую активизацию, в том числе в условиях платформенного режима. Основные запасы апатита этих про-

винций заключены в магматических и метаморфических комплексах следующих формаций: агпайтовых нефелиновых сиенитов, ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, анортозитовой, щелочно-габброидной и мраморно-гнейсовой. В связи с ними известны как собственно апатитовые, так и комплексные апатитсодержащие месторождения, в рудах которых, апатит представляет собой один из основных промышленных компонентов. В-провинциях складчатых областей (включая зоны их активизации) и срединных массивов наиболее развиты формации, несущие главным образом комплексную минерализацию, причем апатит в рудах большинства месторождений — со-путствующий минерал.

Представление о степени перспективности апатитоносных провинций в зависимости от их геоструктурной позиции дает распределение запасов  $P_2O_5$  в апатитах по геотектоническим структурам (в % от общесоюзных запасов).

Апатитоносные провинции:	75
Щитов и краевых частей платформ	75
Зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей	12
Срединных массивов	5
Складчатых систем и геосинклинальных областей	7,5
Областей активизации складчатых систем	0,5

Сравнительную оценку перспективности провинций складчатых областей можно провести с учетом распределения запасов  $P_2O_5$  в апатитах складчатых областей разных петрографо-металлогенических типов (в % от общесоюзных запасов).

Апатитоносные провинции:	2
Различных типов геосинклинально-складчатых областей:	2
фемического	15
калифемического	2
фемисалического	1
калического	1
Древних складчатых областей (щитов, кристаллических массивов) и эпипротерозойских платформ	80

Весьма широк временной диапазон формирования апатитового оруденения — от раннего докембрая до альпийской эпохи. Подавляющая часть запасов апатита образовалась в герцинскую эпоху и особенно в девонский период (табл. 2).

Почти 90% общесоюзных запасов  $P_2O_5$  заключено в эндогенных (преимущественно магматических) проявлениях, остальная часть приходится на метаморфогенные образования, главным образом позднеархейско-раннепротерозойского возраста, и весьма незначительная (доли %) — на месторождения коры выветривания.

Многократно процесс апатитообразования протекал на щитах (архей, протерозой, ранний и средний палеозой), в зонах

Таблица 2

Распределение по месторождениям различного возраста запасов Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>  
в апатитах (в % от общесоюзных запасов)

Геологические эпохи	Месторождения		Месторождения	
	Магматогенные и связанные с ними остаточные коры выветривания	Метаморфогенные	Геологические эпохи	Магматогенные и связанные с ними остаточные коры выветривания
Докембрийская	9	18	Киммерийская	0,2
Каледонская	22	0,6	Альпийская	0,2
Герцинская	48	2		—

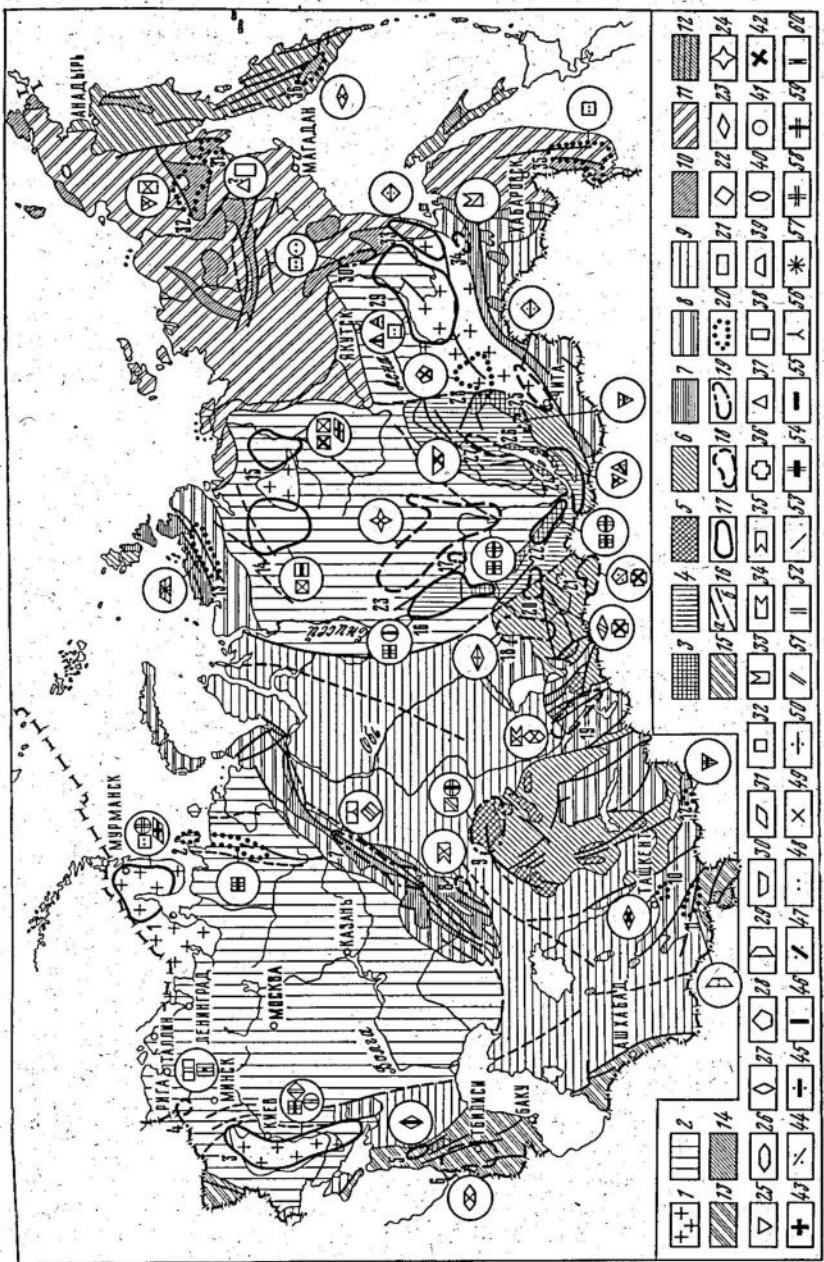
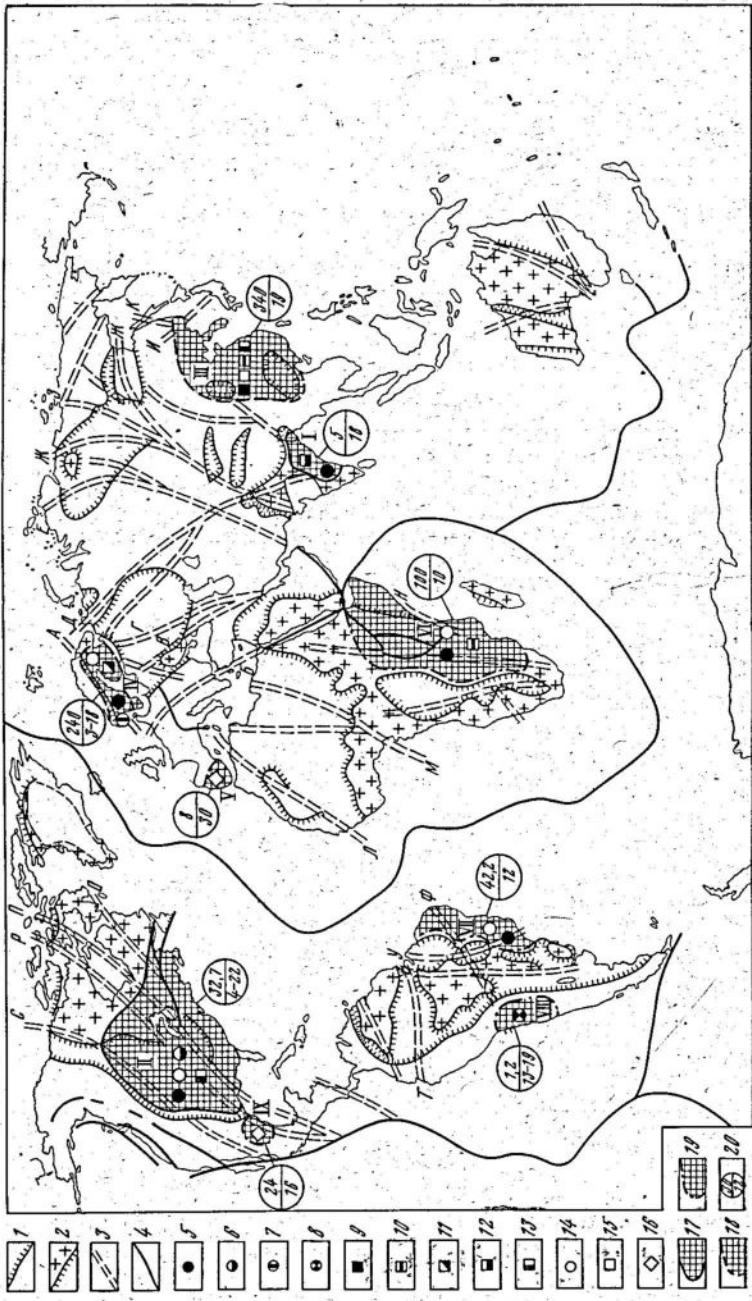


Рис. 3. Схема размещения апатитоносных провинций на территории СССР. Составлена Р. М. Файзулиным и С. Г. Брысаевым (1977 г.) с использованием материалов производственных и научно-исследовательских организаций Мингео СССР, Минхимпрома СССР, АН СССР, а также тектонической карты Евразии (ред. А. Л. Яншин, 1966 г.).

Структурные элементы складчатых областей и платформ: 1 — области дорифейской складчатости (шины); 2 — чехол древних докембрийских платформ; 3—4 — области байкальской складчатости; 3 — выступы древних структур, 4 — геосинклинальный складчаторный комплекс; 5—6 — области каледонской складчатости; 5 — выступы древних структур, 6 — геосинклинальный складчаторный комплекс; 7—8 — области герцинской складчатости; 7 — выступы древних структур, 8 — геосинклинальный складчаторный комплекс; 9 — чехол эпипалеозойских платформ; 10—11 — области мезозойской складчатости; 10 — выступы древних структур, 11 — геосинклинальный складчаторный комплекс; 12—13 — области альпийской складчатости; 12 — выступы древних структур, 13 — геосинклинальный складчаторный комплекс; 14—15 — области кайнозойского тектогенеза; 14 — выступы древних структур, 15 — геосинклинальный комплекс; 16 — глубинные разломы: а — выявленные и предполагаемые, б — погребенные. 17—20 — Апатитоносные провинции: 17 — перспективные, 18 — малоперспективные, 19 — с неясными перспективами, 20 — прогнозируемые (цифры на схеме): 1 — Карело-Кольская, 2 — Тиманская, 3 — Украинская, 4 — Белорусская, 5 — Северо-Кавказская, 6 — Закавказская, 7 — Уральская, 8 — Тургайская, 9 — Кокчетавская, 10 — Кураминская, 11 — Туркестано-Алайская, 12 — Кокшалынская, 13 — Гаймырская, 14 — Маймача-Котуйская, 15 — Восточно-Анабарская, 16 — Енисейская, 17 — Чадобецкая, 18 — Кузнецко-Минусинская, 19 — Алтайская, 20 — Казырская, 21 — Сангиленская, 22 — Восточно-Саянская, 23 — Ангарская, 24 — Южно-Байкальская, 25 — Забайкальская, 26 — Сайжинская, 27 — Северо-Байкальская, 28 — Олекмо-Витимская, 29 — Алданская, 30 — Сетте-Дабанская, 31 — Тайгоносская, 32 — Омолонская, 33 — Джугджурская, 34 — Удская, 35 — Приморская, 36 — Центрально-Камчатская. Месторождения апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд: 21—32 — связанные с магматическими формациями: 21 — дунит-пироксенит-габбровой, 22 — анортозитовой, 23 — сиенит-габбровой, 24 — трапповой, 25 — щелочных габбронитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, 26 — андезитовой, 27 — габбро-плагиогранитовой, 28 — щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, 29 — щелочных гранитов и сиенитов, 30 — щелочных и нефелиновых сиенитов, 31 — агапитовых нефелиновых сиенитов, 32 — ультраоснововых щелочных пород и карбонатитов; 33—40 — связанные с метаморфогенными формациями: 33 — метатерригенно-диабазо-ящмовой, 34 — металикарто-дацитовой, 35 — метабазальтовых и андезитовых порфиритов и карбонатных пород, 36 — сланцево-графитисто-мраморной, 37 — мраморно-гнейсовой, 38 — джеспилитовой, 39 — щелочных метасоматитов, 40 — мигматит-плагиогранитовой; 41 — связанные с формацией коры выветривания: 42—60 — минеральные типы апатитовых руд: 42 — апатитовый, 43 — апатит-нефелиновый, 44 — апатит-нефелин-пироксеновый, 45 — апатит-силикатный, 46 — апатит-карбонатный, 47 — апатит-карбонат-диопсидовый, 48 — апатит-магнетит-редкометальный, 49 — апатит-магнетитовый, 50 — апатит-ильменит-титаномагнетитовый, 51 — апатит-титаномагнетитовый, 52 — апатит-ильменитовый, 53 — апатит-гематит-магнетитовый, 54 — апатит-редкометальный, 55 — апатит-эгириновый, 56 — апатит-халькопирит-титаномагнетитовый, 57 — апатит-полиметальный, 58 — апатит-франколитовый, 59 — апатит-вермикулитовый, 60 — апатит-каваргитовый



региональных глубинных разломов (протерозой, палеозой и мезозой) и в некоторых областях завершенной складчатости (палеозой и мезозой). Во всех случаях от докембрия к герцинской эпохе наблюдается нарастание концентраций апатита с последующим резким спадом в мезо-кайнозое.

За рубежом в результате обобщения и анализа обширной информации по геологии и закономерностям размещения месторождений апатита [8, 43, 78, 79, 101, 104, 112, 113, 178, 217 и др.] предварительно выделено девять разномасштабных апатитоносных провинций в пределах Американского, Африканского и Евро-Азиатского континентов (рис. 4). Общие (достоверные, вероятные и перспективные) запасы  $P_2O_5$ , заключенные в апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождениях зарубежных стран, оцениваются ориентировочно в 800 млн. т. Видимо, эта цифра занижена, так как данные по многим объектам либо отсутствуют, либо неполные. Из указанного количества запасов  $P_2O_5$  свыше 80% приходится на Восточно-Азиатскую, Скандинавскую и Африканскую провинции. Около 61% всех запасов приходится на экономически слабо развитые государства Африки, Южной Америки и Юго-Восточной Азии.

Наиболее крупные и весьма перспективные апатитоносные провинции приурочены к древним стабильным и жестким участкам земной коры (платформам, щитам), рассеченым зонами линеаментов и рифтов. В складчатых системах провинции располагаются среди консолидированных массивов, нарушенных зонами глубинных разломов, и отличаются уже значительно меньшими масштабами апатитовой минерализации.

По количеству проявленных эпох апатитового оруденения провинции подразделяются на моно- и полихронные; последние, как правило, тяготеют к щитам и платформам (Африканская, Канадская, Скандинавская и др.). В целом устанавлива-

Рис. 4. Схема размещения апатитоносных провинций зарубежных стран. Составлена Р. М. Файзулиным и Н. Ю. Кожиновым с использованием геологической основы Е. А. Пояхистневой [51].

Границы древних: 1 — платформ (штрихи обращены внутрь); 2 — щитов (штрихи обращены наружу); 3 — крупнейшие системы линеаментов (A — Скандинавский, B — Краснодарский, D — Памиро-Тиманский, E — Енисейский, J — Байкальский, Z — Шелиховский, И — Иманский, K — Владивостокский, L — Таудени, M — линия Фюрана, N — Мозамбикский, O — Лабрадорский, P — Гудзон-Мексиканский, R — Немаха; C — Кордильерский, T — Амазонский, U — Сан-Франциско, F — линеамент угла Африки); 4 — рифты и срединноокеанические хребты. Апатитоносные геологические формации магматические: 5 — ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, 6 — габбро-анортозитовая, 7 — щелочных габброродов, щелочных и нефелиновых сиенитов, 8 — гранодиорит-гранитовая; метаморфогенные: 9 — метакремнисто-карбонатная, 10 — мраморно-гнейсовая, 11 — порфириолептиловая и лептитовая, 12 — щелочных метасоматитов, 13 — известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов; коры выветривания: 14 — на карбонатитовом субстрате, 15 — на метаморфизованном карбонатном субстрате; 16 — апатитоносные комплексы пород с невыясненной формационной принадлежностью. Апатитоносные провинции и их наименования: 17 — с преимущественным развитием докембрийских продуктивных формаций (I — Индостанская, II — Канадская), 18 — с развитием докембрийских и палеозойских продуктивных формаций (III — Восточно-Азиатская, IV — Скандинавская, V — Испанская), 19 — с преимущественным развитием мезозойских продуктивных формаций (VI — Африканская, VII — Бразильская, VIII — Чилийская, IX — Мексиканская); 20 — в числителе общие (достоверные, вероятные и перспективные) запасы  $P_2O_5$  (млн. т), в знаменателе среднее содержание  $P_2O_5$  в рудах (%)

ются три главные апатитоносные эпохи — докембрийская (преимущественно нижне-среднепротерозойская), каледонская (венд-кембрийская) и мезозойская (главным образом юрско-меловая). Максимум общих запасов апатита приходится на каледонскую эпоху.

Ведущие промышленно-генетические типы месторождений апатита в зарубежных странах — метаморфогенный (формации метакремнисто-карбонатная, порфиро-лептитовая, в меньшей степени мраморно-гнейсовая и др.), магматически-метасоматический (карбонатитовый) и коры выветривания, откуда специально или попутно добывается основное количество полезного компонента. Помимо месторождений этих главных типов в капиталистических и развивающихся странах разрабатываются средние и мелкие позднемагматические, пегматитовые, контактово-метасоматические, гидротермальные и ультраметаморфические месторождения апатита формаций габбро-аортозитовой, щелочных габроидов, гранит-гранодиоритовой, щелочных метасоматитов и известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов. Месторождения эксплуатируются при средних содержаниях  $P_2O_5$  в рудах от 12 до 20—34%, а при попутном извлечении апатита — 2—3%.

В целом добыча апатита в зарубежных странах осуществляется в незначительном объеме и неизмеримо мала по сравнению с добычей в СССР. Потребности капиталистических и развивающихся государств в фосфорных минеральных удобрениях удовлетворяются в основном за счет фосфоритов.

## Глава II АПАТИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Проанализированные обширные данные по генетической и парагенетической связи проявлений апатита с магматическими и метаморфическими комплексами горных пород позволяют выделить апатитоносные формации (формационные типы) и проследить их развитие в геологической истории. Такая группировка апатитоносных формаций с учетом степени их продуктивности и тектонического режима формирования приведена в табл. 3. В настоящей главе рассматриваются только весьма продуктивные и продуктивные геологические формации.

### 1. Апатитоносные магматические формации и связанные с ними месторождения апатита

Среди магматических формаций только с тремя (агпайтовых нефелиновых сиенитов; ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов; щелочных габроидов, щелочных и нефелиновых сиенитов) ассоциируются весьма крупные, крупные и средние

месторождения апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд, в которых апатит один из основных компонентов. Эти формации характерны для активизированных участков платформ и зон постконсолидационной активизации складчатых областей. Заслуживают внимания также формации аортозитовая протогеосинклинальной стадии, а также дунит-пиroxенит-габровая и сиенит-габровая, ранней стадии развития геосинклиналей; однако с ними связаны главным образом мелкие и средние комплексные апатитсодержащие месторождения, в рудах которых апатит присутствует в большинстве случаев в качестве сопутствующего компонента.

На территории СССР подавляющая часть запасов  $P_2O_5$  (около 90%) магматогенной группы проявлений заключена в апатит-нефелиновых месторождениях формации агпайтовых нефелиновых сиенитов, апатит-редкометально-магнетитовых и апатит-редкометальных месторождениях формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Несколько более 5% приходится на собственно апатитовые объекты формации щелочных габроидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочно-габроидной) и около 8% — на группу апатит-магнетит-ильменит-титаномагнетитовых месторождений базитовых формаций\*.

Аортозитовая формация приурочена к древним складчатым областям (щитам) и образована в основном габбро-норит-аортозитовыми комплексами. Возрастное положение, объем и генезис формации остаются еще недостаточно выясненными. В частности, В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская [152] предлагают выделять аортозитсодержащие формации: 1) собственно аортозитовую (джугджурский и становой комплексы, Центральный массив Анабарской антиклизы, Галамский массив в пределах Баладекского выступа); 2) габбро-аортозитовую (массивы Украинского щита); 3) ритмично расслоенных аортозит-габровых интрузий (Ангашанский массив в Забайкалье, некоторые массивы Балтийского щита и др.); 4) расслоенных ультрабазит-аортозитовых интрузий (Чинейский, Лукиндинский массивы и др.). Первые две формации указанные исследователи объединяют в группу автономных аортозитов, остальные — в группу расслоенных базит-ультрабазитовых образований.

Появление аортозитовых комплексов обусловлено первыми складчатыми движениями архейского цикла [151], однако сколько-нибудь существенные концентрации апатита с архейскими аортозитами и габбро-аортозитами пока не известны. В раннем и среднем протерозое более широко развилась аортозитовая формация. Представлена она автономными аортозитовыми

\* В настоящей работе не рассматриваются пегматитовые, скарновые и гидротермальные месторождения апатита, характеризующиеся невысокими его содержаниями и незначительными запасами. (Отв. ред.)

Таблица 3

## Группировка апатитоносных геологических формаций

Тектонический режим	Апатитоносные				
	Весьма продуктивные		Продуктивные		
	Магматические	Метаморфогенные	Магматические	Метаморфогенные	Коры выветривания
Прогеосинклинальный		Мраморно-гнейсовая			
Протогеосинклинальный			Анортозитовая	Порфиrolептиловая (апопорфировая); лептиловая	
Прото-орогенный (протоплатформенный)					
Раннегеосинклинальный			Дунит-пироксенит-габбровая; сиенит-габбровая (расслоенных интрузий)*		
Позднегеосинклинальный		Метакремнисто-карбонатная			

\* Проявляется не только на ранней, но и на поздней стадии развития геосинклиналь-

## по тектоническому режиму и степени продуктивности

геологические формации	Малопродуктивные			С неясной продуктивностью	
	Магматические		Метаморфогенные	Коры выветривания	Магматические
	Джеспилитовая	Джеспилитовая	Амфиболит-габбровая	Известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов	Щелочных метасоматитов; кварцито-сланцево-мраморная; мраморно-сланцевая
Габбро-диорит-гранодиоритовая; щелочно-габброидная с ядрами дунитовых штоков (гетерогенных плутонов)	Метабазальтовых и андезитовых порfirитов и карбонатных пород; метатерригенно-диабазо-яшмовая				Металипаритодацистовая

ных областей в структурах, уже достаточно консолидированных [151].

Тектони- ческий режим	Апатитоносные					геологические формации			
	Весьма продуктивные		Продуктивные			Малопродуктивные		С низкой продуктивностью	
	Магматиче- ские	Метамор- фогенные	Магматиче- ские	Метаморфо- генные	Коры выветривания	Магматические	Метаморфогенные	Коры выветривания	Магматиче- ские
Орогенный									Андезито- вая
Активиза- ционный эпиороген- ный			Щелочных габброидов, щелочных и нефели- новых сиен- нитов			Гранит-грано- сиенитовая (габбро-мон- цонит-сиени- товая); щелоч- ных граносиен- нитов, щелоч- ных и нефели- новых сиени- нитов; щелочных и нефелиновых сиенитов			Трахи- андезито- вая
Активиза- ционный эпиплат- форменный	Агпайтовых нефелино- вых сиен- нитов; ультра- основных— щелочных пород и карбонати- тов					Перидотит- пироксенит- норитовая (расслоенных интрузий)			Трахиба- зальтовая; щелочных базальто- дов; трап- повая (ин- трузивная)
Платфор- менный					На карбонат- ном субстрате (формация метакремни- сто-карбонат- ная); на кар- бонатитовом и камафори- товом суб- страте (форма- ция ультра- основных— щелочных пород и кар- бонатитов)			На силикатном субстрате (формации анортозитовая, трахиандези- товая, щелоч- но-габброид- ная с ядрами дунитовых штоков)	

зитами [20], образующими самостоятельные массивы, иногда огромных размеров (до 1000—1200 км<sup>2</sup>). А. П. Биркис и др. [67] выделяют два типа автономных массивов: подвижных зон и субплатформенные. К первым относятся аортозиты хребтов Джугджура и Станового, Балтийского щита и Анабарской антиклизы; отличительные их черты — участие в складчатости и наличие заметных признаков регионального метаморфизма.

Субплатформенные массивы распространены только в пределах Украинского кристаллического щита и выступов фундамента Восточно-Европейской платформы; они секут древние мигматизированные толщи, не несут следов складчатости и интенсивного метаморфизма [21]. В большинстве случаев аортозитовые массивы приурочены к наиболее глубинным и древним частям щитов и цоколю докембрийских платформ; нередко они залегают в зонах глубинных разломов. Почти всегда аортозиты ассоциируются с гранулитами и чарнокитами; часто с гранитами рапакиви, щелочными гранитами и сиенитами.

О. А. Богатиков [20] объединяет аортозитовые массивы в пределах СССР в два гигантских пояса — Западный и Восточный, располагающиеся соответственно вдоль западной окраины Восточно-Европейской (Русской) и восточного обрамления Сибирской платформ. Западный пояс включает массивы Украинского щита, Белоруссии и Советской Прибалтики; автономные массивы этого пояса несут в основном апатит-ильменитовую минерализацию (Украинский щит). Восточный пояс охватывает аортозитовые массивы Центрального Забайкалья, Анабара, Станового хребта, Джугджура и Алдана. Промышленно интересные, но еще недостаточно изученные проявления апатита установлены в ильменит-титаномагнетитовых рудах в пределах Джугджурского, Кавактинского и Каларского массивов; в Центральном Забайкалье аналогичные руды разведаны на Кручининском месторождении (табл. 4).

Аортозитовая формация в полном объеме после среднего протерозоя уже не повторяется в геологической истории Земли. Однако на западном склоне Южного Урала известны поздне-протерозойские (1400—1100 млн. лет) интрузии аортозитоодержащих габброидов кусинского комплекса, заключающих апатит-титаномагнетитовые руды и близких к образованием аортозитовых плутонов. В. М. Сергиевский [180] относит эти массивы к формации дифференцированных габбро-норитов. В. Н. Москалева (1978 г.) предлагает включать их в состав амфиболит-габбровой формации.

Металлогеническая специализация большинства аортозитовых массивов — фосфорно-железо-титановая, реже медно-никелевая и хромовая. Апатитовая минерализация установлена в магматических комплексах как подвижных, так и субплатформенных зон, в промышленных концентрациях отмечается только в составе крупных сложно построенных и отчетливо дифферен-

цированных интрузивов, представленных преимущественно массивными андезиновыми, в меньшей мере лабрадоровыми аортозитами с подчиненным количеством габбро-норитов, габбро, перidotитов, пироксенитов и других меланократовых разностей пород. Дифференцированность проявляется в многофазной магматической деятельности и расслоении пород на существенно меланократовые и лейкократовые. Характер и степень дифференцированности аортозитовых интрузий различны. В одних случаях это отчетливо стратифицированные комплексы (Ангашанский массив), в других — дифференциация выражена слабее, и между породами наблюдаются постепенные переходы. Часто отмечается шлировый характер расслоения.

Продуктивные базиты состоят в основном из переменных количеств плагиоклаза, пироксена и оливина при явном преобладании плагиоклаза. В зависимости от глубины эрозионного среза интрузий и степени метаморфизма состав плагиоклаза меняется от олигоклаза до битовнита, доминируют, однако, основной андезин и лабрадор. Темноцветные минералы собственно аортозитов, представлены преимущественно гиперстеном. В габбро, пироксенитах и перidotитах распространены клинопироксен и оливин. Постоянно встречаются ильменит, титаномагнетит, апатит, отмечаются рутил и сульфиды.

Промышленные скопления апатита тяготеют обычно к меланократовым андезин-пироксеновым базитам, характеризующимся общей повышенной железистостью и титанистостью [153]. Наиболее высокие концентрации Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> фиксируются в рудных пироксенитах и габбро, иногда перidotитах и оливинитах, обогащенных рудными минералами. Нередко решающее значение для распределения апатитового оруденения имеет текстоника. С участками повышенной нарушенности связывается образование богатых апатит-ильменит-титаномагнетитовых заложений среди габбро, аортозитов и пироксенитов.

Большинство исследователей придерживаются мнения о первичномагматическом генезисе аортозитовых комплексов, однако при этом не отрицаются значительная роль в их становлении (особенно в орогенных областях) процессов метаморфизма (чарнокит-аортозитовая серия). Иной точки зрения придерживаются В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская [152], считающие, что образование аортозитовой формации происходило в глубоких зонах земной коры (ниже зоны гранитизации) в результате сложных процессов ультраметаморфизма (метасоматической аортозитизации, селективного выплавления и т. д.) под воздействием «трансмагматических растворов».

На территории СССР в связи с аортозитовой формацией выявлен ряд комплексных месторождений (Кручининское, Стремигородское и др.), в рудах которых апатит присутствует как сопутствующий компонент [9, 134, 245 и др.]. В последние годы в Джугджурской провинции открыты промышленно ин-

Таблица 4

## Группировка комплексных апатитсодержащих месторождений базитовых формаций

Апатитоносные базитовые формации.	Рудовмещающие комплексы горных пород	Фосфоронесущие рудные формации	Минеральные типы месторождений и рудопроявлений	Среднее содержание $P_2O_5$ в рудах (в %); масштаб проявления	Примеры месторождений и рудопроявлений
Анортозитовая	Анортозиты, аниортозиты, габбро-пироксениты, габбро-порфириты (анортозитовая ассоциация)	Фосфорно-титано-железорудная	Апатит-ильменит-титаномагнетитовый	Жилоподобные, пластикообразные линзообразные тела	Джульджурская группа
	Оlivиновые габбро, порфириты, габбро-порфириты, перидотиты, аниортозиты (габбро-анортозитовая ассоциация)		Апатит-ильменит-титаномагнетитовый, апатит-титаномагнетитовый	Линзообразные тела	Стремигородское и др.
	Рудные пироксениты, оливиниты, оливин и оливиновое габбро, габбро-анортозиты, аниортозиты (анортозит-габбро-порфиритовая ассоциация ритмично расслоенных интрузий)			Линзо- и пластообразные залежи, линзы, вкрапленные и прожилково-вкрапленные тела	Кручининское и др.
Дунит-пироксенит-	Пироксеновые габбро, рудные пироксениты	Фосфорно-мелано-титано-	Апатит-борнит-халькопирит	Линзообразные тела	Волковское, Суроямское
габбровая	Сланцет-габбровая (рас面孔енных интрузий)	железорудная (ванадиеносная)	титаномагнетитовый, апатит-халькопирит-титаномагнетитовый		Патынское, Большое Культайгинское и др.
		Фосфорно-титано-железорудная	Апатит-титаномагнетитовый, апатит-ильменит-титаномагнетитовый	Пластообразные залежи	2—3; средние (по прогнозным оценкам)

тересные проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд [38], характеризующиеся уже более повышенными концентрациями апатита (Гаюм, Маймакан, Джана и др.).

Наиболее изученным их представителем может служить рудопроявление Гаюм, находящееся в геранской части Джугджурского plutона на водоразделе рек Учур и Гаюм. Здесь на площади 8 км<sup>2</sup> распространены измененные аниортозиты, в меньшей степени габбро-аниортозиты, нориты и габбро-нориты, нарушенные серией разломов северо-восточного и северо-западного направлений; отмечаются небольшой мощности (до 10 м) дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов.

Апатит-ильменит-титаномагнетитовая минерализация локализуется в трех зонах, удаленных друг от друга на 1,5—6 км. В каждой из них выделяется система жилоподобных крутопадающих (70—80°) тел, преимущественно северо-западной ориентировки, т. е. резко секущих массив и его внутренние элементы. Мощность рудных тел меняется от нескольких метров до 160 м, а протяженность — от 250 до 950 м. Эрозионным срезом они вскрыты по падению на 200 м, причем характер оруденения не претерпевает существенных изменений.

На рудопроявлениях преимущественно распространен апатит-ильменит-титаномагнетитовый минеральный тип; руды средние и крупнозернистые, реже мелкозернистые, массивные, иногда катаклазированные. Апатит в виде идиоморфных призматического габитуса (иногда как бы оплавленных) кристаллов (размерами от 1,2×1,5 до 10×20 мм) распределен в сидеронитовой массе ильменита и титаномагнетита. Внерудной части превалируют плагиоклазы, пироксены, слюды, иногда значительно затронутые вторичны-

ми изменениями; общее их количество обычно не превышает 10–15%. Среднее содержание  $P_2O_5$  в рудах около 9% (при колебаниях от 5 до 20%),  $TiO_2$ —11% и  $Fe$ —около 30%. При указанных параметрах рудных тел и содержаниях апатита предполагаемые прогнозные запасы  $P_2O_5$ rudопроявления Гаюм до глубины 350 м оцениваются в 45 млн. т. Из руд по магнитно-сепарационно-флотационным схемам получен высококачественный апатитовый концентрат (37–39%  $P_2O_5$  при извлечении 88–94%) и одновременно — ильменитовый и титаномагнетитовый концентраты.

**Дунит-пироксенит-габбровая формация** характерна для зон эвгеосинклинального типа. Ее становление связывается с каледонским тектономагматическим циклом. Слагающие формацию магматические комплексы, представленные широким рядом дифференциатов от дунитов до диоритов, с постоянным преобладанием пород группы габбро, известны в каледонидах Алтая–Саянской складчатой области, Центрального Казахстана, в меньшей степени — в Северном Тянь-Шане и Султан-Узедаге. Массивы формации площадью до 100 км<sup>2</sup> чаще всего размещаются в местах сочленения подвижных и стабильных структур, реже непосредственно во внутренних частях подвижных зон. Металлогенез их остается слабо изученной; апатитовая минерализация установлена главным образом в габбро и пироксенитах ( $P_2O_5$  0,2–0,5%, в рудных разновидностях до 2–2,5%).

Более мощно рассматриваемая формация проявилась в герцинский тектономагматический цикл, особенно на Урале, где она образует протяженный так называемый Платиноносный меридиональный пояс. Массивы формации имеют вытянутую линзообразную форму, иногда отмечаются лакколитоподобные, трубо-, воронко- и факолитообразные тела. Характерна их связь с довольно крупными интрузиями натровых гранитоидов [151]. Отличительные признаки описываемых комплексов — существенно габбровый состав массивов, наличие среди габбро резко обособленных тел («ядер») бесполевошпатовых основных пород (обычно дунитов), а также присутствие в верхних частях интрузий кислых дифференциатов основной магмы — плагиогранитов и кварцевых диоритов [149].

На контакте дунитов и габбро, как правило, развиты оливиновые пироксениты, оливиновые габбро и тыланты. Для габбро показательны большое содержание цветных минералов и присутствие плагиоклаза высокой основности. Металлогеническая специализация массивов Уральской провинции вполне определенная: платиноиды в дунитах, титаномагнетитовые руды, иногда с фосфором, сульфидами меди и ванадием в пироксеновых габбро и пироксенитах (Волковское и Суроямское месторождения).

По совокупности магматических пород дунит-пироксенит-габбровой формации отвечают интрузивные комплексы в альпи-

дах Корякско-Камчатской складчатой области. Сюда, например, относятся раннемеловые массивы Пекульнейской зоны, сформированные вслед за накоплением эфузивов кератофиро-спилитовой формации, и Западно-Камчатско-Корякской зоны, где они сопровождаются щелочными плагиогранитами. Позднемеловые интрузии развиты в Корякском нагорье [147]. Габброриды этих массивов характеризуются повышенными содержаниями железа и окиси титана (от 0,5 до 1,2%), в связи с ними фиксируются жилы магнетита и иногда хромита. На апатитносность они не изучались, но по данным химического анализа в базитах пекульнейского комплекса отмечаются несколько повышенные (по сравнению с фоновыми) содержания  $P_2O_5$ .

Таким образом, в связи с дунит-пироксенит-габбровой формацией в настоящее время известны только два комплексных месторождения (Волковское и Суроямское) и несколько рудопроявлений на Среднем Урале. В литературе указанные объекты охарактеризованы достаточно полно [8, 205, 209, 210]. Следует заметить, что в комплексных рудах апатит из-за невысоких содержаний и небольших запасов может представлять интерес лишь в случае его попутного извлечения.

**Сиенито-габбровая формация** приурочена к зонам геантоклинальных поднятий и срединных массивов [151]. Ее становление связано с каледонским тектономагматическим циклом. Особенно значительно она развита в Кузнецко-Минусинской провинции, где представлена многочисленными автономными многофазными дискордантными расслоенными массивами воронко- и плитообразной формы, контролируемыми зонами глубинных разломов (Патынский, Культайгинский, Калбук и др.). Сложены они горными породами двух серий — габброидной и сиенитовой. Габброидная серия, постоянно доминирующая в магматических комплексах, представлена рядом дифференциатов — от меланократовых (пироксениты) до лейкократовых (лейкогаббро и аортозиты), щелочная ветвь — преимущественно пироксеновыми сиенитами. Габброидной серии свойственно расслоение пород, местами ритмичная полосчатость.

Петрохимическая особенность сиенито-габбровых пород — в их повышенной щелочности при значительной роли калия. Последнее подтверждается широким развитием темноцветных минералов (биотита, роговой обманки, клинопироксена) и соответственно появлением титан-авгитовых и керсунитовых габбро, щелочных габброидов и сиенитов; в меньшей степени распространены оливин. Показательна ассоциация плагиоклаза с калиевым полевым шпатом. Во многих случаях с сиенито-габбровыми массивами Кузнецко-Минусинской провинции связаны апатит-титаномагнетитовые рудопроявления (см. табл. 4), характеризующиеся по прогнозным оценкам запасами руд от десятков до первых сотен миллионов тонн при содержании  $P_2O_5$  в рудах в среднем 2–3%, реже до 4–5%.

Герцинские сиенито-габбровые массивы известны на Урале (тагило-кушвинский комплекс). В отношении апатитоносности они менее продуктивны; среднее содержание  $P_2O_5$  в скарновых железорудных месторождениях, ассоциирующих с этим комплексом, не превышает 1—2% [237], а запасы пятиокиси фосфора отдельных наиболее крупных месторождений исчисляются в первые сотни тысяч тонн.

Сиенито-габбровые интрузии, сформированные в альпийский тектономагматический цикл, отмечаются на Камчатке и в Аджаро-Триалетской зоне Кавказа [147, 199]. На п-ове Камчатка они представлены небольшими по площади массивами (10—15 км<sup>2</sup>), объединяемыми в левоандриановский комплекс позднемелового — палеогенового возраста. Сравнительно широко развелся он в южной части Срединного хребта и на Камчатском перешейке. Содержание апатита в габброидах комплекса обычно не превышает 1—3% и только в косывитах, слюдитах и биотитовых пироксенитах повышается соответственно до 4; 5—10 и 7,5%. Во вмещающих массивы трахиандезито-базальтах апатит фиксируется довольно часто в количестве 2—4,7%.

Появление продуктивных сиенито-габбровых массивов связано с формированием глубинных очагов базальтовой магмы повышенной щелочности. По мнению О. А. Богатикова [19], сиенитовая составляющая формации возникла при перемещении расплава из базальтового слоя в гранитный и одновременном движении сквозьмагматических (инфилтратационных) растворов.

Формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочно-габброидная) свойственна областям завершенной складчатости, хотя может формироваться и в условиях платформенного режима. Представлена крупными и мелкими гипабиссальными интрузиями конфокально-кольцевого строения, нередко расслоенными; наблюдается пространственная и генетическая связь с эфузивами щелочно-базальтоидного состава, приуроченность к крупным разрывным нарушениям в жестких структурах [57, 105, 241]. В составе формации выделяются естественные ряды, в которых иногда выпадают некоторые члены: 1) габбро (базальты, диориты) — эссекситы (тералиты, тешениты) — ийолиты (уриты) — нефелиновые сиениты (щелочные сиениты, монцониты); 2) перidotиты (пироксениты) — олигоклазовые и ортоклазовые габбро — нефелиновые сиениты (щелочные пегматиты, акериты, пулласкиты); 3) пироксениты (перidotиты, дуниты) — шонкиниты — нефелиновые сиениты (монцониты, пулласкиты, сиениты). Первая серия пород наиболее характерна для данной формации [241]. Менее типичны те интрузивные комплексы, в которых щелочным габброидам и нефелиновым сиенитам сопутствуют ультрабазиты и карбонатиты.

По составу салических минералов и их соотношению щелочно-габброидные серии пород подразделяются на фельдшпатоидные (тералиты, эссекситы, тешениты, шонкиниты и др.) и бесфельдшпатоидные (олигоклазовые, ортоклазовые габбро и др.). В обеих подгруппах по химизму обособляются натриевая, калиевая и калиево-натриевая ветви. Для формации в целом показательны повышенные концентрации железа, титана, фосфора, в некоторых случаях фтора, относительно высокие содержания глинозема, кальция и щелочей; ниобий, цирконий и редкие земли присутствуют в незначительных количествах. Повышенные скопления апатита отмечаются в связи с натриевыми комплексами пород.

Впервые щелочно-габброидная формация проявляется в позднем протерозое, характеризуя достаточно жесткие (консолидированные) структуры, подготовленные в раннепротерозойское время. К докембрийским комплексам относятся массивы Ельзозерский и Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове (табл. 5), с которыми связаны рудопроявления титана, железа и апатита в породах группы габбро и пироксенитах; содержание  $P_2O_5$  в титаномагнетитовых рудах достигает 4—6%, в среднем 2—3% [129].

Условно к описываемой формации отнесены докембрийские сиенито-диориты и эссекситы Ошурковского массива (Западное Забайкалье), с которым ассоциирует одноименное месторождение апатитовых руд. Следует отметить, что до сих пор формационная принадлежность этого магматического комплекса остается дискуссионной, однако большинство исследователей [6, 193, 247] едини в том, что по особенностям химизма магматические породы Ошурковского массива более всего отвечают щелочным габброидам.

Проявления щелочно-габброидной формации известны также в связи с каледонским, герцинским, мезозойским и альпийским тектономагматическими циклами, но промышленных концентраций апатита в ассоциации с ними пока не обнаружено. Незначительные по масштабам рудопроявления выявлены в девонских массивах сайжинского (Витимское плоскогорье) и кия-шалтырского (Кузнецкий Алатау) комплексов. Относительно повышенные концентрации  $P_2O_5$  (до 1,5—2%) отмечаются весьма часто в щелочных габброидах разного возраста и различной структурной приуроченности (Казахстан, Тянь-Шань, Урал, Сахалин и др.).

От типичных образований формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов описываемая формация отличается наличием в составе габброидов. Эта особенность нашла отражение в различных взглядах на происхождение слагающих ее комплексов. По мнению О. А. Воробьевой и др. [212], начальный их очаг связан с зонами выплавления базальтов из верхних горизонтов мантии. А. А. Конев [115], изучая массивы

Таблица 5

Группировка апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождений щелочных формаций

Апатитоносные щелочные формации	Рудоммещающие горные породы	Фосфоронесущие рудные формации	Минеральные типы месторождений и рудопроявлений	Морфология рудных тел	Содержание $P_2O_5$ в рудах (в %); масштаб проявления	Примеры месторождений и рудопроявлений
Апатитовых нефелиновых сиенитов	Массивные уртиты, ийолит-уртиты	Титано-фосфорно-глиноzemистая с редкими элементами	Апатит-нефелиновый, апатит-титаномагнетит-апатитовый, сиен-апатит-нефелиновый	Протяженные линзы, пластообразные залежи и брекчированные зоны	16—19; от мелких и средних до весьма крупных	Хибинская группа
Уртиты лифференцированного комплекса	Фосфорноглиноземисто-редкометальная	Сиен-апатитовый, сиен-титаномагнетит-апатитовый, сиен-апатит-нефелиновый	Апатит-нефелин-редкометальный	Линзы в кровле и въязем боку апатит-нефелиновых тел	3—7; мелкие и средние залежи и рудопроявления	Партомчорр, Эвес-логчорр и др.
Эдиалитовые лужавриты	Фосфорноглиноземисто-редкометальная	Апатит-сиенамфиболовый	Апатит-сиенамфиболовый	Протяженные пластообразные залежи	2—5; мелкие и средние залежи и рудопроявления	Ловозерский массив
Ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов	Гироксениты, якупиряниты (никеленосная)	Апатит-(шерлomit)-титаномагнетитовый	Апатит-(перовскит)-(сиенит)-(магнетит)-пироксеновый	Жильные, пластообразные и неправильной формы тела, залежи и прерывистые колыцевые зоны вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных руд	2—3; мелкие и средние залежи и рудопроявления	Красномайское, Жидойское и др. Айронхилл (США)
<hr/>						
Щелочных габбронодлов, щелочных и нефелиновых сиенитов	Эгирина-фосфорная	Апатит-эгириновый	Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовый (с редкометальными минералами)	Кольцевые, прерывисто-кольцевые и линзовидные тела	6—8; мелкие до крупных (по прогнозной оценке)	Маганское
Ультрабазиты, нефелин-пироксеновые и меллититовые породы	Флогопит-фосфорноредкометально-железорудная	Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовый (с редкометальными минералами)	Жилообразные и полукольцевые крутоапаляющие тела, неправильной формы замки	6—8; средние и крупные	Ковдорское. Палаобра (ЮАР)	
Карбонатиты, нефелин-пироксеновые породы	Апатит-магнетитовый	Апатит-карбонат-редкометальный с магнетитом	Дайкообразные полукольцевые крутоапаляющие тела	14—22; средние до весьма крупных	Ессеи, Быраас, Немигос (Канада), Серроте (Бразилия)	
Ранние кальцитовые карбонатиты	Глиноzem-тиано-железорудно-фосфорная	Апатит-апатит-нефелиновый	Штоки, конические и линейные жильные тела	4—5; средние и крупные	Ковдорское, Саникское, Тороро (Уганда), Аракса (Бразилия)	
<hr/>						
Щелочных габбронодлов, щелочных и нефелиновых сиенитов	Мельтейгит-ийолит-уртиты	Апатитовый, апатит-нефелиновый	Минерализованные зоны тела	1—3; рудопроявления	Гремяха-Вырмес, Елеть-озерский массивы	
Габбро-пироксениты	Габбро-пироксениты	Апатит-(ильменит)-тианомагнетитовый	Неправильной формы тела	2—3; рудопроявления		
Сиенит-диориты, эсекситы	Сиенит-диориты, эсекситы	Апатитовый с титаномагнетитом	Минерализованные зоны	3,8—4; среднес	Ошурковское	

сайжинского комплекса, пришел к выводу, что они являются дериватами оливино-базальтовой магмы. Ю. М. Шейнман и др. [236] связывают их образование с ультраосновной магмой, но при этом допускают ее гибридизацию базальтами. Г. В. Андреев и др. [4] предполагают формирование ультраосновной — щелочной магмы на границе перidotитовой и базальтовой оболочек; щелочной ее состав обусловлен поступлением в магматические очаги высокотемпературных растворов с натрием, калием и алюминием.

В связи со щелочно-габброидной формацией известно пока одно промышленное месторождение апатита — Ошурковское, детально освещенное в опубликованных работах [6, 8, 110, 120, 128, 191 и др.]. Расположено оно в 15 км к северо-западу от г. Улан-Удэ в пределах Ошурковского массива, площадь около 12 км<sup>2</sup>. Возраст массива датируется в одних случаях поздним протерозоем [6, 120], в других — ранним палеозоем [128]. В региональном плане массив приурочен к юго-восточному крылу Хамар-Дабанского антиклиниория и контролируется глубинным разломом субширотного профиля.

Большая часть массива сложена диоритами (эссекситами?) и метасоматически преобразованными породами сиенито-диоритового состава; широко развиты дайки лампрофиров, гранитов, пегматитов, а также кварцевые жилы. Все породы апатитоносны (от 3—4 до 15—20% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), однако на этом фоне выделяются полосы гидротермально измененных диоритов и апатит-полевошпатовые линзы шириной от 100 до 400 м и длиной до 500—600 м с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 5—6%. Богатые скопления апатита (до 50%) отмечаются в зонах брекчирования и интенсивного метаморфизма. Средняя концентрация P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рудах месторождения около 4% при бортовом значении 2,5%. На глубину апатитовая минерализация прослежена до 600 м.

Изучение технологических свойств руд Ошурковского месторождения показало, что при измельчении их до 0,3 мм выход концентрата 12,4—16,6%. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в концентрате 35—37%, извлечение апатита во всех случаях превышает 90% [110].

На происхождение Ошурковского месторождения в настоящее время существует несколько точек зрения. Одни исследователи [8] считают его позднемагматическим, другие [6] связывают образование основной массы апатита с заключительным этапом магматической деятельности (поздне-, постмагматические и автометасоматические процессы). Л. И. Костромина [120] определяет месторождение как позднемагматическое — автометасоматическое с вкрапленным оруденением.

Об источнике фосфора существует ряд мнений. А. А. Арсеньев и др. [8] предполагают связь этого элемента с первичным расплавом, отвечающим щелочным габбро, впоследствии ассилировавшим вмещающие гранито-гнейсы; сходные взгляды высказывает Л. И. Костромина [120], считая Ошурковский мас-

сив самостоятельной малой габброидной интрузией щелочного характера, претерпевшей магматогенный автометасоматоз и метаморфизующее влияние более молодых интрузивных комплексов. Но не исключается также вариант переплавления до состояния габброидной магмы глубоко погруженного блока метаморфических фосфорсодержащих пород (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,6—0,7%), отмечаемых в районе месторождения. Существовала возможность заимствования фосфора из докембрийского субстрата габброидными магмами [6].

Ошурковское месторождение детально разведано. Запасы апатитовых руд со средним содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 3,87%, подсчитанные по промышленным категориям, составляют 996 млн. т (39 млн. т P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

*Формация ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов* проявляется как на платформах (щитах), так и в консолидированных складчатых областях в пределах региональных зон разломов [51, 98, 208, 220]. Представлена она сложными многофазными интрузиями центрального типа, характеризующимися зонально-кольцевым строением отдельных серий пород, формировавшихся в основном на небольших глубинах. Естественные главные ассоциации пород этой формации представлены (в последовательности формирования) оливинитами, мелилититами, якупирангитами (пироксенитами), мельтейгитами, ийолититами, уртитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, камафритами и карбонатитами. В значительно денудированных структурах наблюдаются трещинные интрузии менее сложного состава с преобладанием ультраосновных дифференциатов. На платформах отмечается тесная пространственная и генетическая связь формации с трахибазальтами и щелочными базальтоидами.

Вокруг массивов обычно развиты широкие ореолы фенитизации, по масштабам нередко сопоставимые с самими интрузиями; характерны и другие метасоматические процессы магматической и постмагматической стадий (флогопитизация, нефелинизация, альбитизация и пр.). Все породы формации отличаются бедностью кремнеземом, повышенным содержанием алюминия и щелочей при преобладании натрия над калием. Металлогенез формации весьма разнообразен: редкие и редкоземельные элементы, железо, фосфор, флогопит, вермикулит и др.

Первые проявления формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов на территории СССР связаны с байкальским тектономагматическим циклом. Типичные их представители — позднепротерозойские массивы арбаастахского комплекса (Арбаастах, Чад, Кондер, Ингили) в юго-восточной части Алданского щита [77]. Промышленные концентрации апатита в этом комплексе установлены только в пределах массива Арбаастах [54].

Значительно интенсивнее ультраосновной — щелочной магматизм проявился в раннем палеозое. Достаточно полно он представлен в восточной части Балтийского щита (Карело-Кольская провинция), фрагментарно — в Кокчетавском срединном массиве (красномайский комплекс) и консолидированной зоне Енисейской складчатой области (Кийский и Чапинский массивы). Соответственно более продуктивны на апатиты карбонатитовые массивы Кольского полуострова, заключающие к тому же промышленные концентрации железа, редких элементов, флогопита и вермикулита [143, 207, 208].

К герцинскому тектоно-магматическому циклу относятся карбонатитовые массивы зиминского (Восточные Саяны) и сетте-дабанского (восточная периферия Алданского щита) комплексов, расположенных в зоне сочленения платформы со складчатым обрамлением и приуроченных к региональным разломам глубинного заложения. Промышленные концентрации апатита установлены в связи с белозиминским комплексом. Среди интрузий сетте-дабанского комплекса практически интересные скопления апатита выявлены в пределах Горноозерского массива.

Мезозойской активизацией Сибирской платформы обусловлено появление пермо-триасовых карбонатитовых массивов Маймеч-Котуйской провинции на севере Красноярского края, в ассоциации с которыми развиты вулкано-плутонические комплексы щелочно-базальтоидной, трапповой и кимберлитовой формаций. По прогнозным запасам  $P_2O_5$  и качеству руд некоторые проявления указанной провинции (Ессей, Маган, Ыраас) сопоставимы с крупными и средними месторождениями Кольского полуострова (Ковдорское, Хибинская группа).

Завершается становление формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в юрско-меловое время. Массивы этого возраста известны в геоантклинальном поднятии Сихотэ-Алинской складчатой области (Кокшаровский и др.), но промышленных скоплений апатита в связи с ними пока не выявлено.

Таким образом, на территории СССР особо продуктивны в связи с рассматриваемой формацией на данном этапе изученности каледонская (ордовик — девон) и герцинская (девон — ранний триас) эпохи. За рубежом при сходстве строения и геологической позиции карбонатитовых комплексов формирование основных запасов апатита приходится на мезозойскую, в меньшей степени на герцинскую и докембрийскую эпохи.

Большинство исследователей формации придерживается точки зрения о ее связи с глубинными частями верхней мантии; щелочные магмы представляют собой дифференциаты этих расплавов, возникшие при участии продуктов дегазации мантии [212].

В СССР эксплуатация апатитсодержащего месторождения, связанного с формацией ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, осуществляется только в пределах Ковдорского массива на Кольском полуострове. За рубежом весьма продуктивные карбонатитовые комплексы установлены в Бразилии (Якупиранга, Араша), ЮАР (Палабора, Шпицкоп) и Финляндии (Сокли) [104, 133, 208].

Ковдорское апатит-магнетитовое месторождение расположено в юго-западной части одноименного массива и контролируется тремя пересекающимися разломами: северо-восточного ( $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$ ), северо-западного ( $330^{\circ}$ ), совпадающего с контактом ультрабазитов с ийолитами, и субмеридионального простирания. Магнетитовые руды слагают Главное рудное тело мощностью до 800 м, вытянутое в субмеридиональном направлении на 1400—1500 м, к которому тяготеют на юго-западе ряд крутопадающих, вытянутых в северо-восточном направлении жилообразных тел мощностью до 60 м и протяженностью до 700 м. Кроме того, единичными скважинами вскрыт ряд жил вблизи северного окончания Главного рудного тела и сравнительно густой штокверк маломощных (до 5—10 м) крутопадающих жил — в центральной части массива.

Главное рудное тело заключает основные разведанные запасы руд (47 млн. т  $P_2O_5$  при содержании 5,31—7,22%). Морфологически его можно расчленить на две части — южную и северную. Южная часть представляет собой трубообразное тело с поперечным размером 600—750 м, с изометричной в плане формой и с крутым склонением на юг под углом около  $80^{\circ}$ . На глубину оно прослежено на 900—1000 м, при этом установлено, что внизу размеры его постепенно уменьшаются в результате небольшого наклона контактов внутрь тела. При сохранении установленной тенденции к сокращению размеров рудного тела полного его выклинивания можно ожидать на глубине 3 км. Северная часть рудного тела представляет собой апофизу рудной трубы мощностью 200—250 м, вытянутую в субмеридиональном направлении на 500 м.

Рудное тело характеризуется резкими секущими контактами, весьма сложными и извилистыми как в плане, так и на глубину; морфология его осложнена многочисленными жильными ответвлениями, уходящими во вмещающие породы иногда на сотни метров, наличием среди руд останцов вмещающих пород (особенно в краевых частях месторождения) и рвущих безрудных карбонатитов.

Главное тело отличается большой пестротой слагающих его руд. По преобладанию или существенному развитию тех или иных минералов выделяются следующие руды и породы (в порядке последовательности их образования): 1) форстерит-магнетитовые; 2) апатит-форстеритовые (апатитовые руды); 3) апатит-форстерит-магнетитовые; 4) апатит-кальцит-форстерит-маг-

нетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые, 5) форстерит-кальцитовые карбонатиты с магнетитом, 6) гумит-тетрафлогопит-апатит-кальцит-магнетитовые и гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонатиты, 7) рудные брекчии, 8) доломит-форстерит-магнетитовые и доломитовые карбонатиты.

Роль этих разновидностей неодинакова. Широко развиты апатит-форстерит-магнетитовые руды (около 70% всей площади Главного рудного тела). С периферии они окружены почти сплошной каймой апатит-форстеритовых пород мощностью от 10 до 60—200 м. Форстерит-магнетитовые руды слагают редкие и сравнительно небольшие участки в юго-восточной части Главного тела среди апатит-форстерит-магнетитовых руд. Эта разновидность преобладает в крупных жилообразных телах — сателлитах, расположенных к юго-западу от Главного тела, и почти целиком слагает штокверк жил в центральной части массива.

В юго-западной части месторождения апатит-форстерит-магнетитовые руды прорваны сложно ветвящимся кольцеобразным крутопадающим телом форстерит-кальцитовых карбонатитов, которое сопровождается штокверком карбонатитовых жил и ореолом кальцитизированных руд. Площадь карбонатитового тела на верхних горизонтах (абсолютные отметки 190 и 130 м) 8—10 тыс. м<sup>2</sup>. С карбонатитами ассоциируются конформные небольшие тела кальцит-магнетитовых руд. В связи с внедрением кальцитовых карбонатитов и сопряженных с ними кальцит-магнетитовых руд южная часть Главного рудного тела приобретает зональное строение: непосредственно к карбонатитам и кальцит-форстерит-магнетитовым рудам примыкает ореол кальцитизированных апатит-форстерит-магнетитовых руд.

Далее к периферии степень кальцитизации постепенно снижается. Кальцитизированные руды сменяются апатит-форстерит-магнетитовыми, окруженными в свою очередь ореолом апатит-форстеритовых пород. Гумит-тетрафлогопит-апатит-кальцит-магнетитовые руды и гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонатиты образуют два небольших шточкообразных вертикально падающих тела, слагая как бы ядро рудной трубы. Рудные брекчии слагают мелкие дайки с резкими секущими контактами. Доломит-форстерит-магнетитовые руды представлены сравнительно крупным телом, примыкающим к восточной окраине гумитсодержащих пород. Самые молодые — доломитовые карбонатиты, представленные обычно мелкими жилами мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, вытянуты в северо-западном направлении.

Таким образом, главный минерал руд — магнетит (до 55—65%), постоянно присутствуют апатит (до 26%), форстерит и флогопит (до 40—60%), кальцит, доломит, иногда отмечаются бадделеит и сульфиды. Содержание Fe<sub>вал</sub> в промышленных разновидностях руд 29—35%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 7—10%. Сложный и непостоян-

ный состав руд Ковдорского апатит-магнетитового месторождения требует строго планируемой их шихтовки в процессе добычи. Опыт работы магнетитовой и апатитовой обогатительных фабрик показывает, что недостаточно продуманная шихтовка руды не обеспечивает либо проектируемых объемов выпуска концентратов, либо планируемого их качества. Дело осложняется еще и тем, что магнетит и апатит в рудах разных типов отличаются по составу. Большое значение приобретают примеси балластных минералов в концентратах. Например, повышенное содержание форстерита в апатитовом концентрате резко ухудшает процесс их переработки.

Форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды образовались преимущественно инъекционным путем, о чем свидетельствуют их массивные, таксито-полосчатые текстуры, резкие контакты рудных тел с вмещающими породами, однородный состав и отсутствие зональности. Апатит-форстеритовые породы относятся, очевидно, к метасоматическим образованиям. Для них характерны реликтовые текстуры, зональность, зависимость состава от вмещающих пород.

Проявление интрузивной тектоники на месте сочленения дорудных разломов и поступление новых порций растворов привели к интенсивному метасоматозу (кальцитизации) ранее сформировавшихся руд. Так возникли кальцит-апатит-форстерит-магнетитовые руды в ядре Главного тела. Сформировавшаяся метасоматическая зональность и последующая взрывная деятельность магматического очага привели к появлению структур нового типа — конических трещин, что обусловило образование вначале неполнокольцевых сравнительно мелких тел кальцит-магнетитовых руд и форстерит-кальцитовых карбонатитов, а затем трубообразных гумит-тетрафлогопитовых пород и кальцит-доломит-форстерит-магнетитовых руд. Взрывной характер обстановки формирования рудных тел приводил к их дроблению и образованию эксплозивных брекчий различного состава, чаще всего приуроченных к kontaktам различных типов руд.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов включает крайне незначительное число массивов: на территории СССР Хибинский и Ловозерский (280—300 млн. лет), а также сателлит первого — Соустова; кроме того, сюда условно отнесены массивы Томтор и Богдо в пределах Уджинского поднятия (Восточно-Анабарская провинция); за рубежом к агпайтовым комплексам принадлежат массивы Иллимаусак (Гренландия), Пирансберг (ЮАР), Лос (Гвинея), Сент-Илер (Канада) и др.

Размеры их в плане современного эрозионного среза варьируют от 1—2 км<sup>2</sup> (Норра-Кер, Швеция) до нескольких сот квадратных километров (Пирансберг). Хибинский и Ловозерский массивы площадью соответственно 1300 и 650 км<sup>2</sup> относятся к

Таблица 6

## Химический состав (в %) фойяитов — хибинитов

Окислы	Хибинит	Фойяйт	Лявочор-ррит	Фойяиты				
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54,08	55,07	55,03	54,64	53,53	54,24	55,50	56,03
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,94	1,01	0,80	0,44	0,52	0,30	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,21	21,66	21,48	19,73	19,69	22,02	19,87	19,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	2,53	2,84	3,60	5,09	1,71	3,34	2,59
FeO	1,58	1,36	1,70	0,78	2,83	0,58	0,76	1,52
MnO	0,23	0,18	0,13	0,27	0,24	0,57	0,60	—
MgO	0,51	0,65	0,44	0,37	—	0,13	0,28	0,40
CaO	1,55	1,80	1,35	0,61	1,87	1,15	1,63	1,58
Na <sub>2</sub> O	9,57	9,78	9,12	9,56	9,61	9,80	9,91	9,10
K <sub>2</sub> O	5,97	6,51	5,54	6,55	5,23	6,21	5,41	5,35

При меч ани е: 1—3 — Хибинский массив [224]; 4 — Ловозерский массив [51]; 5 — массив Иллимаусак (по Уссикуту, 1912 г.); 6 — о-ва Лос [48]; 7 — массив Пилансберг; 8 — средний фойяйт Трансваальской провинции [51].

характеризуются резкими колебаниями содержаний главных петрогенных элементов [51].

Соотношение лувротов и фойяитов варьирует весьма широко. В отдельных массивах, например Ловозерском и Иллимаусак, эти породы развиты в равных количествах или луврты несколько преобладают над фойяитами; в других массивах (Хибинском) доля агпайтовых пород весьма мала — до нескольких процентов от общего объема магматитов. Следует отметить, что максимального развития луврты достигают в тех случаях, когда в эрозионном срезе сохранились апикальные части щелочных (суббулканических) интрузий, а во вмещающих породах присутствуют базальтоидные и другие эфузивы. В отдельных массивах удается наблюдать замещение эфузивов щелочной магмой и их преобразование в лувритоподобные породы (массив Иллимаусак).

Следующая стадия процесса магматического замещения — фойяитизация лувротов — может быть рассмотрена на примере Ловозерского массива [23], представляющего собой по совокупности геологических и геофизических данных округлое в плане тело, состоящее из двух структурных единиц: 1) обнаженной на современном эрозионном срезе верхней (стратифицированной) блюдцеобразной залежи и 2) подстилающего ее снизу штока фойяитов меньшего диаметра. Верхняя часть стратифицированной серии щелочных образований содержит многочисленные ксенолиты эфузивных и измененных осадочных пород. Сходное строение имеет массив о-вов Лос. Как и в Ловозерском массиве, здесь нередки ксенолиты ороговикованных эфузивов в фельдшпатоидных породах. Сплошные кольцевые

числу крупнейших агпайтовых образований. Несмотря на малочисленность агпайтовых массивов, а также специфику их строения и состава, по совокупности геолого-петрографических и геохимических характеристик они заметно отличаются от основной массы щелочных интрузий.

Наиболее типичными их чертами следует считать: 1) приуроченность к стабильным платформенным структурам; 2) преимущественную локализацию в пределах древних щитов (Балтийского, Канадского, Африканского) и связь с крупными тектоническими линеаментами и глубинными («сквозьструктурными») разломами; 3) нахождение в виде многофазных интрузий центрального типа с характерным кольцевым строением; 4) расслоенное (дифференцированное) строение массивов или отдельных тел агпайтовых пород; 5) повышенную концентрацию редких элементов (Nb, Zr, TR, Sr); появление редкометальных минералов не только в качестве второстепенных, но и как главных породообразующих (эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, ловенит, лопарит, катаплеит и др.); 6) обогащение пород минералами, содержащими летучие компоненты (виллонит, содалит, нозеан, апатит и др.) и титан (сфен, титаномагнетит).

Наряду с агпайтовыми породами\* в каждом массиве присутствуют лейкократовые нефелиновые сиениты, характеризующиеся коэффициентом агпайнности, близким к единице. В литературе они получили различные названия — фойяиты, хибиниты, лявочорриты и т. п., хотя, в сущности, отличаются лишь некоторыми текстурными и структурными особенностями или наличием второстепенных минералов. Обращает на себя внимание близость химического состава фойяитов и им подобных нефелиновых сиенитов, несмотря на то что они слагают щелочные массивы весьма различного «средневзвешенного» состава из различных щелочных провинций мира (табл. 6).

Указанные породы на 90—95% сложены нефелином и калинатровым полевым шпатом, т. е. по составу близки к нефелин-полевошпатовым котектикам и эвтектическим низкотемпературным выплавкам, что позволяет считать их продуктами первичных глубинных, возможно подкоровых, фойяитовых магм. В зависимости от глубинности исходных магм, будет закономерно меняться соотношение нефелина и полевого шпата в фойяите и, соответственно, несколько варьировать содержание SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Напротив, собственно агпайтовые породы (левириты, какортокиты и др.) из различных массивов весьма специфичны и

\* Типичные агпайтовые породы (левириты, какортокиты, малиниты, содалитовые науяиты и др.) состоят из нефелина, полевых шпатов, эгирина, арфведсонита, эвдиалита и других цветных и рудных минералов, обогащенных щелочами. Коэффициент агпайнности  $K_a = (K + Na)/Al$  в указанных образованиях может повышаться до 1,3—1,5 (в нефелиновых сиенитах Хибинского массива 1—1,1).

зоны эфузивов сохранились и в массиве Пилансберг, для которого еще 50 лет назад предполагалось кальдерное проседание крупного центрального блока кровли.

Сходное предположение было четко обосновано для Иллимаусака. Именно такой механизм представляется наиболее вероятным и для хибино-ловозерского комплекса, точнее говоря, для располагающихся на одной линии трех массивов: Хибинского, Ловозерского и Контозерского. Последний — типичная кальдерная депрессия, имеющая правильные округлые контуры, в пределах которой сохранилось опущенное по кольцевому разлому стратифицированное тело девонских осадочно-вулканогенных пород, включая известняки, хотя вокруг этого и остальных массивов развиты древние гранито-гнейсы и метаморфические комплексы фундамента.

Очевидно, что рассматриваемые три массива имеют разные глубины эрозионного среза, но подчиняются единому механизму интрузий центрального типа. Все они были локализованы в пределах грабеноподобной зоны или вулкано-тектонической депрессии, выполненной мощной толщей эфузивных и осадочных пород, сохранившихся лишь в виде кольцевых блоков в Контозерском и частично в Ловозерском массивах или переработанных щелочной магмой кольцеобразных клиньев фенитов в Хибинском массиве.

Таким образом, специфика Хибинского и Ловозерского массивов заключается не в их связи с какой-то уникальной подкововой магмой, а в конкретном механизме формирования, в различных масштабах переработки материала вулканогенных и других пород, горизонты которых могли отличаться по составу как между собой, так и от щелочной магмы. Продуктами взаимодействия — путем магматического замещения на месте или за счет возникших вторичных субкальдерных магм — были варьирующие по составу луявиры и другие агпайтовые породы, концентрирующие как сидерофильные и прочие компоненты осадочно-вулканогенных пород, так и лиофильные редкие элементы внедрившихся щелочных магм.

Отрицая уникальность хибинской, ловозерской и им подобных магм, стоит все-таки подчеркнуть две специфические их черты: 1) в выплавлении этих магм принимали участие подкововые щелочные эманации, обогащенные редкими элементами, фосфором и фтором; 2) это типичные глубинные платформенные щелочные магмы, отвечающие эвтектикам, по составу более близким к нефелину, чем менее глубинные и более высокотемпературные магмы. Поэтому в дальнейшем неизбежно происходил сброс нефелина, избыточного в новых, менее глубинных, субвулканических условиях кристаллизации магмы. С избыточным нефелином связано появление уртитовых горизонтов в Ловозерском массиве и формирование ийолит-уртитовой серии Хибин.

Предложенный механизм формирования агпайтовых массивов имеет прямое отношение к объяснению генезиса Хибинского plutona и связанных с ним апатит-нефелиновых месторождений. Как было показано ранее [39], в Хибинском массиве все интрузии имеют форму конических тел, последовательно вложенных друг в друга. Внедрение кольцевых интрузий сопровождалось общим проседанием кровли массива при сохранении ее отдельных участков между кольцевыми зонами щелочных пород — хибинитов, фойяитов и др. Кольцеобразные клинья кровли, сложенные древними эфузивно-осадочными породами серии имандра-варзуга и, возможно, более молодыми эфузивами, подвергались глубокому преобразованию: вначале фенитизации, затем магматическому замещению с выплавлением богатых кальцием и фемическим компонентами ийолит-уртитовых и малинит-луявиитовых расплавов.

В процессе тектонических подвижек подобные расплавы перемещались вдоль кольцевого разлома, разделяющего трахитоидные хибиниты, среднезернистые нефелиновые сиениты (лявочориты) и рисчорриты, формирование которых в значительной степени было сопряжено с процессами метасоматоза и разgneйсования первичномассивных нефелиновых сиенитов. Появление вторичных богатых кальцием магм способствовало связыванию фосфора в виде апатита и обособлению существенно апатитовых пород. Именно этим объясняется парадоксальный на первый взгляд факт наличия крупных концентраций апатита в массиве нефелиновых сиенитов, по среднему содержанию фосфора ничем не отличающемся от большинства массивов подобных пород из других щелочных провинций.

С рассматриваемой формацией связаны хибинские апатит-нефелиновые месторождения высококачественных руд. Главнейшие черты геологии, структуры, петрологии, петрохимии, минералогии, вопросы генезиса Хибинского массива и его месторождений рассмотрены в широко известных трудах А. Е. Ферсмана, Б. М. Куплетского, М. П. Фивега, Т. Н. Ивановой, А. В. Галакова, О. Б. Дудкина, С. И. Зака, Е. А. Каменева, Г. М. Вировлянского, Ф. В. Минакова, М. М. Калинкина и др.

Хибинский массив в плане имеет эллипсоидальную форму ( $45 \times 35$  км) и ориентирован в субширотном направлении. Как и его комагмат — Ловозерский plutон, приурочен к рифтогенного типа грабенообразной структуре северо-западного простирания, уходящей корнями в поверхность Мохоровичча; непосредственно сам массив находится в зоне тектонического контакта отложений архея и протерозоя. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта претерпели некоторые изменения: архейские гнейсы сиенитизированы, зеленокаменные породы свиты имандра-варзуга ороговикованы. Контакт массива до глубины 6–8 км падает под углом 60–90°, затем резко выложивается, при этом интрузия приобретает воронкообразную форму [230, 231].

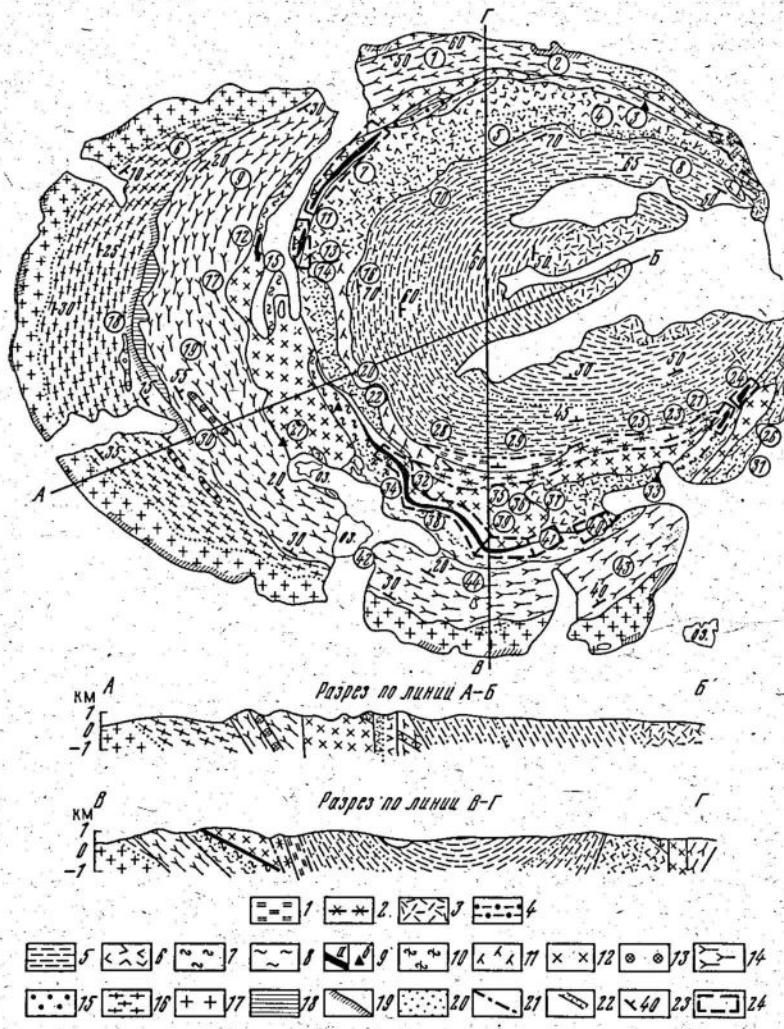


Рис. 5. Схематическая геологическая карта и разрезы Хибинского массива.  
Составлена Е. Н. Володиным под ред. Н. А. Елисеева. Исправлена и дополнена С. И. Заком, Н. М. Абрамовым, Ф. В. Минаковым, Е. А. Каменевым, М. М. Калинкиным, В. Н. Болышевой (1972 г.).

1 — перекристаллизованные нефелиновые сиениты; 2 — гнейсовоидные рисчорриты; 3 — массивные фойяиты; 4 — мелкозернистые нефелиновые сиениты; 5 — трахитоидные фойяиты; 6 — среднезернистые нефелиновые сиениты; 7 — полевошпатовые ийолиты; 8 — трахитоидные ийолиты; 9 — апатит-нефелиновые породы; а — выраженные масштабы карты; б — временные проявления; 10 — уртиты; 11 — слюдянные рисчорриты; 12 — эгинриновые рисчорриты; 13 — жильная фация трахитоидных хибинитов; 14 — трахитоидные хибиниты; 15 — жильная фация массивных хибинитов; 16 — грубозернистые трахитоидные хибиниты; 17 — массивные хибиниты; 18 — ромбен-порфирь; 19 — щелочные сиениты; 20 — зоны альбитизации; 21 — границы зон смятия; 22 — тектонические нарушения; 23 — элементы залегания первичной трахитоидности и полосчатости; 24 — границы месторождений.

Внутреннее строение массива концентрически-зональное (рис. 5), что определяется последовательной возрастной сменой от зоны эндоконтакта к центру интрузива пород различного состава: хибинитов, трахитоидных хибинитов, рисчорритов, ийолит-уртилов и апатит-нефелиновых пород, лявоочорритов и фойяитов, образующих кольцевые или конические тела. Наиболее поздние магматические образования — тингуанты, щелочные трахитоиды и базальтоиды, тералиты, шонкиниты и др., неравномерно развитые на площади массива и представляющие собой скорее всего комплекс самостоятельных малых интрузий или даков второго этапа.

Апатит-нефелиновое оруденение Хибинского массива структурно и парагенетически связано с интрузией ийолит-уртилов. В соответствии с ее морфологией известные месторождения и рудопроявления размещаются в форме дуги во внутренней части массива. Рудовмещающий ийолит-уртиловый комплекс занимает 5,6% площади массива. Наибольшая мощность его тел, достигающая 1,8 км, отмечена в южной и юго-западной частях дуги. В западном секторе массива ийолит-уртиты главной дуги на поверхности представлены лишь редкими жилами и дайками, а их основные крупные тела фиксируются геофизическими методами на глубине под рисчорритами.

В юго-западной и западной частях Хибинского массива (гора Поачвумчорр) под подошвой рисчорритов, на расстоянии 1,5—2,5 км от главной дуги геофизическими методами и структурно-поисковым бурением выявлены мощные тела ийолит-уртилов с сопровождающим их апатит-сфеновым оруденением. Как главная ийолит-уртиловая интрузия, содержащая промышленные месторождения апатита, так и автономная интрузия Поачвумчорр сопровождаются ореолами первичных и вторичных образований, которые распространяются во вмещающих рисчорритах и хибинитах на расстояние от единиц до нескольких сот метров и могут служить индикаторами не вскрытых эрозией тел ийолит-уртилов и связанного с ними апатитового оруденения.

Эти индикаторы следующие: 1) жилы и гнезда апатитового, сфен-апатитового или сфенового состава (м-ние Ньюрпахк,

Горы, месторождения, проявления (цифры на карте): 1 — гора Северный Лявоочорр, 2 — гора Валепахк, 3 — пр. Северный Суолуай, 4 — гора Северный Суолуай, 5 — гора Лявоочорр, 6 — гора Манепахк, 7 — м-ние Партомчорр, 8 — гора Рестиньюн, 9 — гора Путеличорр, 10 — гора Партомчорр, 11 — гора Рисчорр, 12 — гора Поачвумчорр, 13 — уч. Кузельпор, 14 — гора Кузельпор, 15 — гора Нидичумчорр, 16 — гора Касканьюнчорр, 17 — гора Часнор, 18 — гора Юмъечорр, 19 — гора Юдичумчорр, 20 — гора Кукисумчорр, 21 — гора Коашкар, 22 — м-ние Цирк Снежный, 23 — м-ние Коашкар, 24 — м-ние Суолуай, 25 — гора Ньюрпахк, 26 — м-ние Ньюрпахк, 27 — м-ние Вудъэр, 28 — гора Юкспор, 29 — гора Эвеслогчорр, 30 — гора Тахтарвулчорр, 31 — гора Суолуай, 32 — м-ние Кукисумчорр, 33 — уч. Уонунемик, 34 — м-ние Юкспор, 35 — уч. Гакман-Юкспорник, 36 — гора Расвумчорр, 37 — гора Коашва, 38 — м-ние Цирк Апатитовый, 39 — м-ние Плато Расвумчорр, 40 — м-ние Коашва, 41 — м-ние Эвеслогчорр, 42 — Кировск, 43 — гора Китчепахк, 44 — гора Ловчорр

уч. Вуоннемиок, плато Расвумчорр, м-ние Эвеслогчорр, м-ние Цирк Снежный, гора Поачвумчорр, уч. Куниок); 2) жилы ийолит-уртитового состава (уртиты, ювиты, ийолиты, малиниты, мельтейгиты, луябриты); 3) жилы и гнезда пегматитов того же состава; 4) зоны катализации и перекристаллизации в рисчорритах и хибинитах, обогащенных нефелином, эгирином, лепидомеланом, сфером, титаномагнетитом и апатитом; 5) ксенолиты ийолит-уртитов и апатитовых руд в эндоконтактовой зоне поздних лявофоритов или в дайках мончикитов, тингуатов и шонкинитов.

Главная ийолит-уртитовая интрузия имеет коническую форму, которая определена крутым ( $60-80^\circ$ ) падением внешнего контакта и пологим (до  $30^\circ$ ) наклоном его внутренней поверхности к центру массива. Довольно простая на первый взгляд центриклинальная структура рудовмещающего комплекса имеет три особенности. Одна из них связана со срезанием внутренней части тела ийолит-уртитов крутопадающим ( $70^\circ$ ) интрузивом лявофоритов, установленным на абсолютных отметках от 0 — минус 500 м в районе месторождения Кукисвумчорр до минус 1100—1300 м на месторождениях Коашва, Эвеслогчорр и Расвумчорр.

Вторая особенность заключается в большом разнообразии петрографических типов пород, сформировавшихся в несколько последовательных субфаз: 1) трахитоидные уртиты, ювиты, ийолиты и эндоконтактовые малиниты; 2) массивные уртиты; 3) трахитоидные малиниты, луябриты, уртиты, ийолиты и массивные ювиты висячего бока с наложенной сферовой минерализацией. И, наконец, третья особенность — непараллельное (в разрезе) положение «слоев» различных пород ийолит-уртитового комплекса с плоскостью интрузивного контакта. Это обстоятельство говорит о том, что на современном эрозионном срезе породы ийолит-уртитового комплекса, залегающие около нижнего (лежащего) контакта тела, не всегда могут считаться придонной частью и в глубине интрузии могут сменяться новыми, не выходящими на поверхность слоями пород, в том числе обогащенных апатитом и другими полезными компонентами.

Все известные к настоящему времени апатитовые залежи Хибинского массива расположены симметрично относительно рудного участка Гакман-Юкспориок: к северо-западу от него размещаются месторождения Юкспор, Кукисвумчорр и Партомчорр, рудный участок Куэльпор; в направлении к юго-востоку прослеживаются месторождения Расвумчорр, Эвеслогчорр, рудный участок Восточный Расвумчорр, месторождения Коашва и Ньоркпахк. Каждому месторождению северо-западной ветви на юго-востоке соответствует аналог по геологическому строению и внутренней структуре.

Как и интрузия ийолит-уртитов, апатитовая залежь имеет хорошо выраженные полосчатые текстуры, связанные с послой-

ным чередованием лейкоократовых и меланократовых полос различного состава. Эти особенности позволили Н. А. Елисееву и другим исследователям высказать предположение о том, что структура рудного поля определяется характером прототектоники ийолит-уртитовой интрузии.

Е. А. Каменев [102] считает, что упорядоченное расположение хибинских месторождений является отражением их пространственной зональности, следствием принадлежности к одному из шести структурных ярусов (табл. 7), естественные границы между которыми в большинстве случаев отсутствуют. Пространственной моделью зонального размещения апатитовых месторождений Хибин может служить опрокинутый на юго-запад

Таблица 7  
Структурные ярусы Хибинского массива

Структурные ярусы	Месторождения (рудные участки)	Особенности строения
I	Глубокие горизонты (ниже abs. отм. +0 м) Кукисвумчорра, Юкспор и Расвумчорра, участок Гакман-Юкспориок	Маломощная (менее 50 м) крутопадающая ( $40-60^\circ$ ) апатит-нефелиновая залежь линзовидно-полосчатых, сетчатых и вкрапленных руд (апатитовых уртитов)
II	Центральные части Кукисвумчорра — Юкспор — Расвумчорра	Мощная (50—200 м) пластовая пологопадающая ( $10-30^\circ$ ) апатитовая залежь с зональным размещением богатых и бедных руд
III	Рудные участки Куэльпор и Восточный Расвумчорр	Маломощная (до 20 м) апатит-нефелиновая залежь частично брекчированых руд, наклоненная под углом $30-40^\circ$ к центру массива
IV	Коашва и Партомчорр	Мощные (до 100 м — Партомчорр и до 470 м — Коашва) рудные зоны, разделенные на несколько апатит-нефелиновых рудных горизонтов, падающих под углом $20-35^\circ$
V	Участок Вуоннемиок	Маломощная (20—50 м) залежь сфер-апатитовых руд, падающая к центру массива под углом $30-40^\circ$
VI	Ньоркпахк	Мощная (100—200 м) зона брекчированных апатит-нефелиновых руд, разделенная поздними ийолит-уртитами на серию пологих рудных залежей

пад конус, на поверхности которого параллельно основанию расположены структурные ярусы, на различных уровнях вскрытые эрозионной поверхностью.

Генетически родственные апатит-нефелиновые месторождения Хибин группируются в три рудных поля, характеризующихся специфическими особенностями геологического строения апатитовых залежей, относимых к тому или иному структурному ярусу. Северо-Западное рудное поле включает месторождение Партомчорр и рудный участок Куэльпор (III и IV ярусы). Юго-Западное рудное поле (м-ния Кукисумчорр, Юкспор, Расумчорр) представлено разрабатываемыми залежами, относимыми к I и II ярусам (III и VI ярусы эродированы).

Юго-восточное рудное поле объединяет месторождения Эвеслогчорр (II ярус), рудный участок Восточный Расумчорр (III ярус), месторождение Коашва (IV ярус), участок Вуоннемиок (V ярус) и месторождение Ньоркпахк (VI ярус). Одна из важных особенностей геологического строения хибинских месторождений — широкое развитие в их пределах пликативных форм дислокаций, представленных флексураобразными перегибами и пологими полными складками [52, 99, 157]. Их простирание отклоняется от простирации апатитовых тел на угол до 30°.

О проявлениях и значимости разрывной тектоники для размещения апатит-нефелинового оруденения не существует единого мнения. Однако у большинства исследователей Хибинского массива сейчас не вызывает сомнения существование системы конических разрывов, по которым происходило последовательное внедрение магматических образований plutона различных фаз, в том числе и апатитовых расплавов. Исследованиями Г. М. Вировлянского и Ю. Н. Благодетелевой [35] установлена приуроченность апатитоносного ийолит-уртитового комплекса к группе разломов, образующих единую долгоживущую тектоническую зону. Наиболее ранние из них контролируют размещение массивных уртитов, другие определяют размещение апатитовых залежей и третья нарушают рудные тела и заливаются более поздними магматическими образованиями.

Эта тектоническая зона, названная Главным рудоконтролирующим разломом Хибин, приурочена к средней части дугообразной полосы ийолит-уртитов, близка к ней по простирианию, но имеет более крутое падение к центру массива. К пострудным относится крупный конический разлом, протягивающийся вдоль висячего блока апатитовых месторождений. Он контролирует размещение ряда интрузивных тел и наложенных минеральных образований, объединяемых в рудничной практике под названием верхней контактовой зоны [34]. Наряду с кольцевыми в последнее время большое значение в размещении оруденения придается радиальным разрывам, ориентированным поперек концентрически-зонального комплекса Хибин [158].

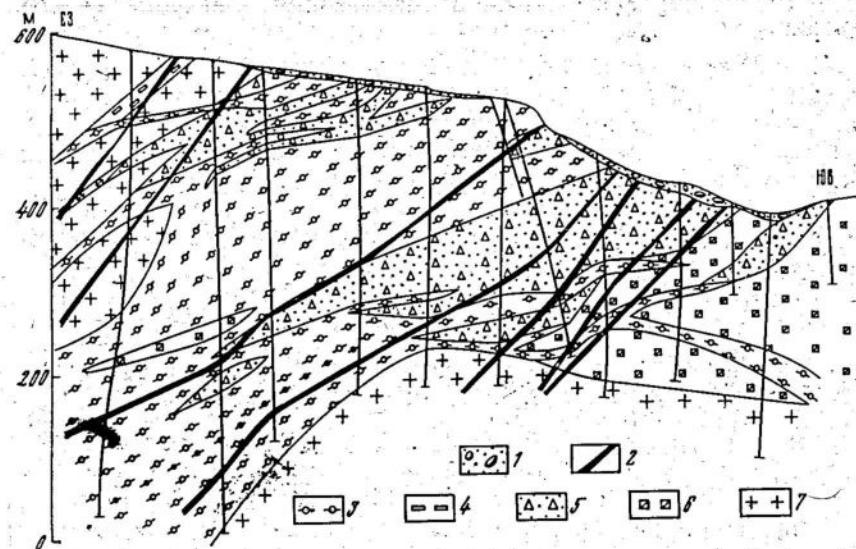


Рис. 6. Геологический разрез месторождения Ньоркпахк. Составил Е. А. Ка-менев (1974 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки лампрофиров; 3 — ийолиты трахитондные; 4 — луявриты трахитондные; 5 — брекчия нефелин-апатитовых руд с ийолитовым цементом; 6 — ювиты массивные; 7 — рискорриты массивные

Взаимоотношения апатит-нефелиновых рудных тел с вмещающими породами и их морфологические особенности детально изучены на юге массива, где располагаются эксплуатируемые и основные разведанные месторождения (Кукисумчорр, Юкспор, Цирк Апатитовый, Плато Расумчорр, Эвеслогчорр, Коашва и др.). Апатит-нефелиновые руды обычно приурочены к средней части разреза ийолит-уртитового комплекса, с которым по одним данным имеют прямую генетическую связь (А. Е. Ферсман, Б. М. Куплетский, Н. А. Елисеев и др.), а по другим — лишь тесную пространственно-структурную (И. А. Лабунцов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, М. П. Фивег, Л. Б. Антонов, Т. Н. Иванова и др.) при существовании самостоятельной фазы внедрения апатитовой магмы. Ф. В. Минаков предполагает генетическую связь апатит-нефелиновых руд с массивными уртитами.

Как видно из фактического материала, руды встречаются внутри тел уртитов (м-ние Коашва), в их висячем боку (м-ния Кукисумчорр, Юкспор, Расумчорр, Партомчорр) или в поздних трахитондных уртитах (м-ние Ньоркпахк; рис. 6). Они образуют мощные (100—200 м), богатые апатитом тела, протягивающиеся на 10—12 км (м-ния Кукисумчорр — Расумчорр), залегают в виде серии сближенных пластообразных залежей мощностью 10—30 м (м-ние Партомчорр) или представляют

Таблица 8

Средний минеральный состав (в %)  
апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений

Минералы	Руды				
	Пятнистые	Пятнисто-полосчатые	Линзовидно-полосчатые	Блоковые	Рудная брекчия
Апатит	65,7	68,3	49,0	20,3	32,2
Нефелин	22,0	21,9	34,9	49,5	36,2
Эгирин	9,0	5,2	6,7	17,2	17,7
Сфен	1,3	1,3	1,9	2,7	2,6
Титаномагнетит	0,2	0,6	1,6	0,5	0,8
Полевой шпат	1,8	2,4	4,0	7,2	7,2
Прочие	—	0,3	1,9	2,6	3,3

нефелиновых руд участками развития пород ийолит-уртитового комплекса.

Точка зрения другой группы геологов, отстаивающих представления о самостоятельном внедрении фосфатного расплава (А. Н. Лабунцов, Ю. Ф. Левинсон-Лессинг, М. П. Фивег, Л. Б. Антонов, Т. Н. Иванова и др.), позволяет расширить перспективы поисков апатитового оруденения за пределы ийолит-уртитовых тел, так как инъекция самостоятельной фосфатной магмы, по их мнению, возможна в любой тектонически активной зоне периода ее внедрения. Однако глубоким поисково-структурным бурением (до 1,5—2 км), проводимым в Хибинах с 1965 г., до сих пор не обнаружено промышленно интересных объектов вне связи с ийолит-уртитовым комплексом.

Для выявления новых типов апатитового оруденения в Хибинском массиве заслуживают внимания сведения о потенциальной апатитоносности трахитоидных хибинитов. Изучая данные по изменению содержания фосфора в породах интрузии трахитоидных хибинитов, А. В. Галахов отмечает, что с глубиной в их четко расслоенной части содержание  $P_2O_5$  меняется с 0,13% в трахитоидных разностях до 1,69—1,86% в малинитах и мельтейгитах. Поскольку углы падения полосчатости псевдо-стратификации расслоенных частей интрузии более пологие, чем контакты самого интрузива, предполагается обнаружение промышленных концентраций апатита в не вскрытых эрозией расслоенных частях трахитоидных хибинитов [40].

При современном состоянии знаний ни одна из перечисленных генетических концепций не может быть пока отвергнута без дополнительных научных исследований. В связи с этим при прогнозировании апатитового оруденения в Хибинах во внимание должны приниматься все точки зрения, но с учетом полноты теоретической обоснованности каждой из них.

собой пластообразные залежи эруптивной брекчии (м-ние Ньоркпахк).

В наиболее мощных частях рудных залежей на месторождениях Кукисумчорр — Расумчорр наблюдается зональность, выраженная сменой от лежачего бока к висячему узких линзовидно-полосчатых апатит-нефелиновых руд рудами бедными пятнисто-полосчатыми, богатыми преимущественно пятнистыми и сфен-апатитовыми с содержанием  $P_2O_5$  соответственно (в %): 4—8, 6—20, более 20 и 6—20. Соотношение вертикальных мощностей трех первых зон 9:3:1.

Периферические части залежи характеризуются слабо выраженной зональностью или полным ее отсутствием, сложены они главным образом бедными линзовидно-полосчатыми рудами. Среднее содержание  $P_2O_5$  и  $Al_2O_3$  в рудах (в %): богатых 23—27 и 9—10, бедных 15—16 и 16—17 и узких 5—6 и 18—20. Строение рудных залежей осложнено продольными и кососекущими тектоническими нарушениями, расчленившими тела на отдельные блоки с образованием пережимов, раздузов, зон брекчирования и шпреуштейнизации. Мощность последних до 20—30 м.

Главные минералы апатит-нефелиновых руд — апатит, нефелин, эгирин — диопсид; второстепенные — сфен, титаномагнетит, полевой шпат; акцессорные — эвдиалит, энгматит, ринколит; вторичный — шпреуштейн. По количественно-минеральному составу на хибинских месторождениях выделяются руды апатит-нефелиновые, нефелин-апатитовые и сфен-апатитовые. Первые два типа по вещественным и текстурным признакам, обусловленным количественным соотношением и характером относительного расположения главных минералов, образуют ряд переходных разностей руд: пятнистые (60—95% апатита) — пятнисто-полосчатые (50—90%) — линзовидно-полосчатые (25—75%) — сетчатые (до 25%) — блоковые (пегматоидного облика, 25—75%).

Кроме того, на большинстве месторождений присутствуют брекчевые руды — скематированные уртитом или ийолитом разновидности перечисленных апатит-нефелиновых руд. Минеральный состав основных промышленных типов руд приведен в табл. 8.

Из изложенного видно, что между почти мономинеральными рудами с содержанием апатита 95% и апатитсодержащими уртитами существует ряд взаимопереходных минерально-текстурных разновидностей. Это обстоятельство привело многих исследователей к выводу о генетической связи оруденения с ийолит-уртитовой интрузией (Б. М. Куплетский, А. Е. Ферсман, Н. А. Елисеев, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков, О. Б. Дудкин, Б. Н. Мелентьев, Я. И. Ольшанский, Р. Фишер, Л. Н. Когарко, Е. Б. Лебедев и др.) и ограничило площадь поисков апатит-

## 2. Апатитоносные метаморфогенные формации и связанные с ними месторождения апатита

Апатитоносные метаморфогенные формации являются производными процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и магматической деятельности. Самые древние из них связываются с про- и протогеосинклинальным режимами развития земной коры. Из девяти характерных для этих этапов формаций проявления апатита, представляющие практический интерес, установлены в составе мраморно-гнейсовой (селигдарский тип), порфиро-лептитовой и лептитовой (тип кириунавара, табл. 9). Последние две получили развитие в Северной и Центральной Швеции; в СССР прямые аналоги этих формаций пока не выявлены.

С этапом стабилизации древних платформ (protoорогенным режимом) связывается образование четырех формаций — известково-магнезиальных рудоносных метасоматитов, щелочных метасоматитов, кварцо-сланцево-мраморной и мраморно-сланцевой; перспективы трех последних еще недостаточно выяснены. С формацией щелочных метасоматитов ассоциируются комплексные месторождения, в рудах которых наряду с ураном, редкими элементами, железом и другими компонентами нередко содержится апатит в промышленных количествах. Из формаций геосинклинального этапа следует назвать весьма продуктивную метакремнисто-карбонатную, с которой связаны апатитовые месторождения (Чулактау, Лаокай).

Подавляющее большинство докембрийских метаморфогенных проявлений комплексные (фосфор, редкие и редкоземельные элементы, уран, торий, железо и др.), палеозойские менее разнообразны — в основном апатитовые и апатит-магнетитовые. Свыше 85% общесоюзных запасов апатита по метаморфогенной группе проявлений приходится на мраморно-гнейсовую, 2,8% — на метакремнисто-карбонатную и 5,3% — на металипарато-дацитовую\* формации.

**Мраморно-гнейсовая (карбонатно-гнейсовая) формация** приурочена к древним ядрам и периферии гранито-гнейсовых куполов в пределах щитов, характеризуется постоянным сочетанием мраморов с богатыми известью кристаллосланцами и гнейсами. В ее составе выделяются обычно тонкослоистые двупироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые, диопсидовые и салиловые гнейсы, основные кристаллосланцы, амфиболиты, кварциты, переслаивающиеся с кальцитовыми и доломитовыми мраморами, кальцифирами, скаполитовыми, диопсид-скаполитовыми, кварц-диопсидовыми и андрадит-салитовыми породами [132],

\* В литературе она известна как метарилито-кератофировая карбонатная [145]. Однако, по новым данным о ее составе и строении, правильнее именовать эту формацию металипарато-дацитовой.

Таблица 9

Группировка апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождений метаморфогенных формаций					
	Рудовмещающие комплексы горных пород	Фосфороносные рудные формации	Минеральные типы месторождений ирудопровозлений	Морфологиярудных тел	Среднее содержание $P_{2O_5}$ в рудах (в %); масштаб проявлений
<b>Апатитоносные метаморфогенные формации</b>					Примеры месторождений ирудопровозлений
<b>Мраморно-гнейсовая</b>	Кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, гранито-гнейсы	Флогопит-железорудно-редкоземельно-фосфорная	Апатит-гематит-кварц-карбонатный	Штокобразные (?) и линзовидные тела, пластовые залежи	5—6; мелкие до весьма крупных
		Фосфорная	Апатит-кварц-карбонат-диопсидовый	Пластовые залежи и линзовидные тела	5—6; гудропроявления, мелкие и средние
<b>Порфиро-лептитовая</b>	Кварцевые порфирь, кератофиры, лепиты	Фосфорно-железорудная (ванадиеносная)	Апатит-магнетитовый	Пластовые залежи и линзовидные тела	2,6—5,7; мелкие и средние
		Фосфорная	Апатит-гематит-магнетитовый	Линзовидные и пластообразные залежи	1,5—3; средние
<b>Лептитовая</b>	Слоистые лепиты, геллелфлинты, кристаллические сланцы и гнейсы		Апатит-тримонит-диопсидовый	Пластовые прожилочные залежи	26—29; средние
<b>Метакремнисто-карбонатная</b>	Кальцитовые и доломитовые мраморы, кремнистые кварциты	Фосфорная	Апатит-доломитовый	То же	26—29; средние и крупные
	Мраморизованные известняки и доломиты, мраморы, кварциты, двуслюдянные сланцы				Чулактау
					Гренгесберг (Центральная Швеция)
					Миркунавара, Луоссавара, Ректор и др. (Северная Швеция)
					Чулактау
					Май-Кок, Баг-Саг и др. (CPB)

П р и м е ч а н и е. К группе метакремнисто-карбонатной формации, метаморфизованных — метакремнисто-карбонатная формация, порфиро-лептитовая и лептитовая формации, к группе

группирующимися в протяженные пластовые тела, пачки и линзы. Все они образуют систему сложных разнородных складок, нередко с моно- и изоклинальным залеганием [46].

Особенность формации — ритмичный характер ее строения, что выражается неоднократным повторением в разрезе карбонатных и диопсидсодержащих пород. В частности, на Алданском щите горизонты мраморов в разрезе формации (федоровская свита) повторяются пять раз, причем их мощность колеблется от 100—300 до 600—700 м, гнейсово-сланцевых пачек — от 800 до 1000 м и более при мощности макроритмов 100—300 м [46]. Мощность всей формации для отдельных регионов от 2—3 до 5—7 км.

Судя по сохранившимся в ряде случаев реликтовым структурам, а также по химизму и условиям залегания, первичные породы формации были представлены мергелями, карбонатсодержащими глинистыми сланцами и песчаниками, известняками кальцитового и доломитового состава, основными и средними эфузивами и их туфами, претерпевшими впоследствии метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Стратиграфическое положение мраморно-гнейсовой формации в отдельных районах СССР остается еще спорным, но в большинстве случаев ее возраст определяется как раннепротерозойский или позднеархейский. Формация соответствует верхней части хапчанской серии Анабарского кристаллического массива, федоровской свите иенгрской серии Центрально-Алданского района, яркинской свите юго-западной окраины Алдано-Витимского щита, верхней части разреза хощевато-завальевской и западноприазовской серий. Украинского щита, слюдянской подсерии хамар-дабанской серии Юго-Западного Прибайкалья, ружинской свите Ханкайского массива и некоторым другим комплексам.

С мраморно-гнейсовой формацией ассоциируются многочисленные слабо изученные апатитопроявления (см. табл. 9). В настоящее время основные перспективы апатитоносности связываются с Центрально-Алданским районом, где обнаружены Селигдарское месторождение и ряд интересных рудопроявлений.

Селигдарское месторождение находится в 30 км к юго-западу от г. Алдана. Результаты бурения и магниторазведки, проведенных в 1974—1977 гг. Якутским ТГУ, показывают, что залегает оно на пересечении разрывов северо-восточного и северо-западного направлений среди кристаллических сланцев и гнейсов федоровской свиты архея в виде кругопадающего штокобразного (?) тела площадью около 3 км<sup>2</sup>, прослеженного на глубину до 1600 м. Северо-западная часть месторождения (площадью 1,8 км<sup>2</sup>) выходит на дневную поверхность, а юго-восточная перекрыта толщей нижнекембрийских и мезозойских пород мощностью от 30 до 80 м. Все указанные образования прорва-

ны многочисленными щелочными и щелочноземельными дайками позднемезозойского возраста.

Фосфатными рудами месторождения являются в основном доломитовые мраморы, повсеместно несущие включения апатита в различных концентрациях ( $P_2O_5$  до 20—25%, в среднем 5—6%). В верхней части штокобразного тела выделяется горизонт выветрелых пород мощностью от 5 до 24 м со средним содержанием  $P_2O_5$  12—13%. Аналогичный горизонт, но более сцепментированный и метасоматически измененный, наблюдается под покровом кембрийских пород в юго-восточной части месторождения. Ниже этого горизонта интервалы с концентрацией  $P_2O_5$  выше 7% (7—24,5%) отмечаются спорадически; при существующей сети поисковых скважин увязать их между собой очень трудно или даже невозможно. Остальные части разреза характеризуются переменными концентрациями  $P_2O_5$  — до 6—7%. По некоторым скважинам, особенно в приконтактовой зоне, среди апатитсодержащих доломитов отмечаются включения биотит-хлоритовых и кварц-полевошпатовых образований, занимающих иногда значительные интервалы (от 24 до 46 м) и не несущих апатитовой минерализации.

По минеральному составу на месторождении предварительно выделяются пять разновидностей руд, в большинстве случаев интенсивно брекчированных [215]: 1) апатит-доломитовая, 2) апатит-мартиит-доломитовая, 3) мартиит-апатит-кварц-доломитовая, 4) апатит-кварц-доломитовая и 5) апатит-кварцевая. Наиболее распространены апатит-доломитовая и апатит-кварц-доломитовая разновидности; на апатит-кварцевую приходится не более 3—4% общего объема рудной массы. В северо-западной части месторождения вскрыты также существенно мартиитовые руды (мартиита 90—95%), содержащие незначительную примесь апатита (до 3%), доломита и кварца. На глубину и по площади руды характеризуются частой перемежаемостью и взаимоперходами.

К наиболее ранним минеральным образованиям руд относятся коричневато-бурый апатит и доломит; затем кристаллизуются мартиит (возможно, в первичном виде — магнетит), кальцит (прожилки и неправильные выделения) и кварц. Одновременно с кварцем проявился апатит второй генерации (зеленовато-прозрачный), составляющий не более 2—3% всей массы полезного компонента. Гематит относится к самым поздним новообразованиям, обусловившим в результате тонкого пропитывания характерную красновато- или коричневато-бурую окраску апатит-карбонатных руд.

Основным концентратором редких земель, ряда элементов-примесей (стронций, барий и др.), а также почти единственным радиоактивным минералом руд является коричневато-бурый крупнокристаллический апатит (фторапатит). Он присутствует в форме рассеянных призматических кристаллов, их скоплений

(полос, струй, шлиров) и в виде сплошных кристаллических масс. Преобладают кристаллы размером по длиной оси 5—10 мм. Нередко грани и ребра их корродированы. Встречаются также кристаллы, нацело замещенные агрегатом из кварца, карбоната и гематита. Радиоактивность апатита 2,5—8,4 условных балла (в среднем 5,5); природа ее уран-ториевая с преобладанием тория. Интересно отметить, что средняя радиоактивность доломитового субстрата, очищенного от апатита и гематита, 0,08 условных балла.

Возраст апатитового оруденения Селигдарского месторождения определяется как докембрийский на основании находок апатитсодержащих обломков и галек в базальных терригенных слоях юдомской свиты нижнего кембра. По уточненным данным, время формирования апатитовой минерализации датируется ранним — средним протерозоем [5].

Относительно генезиса апатитового оруденения Центрально-Алданского района у исследователей сейчас не существует единого мнения. Д. П. Сердюченко [181, 182] последовательно отстаивает концепцию осадочно-метаморфического происхождения апатитов, аргументируя ее строгой приуроченностью полезной минерализации к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам федоровской свиты, изначально обогащенным фосфатным веществом или, возможно, содержащим фосфориты. В условиях последующих пневматолито-гидротермальных воздействий, особенно вблизи контактов с гранитоидами, апатит подвергался растворению и переотложению, входя в состав жильных метасоматических минеральных комплексов.

Указанная точка зрения, поддержанная в последнее время В. И. Виноградовым и др. [87], довольно логично объясняет некоторые закономерности размещения апатитового оруденения, в том числе селигдарского типа (приуроченность к продуктивным горизонтам федоровской свиты, связь с высокомагнезиальными карбонатными породами, струйчатое и полосчато-слоистое распределение апатита и др.), но одновременно встречает ряд возражений. Например, она не раскрывает причин: 1) концентрации фосфора в процессе метасоматоза, 2) локализации апатитовой минерализации селигдарского типа в зонах крупных региональных разломов, 3) неравномерности и сильной изменчивости оруденения как при наличии, так и при отсутствии интрузий гранитоидов.

Кроме гипотезы об осадочно-метаморфической природе апатитового оруденения, существуют также диаметрально противоположные точки зрения, рассматривающие, в частности, апатит-карбонатные руды как карбонатитовые [192] или гидротермально-метасоматические регенерированные [163] образования. В пользу первого мнения приводятся данные о шокообразной форме рудной залежи, ее петрографическом составе (близком доломитовым карбонатитам), некотором идентичном наборе

второстепенных минералов (флогопит, флюорит, сульфиды) и элементов-примесей (редкие земли, стронций, свинец), примерно равном содержании апатита и высокой его радиоактивности.

Необходимо, однако, заметить, что изотопное соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитовой составляющей апатит-карбонатных руд селигдарского типа, их химизм [215], а также изотопный состав серы [87] свидетельствуют о первичноосадочном происхождении рудовмещающего субстрата. Это подтверждают также низкое значение стронций-бариевого отношения, равное 4 (против 6—24 в карбонатитах), отсутствие типоморфных минералов карбонатитов (пиroxолита, гатчелита, бадделеита и др.) и кларковые содержания ниobia, тантала и циркония.

Селигдарское месторождение имеет много сходных черт с некоторыми комплексными уран- и торийсодержащими проявлениями щелочных метасоматитов [130] и, в меньшей степени, с образованием типа магнезиально-кальциевых рудоносных метасоматитов [148]. Для первых предполагается, что рудные и большинство петрогенных компонентов заимствуются метаморфогенными или метеорно-ювелирными метасоматическими флюиидами (растворами) из метаморфических толщ, «... залегающих гораздо ниже зон метасоматического преобразования (зоны осаждения)» [130, с. 152]. Не исключено, что и руды селигдарского типа возникли в результате метаморфогенно-гидротермальной деятельности, приведшей к выносу фосфора из архейских меланократовых (фемических) сланцево-гнейсовых комплексов верхнеалданской и федоровской свит и его отложению в виде апатита в благоприятных структурах [215].

Селигдарское месторождение относится к весьма крупным объектам. В настоящее время на нем проведена предварительная разведка и оценены запасы  $\text{P}_2\text{O}_5$  до глубины 350—400 м в количестве 130 млн. т.

*Порфиро-лентитовая формация*, выделенная и детально описанная Л. Н. Формозовой [217, 219], получила классическое развитие в Северной Швеции, округе Норботтен, где с ней ассоциируются апатит-магнетитовые месторождения типа кируна (Кирунавара, Луоссавара, Гелливара, Ректор и др.).

Нижнепротерозойская (2090—2140 млн. лет) порфиро-лентитовая формация мощностью более 4 км приурочена к области внутригеосинклинальных или периферических поднятий. Представлена она серией перемежающихся порфиров (сиенитов и сиенит-порфиров), кератофиров, лептитов, гнейсов, геллефлинтов и зеленокаменных пород (диабазов) с прослоями мраморизованных известняков, графитовых и слюдистых (лептитовых) сланцев. Однако в целом преобладают средние и кислые разности эфузивов порфировой структуры с высоким содержанием щелочей (от 7—8 до 10—12% при среднем отношении  $\text{K}/\text{Na} = 1,6$ ). Подстилается формация архейскими гнейсами, пере-

крывается протерозойскими терригенными отложениями серии Вакко или Пайяла-Каликс и прорывается более молодыми плутонами гранитов, сиенитов и габбро.

Первоначально породы формации представляли собой потоки или покровы лав, агломераты и туфы, прослои которых встречаются в самой руде месторождений Кирунавара и Ректор; как правило, эфузивы резко преобладают над пирокластикой. Почти во всех районах они-претерпели регионально-контактовый метаморфизм различной интенсивности и описываются в литературе под названием лептитов, геллефлинтов и даже гнейсов, отличие которых заключается в основном в размере минеральных зерен. Возраст метаморфизма пород формации определяется в 1680—1870 млн. лет [218].

Пластовые залежи массивных железных руд северошведских месторождений, ассоциируемых с порфиро-лептитовой формацией, сложены преимущественно магнетитом, в меньшей степени гематитом и постоянно содержат фторапатит в различной концентрации (от 2—3 до 25%). В руде он образует отдельные призматические кристаллы размером 0,1—1 мм или тесные срастания с магнетитом, реже самостоятельные слои, линзы, неправильные выделения и сегрегации тонко-, средне- и крупнозернистых сахаровидных зерен серого, зеленоватого или красноватого цвета, вызываемого тонкими включениями магнетита или гематита. Нередко наблюдается переслаивание апатита с железными рудами, подобно полосчатым джеспилитам, в которых слои кварца заменены фосфатным минералом.

Пластовые залежи апатит-магнетитовых и апатит-гематит-магнетитовых руд Северной Швеции широко развиты только в пределах порфиро-лептитовой формации. Их размещение контролируется закономерностями ее внутреннего строения, к которым, например, относятся [218]: 1) распространение рудных залежей среди кислых вулканитов и отсутствие их среди основных; 2) приуроченность наиболее крупных месторождений к контактам эфузивов различного состава, т. е. к более или менее ясно выраженным перерывам в вулканической деятельности; 3) зависимость состава руд от состава подстилающих их вулканических пород: руды, лежащие на кислых, богатых кварцем порфирах и туфах, всегда насыщены кремнеземом в форме халцедона или рассеянного кварца; залежи наиболее мощных богатых и чистых магнетитовых руд приурочены к кровле средних — щелочных вулканических пород; мелкие рудные линзы встречаются внутри толщ эфузивов.

Из этого следует, что апатитовая минерализация тяготеет к щелочно-кислым эфузивам и их туфам. По запасам же  $P_2O_5$  руды, находящиеся в ассоциации с указанными вулканитами, уступают существенно магнетитовым залежам.

Длительное время генезис руд типа кирунавара считался эндогенным. Так, П. Гейер [251] представлял их образование

как результат глубинной дифференциации сиенитовой магмы, от которой обособился рудный расплав, обогащенный железом и летучими (фтором и фосфором). Позднемагматическая (гипстеромагматическая) природа апатит-магнетитовых руд признавалась и советскими геологами [187]. Высказывалась также точка зрения о метаморфогенном происхождении руд [254], однако при этом предполагалось, что обогащение железом и фосфором имело место в экзогенных условиях.

По мнению Л. Н. Формозовой [218], образование рудоносной формации происходило в обширном морском геосинклинальном бассейне в условиях интенсивного и длительного подводного щелочно-кислого вулканизма и, по-видимому, в удалении от суши, но в непосредственной близости от очагов вулканизма, о чем свидетельствуют местный характер обломочного материала, резкое преобладание в разрезе лав над туфами и подчиненное значение осадочных пород. Экскальационная и гидротермальная деятельность вблизи очагов извержения привела к формированию на еще не остывших лавах крупных, средних и мелких залежей фосфорно-железных руд.

В исходном состоянии, до процессов метаморфизма, главная масса железа была представлена, очевидно, гематитом, а фосфора — скрытокристаллическим фтор-карбонатапатитом. В связи с поствулканическими процессами, близкими по времени к излиянию лав и формированию вулканических горных пород, не исключено также появление первичных концентраций кристаллического апатита, впоследствии преобразованного и перемещенного в условиях регионального и kontaktового метаморфизма.

Таким образом, рассматриваемые месторождения Северной Швеции являются сложными образованиями. Имея первичное вулканогенно-осадочное происхождение с ювенильным источником железа и фосфора, современный облик они приобрели в результате наложенных процессов регионально-контактового метаморфизма и могут быть отнесены, следовательно, к метаморфогенному типу. Кроме того, допускается существование на сильно метаморфизованном месторождении Гелливара вторичных рудных жил и скарнов вокруг более молодых кислых интрузий [218].

Приведенный материал показывает, что с щелочно-кислым вулканизмом в раннепротерозойское время в Северной Швеции связано образование уникальных апатит-магнетитовых месторождений порфиро-лептитовой формации, не имеющих пока полных аналогов в других районах мира. Достоверные и прогнозные запасы руды в них оцениваются в 3,5—4 млрд. т, а  $P_2O_5$  — не менее 150 млн. т.

Лептитовая формация нижнепротерозойского возраста (1800—2000 млн. лет) по составу близка к порфиро-лептитовой и находится с ней в одном ряду [217]. Мощность ее 2,5—3 км;

залегает она главным образом в виде крутопадающих узких тел между архейскими гранито-гнейсами и прорывающими их огромными массивами гранитов более молодого возраста. В строении формации принимают участие глубоко метаморфизованные слоистые лептиты, чередующиеся с геллефлинтами и гнейсами. Большинство исследователей первичными для этих пород считают туфы дациового и риолитового состава.

По химическому составу лептиты Центральной Швеции очень близки к средним и кислым вулканитам района Кирунавары. Они также богаты щелочами (6—10%) и представлены калиевыми или натриевыми разностями (среднее отношение K/Na 1,2); в них также встречаются подчиненные пачки щелочных основных пород спилитового состава, обычно метаморфизованных до зеленых амфиболовых сланцев. Отличие заключается в преобладании туфов над лавами и в более широком развитии среди лептитов и геллефлинтов осадочных пород: метаконгломератов, кварцитов, метаграувакк, графитовых сланцев, мраморизованных известняков и доломитов.

Железные руды приурочены к двум самым нижним горизонтам лепбитовой формации — натриевым и калиевым лептитам. Выделяются три типа руд [43]: 1) полосчатые железистые кварциты, встречающиеся почти исключительно в калиевых лептитах, 2) скарны и руды в мраморизованных известняках и доломитах, 3) апатитсодержащие массивные руды типа кируна в натриевых лептитах. Последний тип руд отмечен всего лишь на нескольких рудных полях, но к нему относится самое крупное месторождение Центральной Швеции — Гренгесберг; рудные залежи его характеризуются пластовой и линзовидной формой, крутым падением ( $65^{\circ}$ ) на юго-восток. Руды сложены магнетитом и в меньшей степени гематитом; содержание железа в них очень высокое, в среднем 59—62%, фосфора около 0,6—1%,  $TiO_2$  0,3% и V 0,13—0,18%. Кроме рудных минералов и апатита, в рудах часто присутствует актинолит и кварц. Суммарные достоверные и прогнозные запасы  $P_2O_5$  оцениваются в 12—15 млн. т.

Таким образом, месторождение Гренгесберг служит как бы связующим звеном между апатит-магнетитовыми рудами Северной Швеции и железистыми кварцитами Центральной Швеции [218]. Вулканогенно-осадочное происхождение последних признается сейчас всеми шведскими геологами. Очевидно, образование их происходило на некотором удалении от очагов подводного вулканического извержения, хотя излияния лав из второстепенных центров проявлялись и здесь. Железо в форме гематита и частично лимонита выпадало в осадок вместе с кремнеземом, а ближе к вулканическим аппаратам — и совместно с фосфатами. Более сильный по сравнению с выявленным в районах Северной Швеции метаморфизм в связи с внедрением крупных plutонов гранитов привел к интенсивной переработке ис-

ходных руд и появлению за счет гематита значительных концентраций магнетита, местами в сочетании с фторапатитом.

*Метакремнисто-карбонатная формация* приурочена к геосинклинальным зонам (миогеосинклинальным прогибам), испытавшим стадию инверсии с широким развитием гранит-гравидиоритового магматизма. Для осадочной формации характерны нижне-среднекембрийский возраст, значительная мощность (до 350 м) и большая протяженность (до 100—120 км). Первичные ее породы представлены карбонатными, кремнистыми фосфатными, железо-марганцевыми образованиями и пластовыми оолито-зернистыми фосфоритами. В ореоле термального воздействия гранитоидных интрузий они обычно превращены в кальцитовые и доломитовые мраморы, кремнистые сланцы, кварциты, tremolit-апатитовые, тальк-апатитовые, слюдисто-апатитовые, кальцит-апатитовые, диопсид-апатитовые, апатит-кварц-доломитовые и другие породы и руды.

Как правило, наиболее крупные проявления апатита в связи с рассматриваемой формацией возникают при внедрении продольносекущих гранитоидных интрузий, значительных по размерам и полого падающих в сторону продуктивных толщ. При этих оптимальных условиях и наличии интенсивной прединтрузивной тектоники в пределах субстрата возникают широкие ореолы метаморфизма, сочетающие минеральные парагенезы фации роговиков. Полнокристаллические (технологические) апатитовые руды появляются в экзоконтактовой зоне гранитоидов в границах выдержаных стратифицированных горизонтов первичных фосфатов. Главные минералы руд — кальцит или доломит, кварц, апатит, диопсид, часто tremolit, тальк, актинолит, иногда графит.

В СССР аналоги кремнисто-карбонатной формации выделяются в юго-восточной части Карагатуского фосфоритоносного бассейна (м-ние Чулактау и др.), в Алтае-Саянской складчатой области, в пределах Морского хребта (Бурятская АССР), за рубежом — в синийском фосфоритоносном бассейне в Китае [50] и Лаокайском бассейне (CPB).

Апатитовое месторождение Чулактау приурочено к чулактауской свите нижнего кембria, слагающей северо-восточное крыло Малокаратуского антиклинария северо-западного профиля. В составе фосфоритовой толщи по литологическому признаку выделяются четыре горизонта, имеющих стратиграфическое значение: 1) нижний доломитовый (мощность 5—8 м), 2) кремневый (7—8 м), 3) фосфоритовый (15—16 м) и 4) железистых бурых доломитов (1—1,5 м). В свою очередь в составе фосфоритового горизонта выделяются три пачки, характеризующиеся общностью литологии (снизу вверх): 1) нижняя фосфоритовая мощностью 1—6 м (в среднем 3 м) сложена в основном карбонатными и кремнисто-карбонатными фосфоритами зернистой или оолито-зернистой структуры с отдельными тон-

кими прослойками фосфатных кремней и доломитов; содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах колеблется в пределах 19—26% (в среднем 20%); 2) фосфатно-кремневая (2—7 м) — представлена чередованием слоев кремнистых фосфоритов и кремней ( $P_2O_5$  от 2—3 до 20—22%, в среднем 13,8%); 3) верхняя, главная фосфоритовая — в основании ее располагается слой фосфоритового конгломерата (0,3—0,5 м), выше залегают высококачественные карбонатные и карбонатно-кремнистые фосфориты с содержанием  $P_2O_5$  25—30%. Мощность верхней пачки варьирует от 6,5 до 12,5 м (в среднем 10 м). Падение пород фосфоритовой толщи в восточной части месторождения вертикальное или северное (83—87%), на западе — опрокинутое на юг (80—86°), в крайней западной части южное (60—75°).

Процессы метаморфизма фосфоритовой толщи особенно ярко проявились в западной части месторождения, вблизи прорывающих ее каледонских гранитных интрузий; в восточной и центральной частях объекта, на удалении 3—4 км от контакта с интрузиями, метаморфизм выражен неравномерно и довольно слабо. Проявляется он главным образом в осветлении окраски, обусловленном выгоранием органического вещества и собирательной кристаллизацией пылевидного пирита. Фосфориты еще сохраняют оолито-зернистую структуру, но фосфатные зерна как бы сплюснуты, вытянуты в одном направлении, а слагающие их «кристаллы» увеличены в размере.

С возрастанием степени метаморфизма первичная структура фосфоритов разрушалась, фосфатные зерна и оолиты, сложенные афанитовым фосфатом типа карбонат-фторапатита, подвергались раскристаллизации с появлением шестоватых кристаллов апатита [41]. В последующем, при повышении температуры, происходила уже собирательная перекристаллизация с формированием призматических кристаллов апатита и переходом тонокристаллических апатитовых пород в их мелкокристаллические разности. Одновременно возникали мелкие прожилки жильного кварца и кальцита, шло развитие процессов окварцевания кремнистых и мраморизации карбонатных пород с образованием tremolита, серпентина, диопсида, талька и флюорита.

Карбонат-фторапатит фосфоритов переходил во фторапатит, увеличивались размеры его кристаллов (от 0,0001—0,001 до 0,1—1 мм в апатитовых рудах), повышалось содержание  $P_2O_5$  (с 36 до 41%) и фтора (с 3,34 до 3,97%) [41, 183]. Очевидно, с возрастанием концентрации  $P_2O_5$  в апатите следует объяснить приводимые А. И. Смирновым [183] данные по увеличению среднего содержания  $P_2O_5$  в апатитовых рудах Чулактау (26,35%) по сравнению с содержанием в исходных фосфоритах (25,34%). Необходимо также указать на некоторое повышение среднего содержания редких земель с церий-лантановым максимумом в метаморфизованных рудных телах [95].

Поверхностная часть месторождения Чулактау отработана, в настоящее время разрабатываются глубокие горизонты шахтным способом. Балансовые запасы руд (при среднем содержании  $P_2O_5$  25,3%) составляют 38 млн. т (12,4 млн. т  $P_2O_5$ ), из них на слабометаморфизованные приходится около 50%, среднеметаморфизованные — 22% и сильнометаморфизованные апатитовые руды — 28%.

До 1976 г. флотационный концентрат, получаемый из руд месторождения Чулактау на обогатительной фабрике, направлялся на кислотную переработку. Однако в связи с трудной обогатимостью метаморфизованных фосфоритов и апатитовых пород (руд) рудник был переведен на производство товарной руды (класс +10—50 мм) для электротермической переработки на фосфорных заводах с использованием образующейся при этом рудной мелочи (класс —10 мм — отходов обогатительной фабрики) для получения флотационного концентрата.

### 3. Апатитоносная формация коры выветривания и связанные с ней месторождения апатита

Гипергенные месторождения апатита относятся к сравнительно новому источнику фосфатного сырья. За рубежом они успешно эксплуатируются в ряде стран Африки, Америки и Юго-Восточной Азии. В СССР такие объекты пока не освоены, хотя некоторые из них разведаны и признаны промышленно ценным [75, 84].

Анализ литературных источников показывает, что наиболее продуктивны фосфатоносные эпохи корообразования позднепротерозойская, раннекарбоновая, юрско-меловая и палеоген-неогеновая. Коры характеризовались преимущественно площадным развитием; однако сейчас они большей частью уничтожены эрозией либо сохранились в виде реликтов в благоприятных структурно-геоморфологических участках рельефа — в депрессиях и на отдельных приподнятых блоках, перекрытых мощным чехлом кайнозойских отложений. Чаще отмечаются коры линейного и линейно-площадного типов, возникшие вдоль тектонических нарушений и на контактах различных по составу горных пород.

Интенсивность и результативность процессов выветривания зависят от нескольких причин, среди которых определяющие — теплый и влажный климат, благоприятная геолого-геоморфологическая и структурная обстановка и особенности минерального состава исходных горных пород и руд. Последний факторложен в основу группировки гипергенных месторождений апатита (табл. 10), поскольку первичный субстрат определяет в конечном итоге промышленную ценность образований коры выветривания.

Таблица 10

## Группировка апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождений формации коры выветривания

Формации	Субформации	Апатитовые геологические формации и субформации субстрата		Минеральные типы месторождений и рудообразующий (продуктивные минеральные ассоциации коры выветривания)	Среднее содержание $P_2O_5$ в рудах коры выветривания (в %); масштаб проявления	Примеры месторождений и рудообразований
		Среднее содержание $P_2O_5$ в горных породах и рудах (в %)	Генетические типы коры выветривания			
Ультраосновных—щелочных пород и жарбонатитов	Ультрабазитовая	Рудные проксениты и их метасоматиты	2—3	Остаточный	Апатит-вермикулитовый	2—4; рудообразование
	Щелочная	Ильолиты, щелочные и нефелиновые синеклиты, метасоматиты	1—2	(илюзии сирохлором), апатит-вермикулитовый	Апатит-франклинит-магнетитовый	Красномайское, Коншаровское
Камафортитовая	Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды	От 6 до 18—22	Остаточный и остаточно-инфильтрационный, иногда перенесенный	Апатит-франклинит-магнетитовый	12—14; мелкие	Ковдорское, Магнит-Ков (США)
	Кальцитовые карбонатиты	3—8, чаще 3—4,5	То же	Апатит-франкоколлит-апатит-вермикулитовый	25—34; мелкие	Якупираңга (Бразилия)
Карбонатитовая	Кальцитовые карбонатиты	3—8, чаще 3—4,5	То же	Франкоколлит-апатит-вермикулитовый	12—15; мелкие	Букусу (Уганда)
	—	—	—	Апатит-магнетит-пироклоровый	8—15; средние	Белозиминское
Щелочно-габбронадная с ядрами дунитовых штоков	—	Доломитовые и анкерит-сидеритовые карбонатиты	2—4	Апатит-франкоколлитовый	18—20; крупные	Сокли (Финляндия)
	—	Метасоматиты по ультраосновным породам	1—3	Остаточный	Франкоколлит-горсейксит-пироклор-монацитовый	5—6; мелкие
Анортозитовая	Габбро-анортозитовая	Оливиновые габбро, габбро-анортозиты, реже пироксениты	0,2—1,5	Апатит-вермикулитовый	1—2; рудообразование	Мрима (Кения)
	Трахиандезитовая	Диабазы, трахиандезиты, порфириты, трахиандезиты	0,2—1,5	Апатит-ильменитовый	1—1,5; рудообразование	Стремгородское, Торчинское, Паромовское и др.
Метакремнистокарбонатная	—	Апатит-доломитовые породы, апатит-каварц-каровнатиты и углистые мусковит-каварц-каровнатные апатитогенные сланцы	От 10 до 25—29	Апатит-каварц-апатитовый	1—2; мелкие	Словечанское, Овручское
6*	—	—	—	—	35—40; средние 16—18; средние	Мо-Кок, Ланг-Куанг и др.—Лаокайский бассейн (СРВ)

Из данных табл. 10 следует, что промышленные гипергенные объекты апатита (апатит-франколита) связаны с корами выветривания карбонатитов и камафоритов формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов и карбонатно-кремнистыми образованиями метакремнисто-карбонатной формации. Среди первых выделяются проявления двух типов: остаточного и остаточно-инфилтратационного. Особенно широко развиты проявления первого типа, промышленный представитель которых в СССР — Белозиминское месторождение апатитов [75]. Ко вторым относятся Ковдорское апатит-франколитовое месторождение, а из зарубежных — Сокли (Финляндия) \*. К остаточному типу принадлежат месторождения коры выветривания метакремнисто-карбонатной формации (Лаокайский бассейн в СРВ).

Белозиминское апатитовое месторождение размещается в пределах широкой зоны тектонических нарушений, пересекающей одноименный массив в северо-западном направлении. Площадь распространения остаточной коры выветривания совпадает с донной частью долины р. Белой Зимы и впадающего в нее кл. Перевального. Залегает она на карбонатитах, ийолит-мелльтейгитах, нефелиновых сиенитах, пикритовых порфириях, а также на вмещающих массив осадочно-метаморфических и изверженных породах. Сверху кора выветривания перекрыта аллювиальными отложениями мощностью 5—8 м, а на бортах долин — делювием. Иногда в нижней части аллювия отмечается переотложенная кора выветривания с наличием карстовых впадин глубиной до 50—70 м. На возвышенных склонах развиты преимущественно линейные коры выветривания, приуроченные к отдельным тектоническим нарушениям.

По длине участок рудоносной коры выветривания в долинной части месторождения протягивается на 4 км при ширине от 0,5 до 1,2 км. Глубина развития непостоянна и колеблется от 10—20 до 70—100 м, в среднем — 32 м; сверху вниз по течению р. Белой Зимы мощность коры уменьшается от 40—60 до 10—30 м, то же самое наблюдается и в поперечном направлении — уменьшение мощностей продуктов выветривания от центральной части к бортам долины. Над карбонатитами, как правило, кора выветривания имеет большую мощность, чем над силикатными породами; в свою очередь, максимальные мощности отмечаются над анкеритовыми и анкеритизированными разностями карбонатитов, а над кальцитовыми, особенно крупнозернистыми, они несколько меньше.

Строение коры выветривания характеризуется сложностью и неоднородностью как в вертикальном, так и в горизонталь-

\* Существуют и другие точки зрения на генезис франколитовых руд. В частности, предполагается их гипергенно-гидротермальное либо гидротермальное, или эксплозивное образование. (Отв. ред.)

ном направлении. В разрезе выделяются две основные зоны: 1) карбонатной сырьушки, возникшей в результате дезинтеграции коренных пород (карбонатитов и магматитов) и отвечающей начальным стадиям выветривания, и 2) охр (зона окисления), соответствующая поздним стадиям выветривания (рис. 7). Нижняя зона коры выветривания (ниже уровня грунтовых вод) состоит из блоков пород различных размеров, дресвы и более мелких песчаных частиц, сохраняющих цвет и первичный минеральный состав исходных пород. Содержание крупных обломков в зоне дезинтеграции от 20 до 50%.

Постепенно вверх по разрезу среди продуктов дезинтеграции появляется больше обожренных частиц, в результате чего породы приобретают бурый, темно-бурый и коричневый цвет. Обломочный материал присутствует в меньшем количестве, проявляются следы начальных стадий гипергенных изменений, зерна карбонатов с поверхности покрываются окристыми пленками. Существенного обогащения сырьушки апатитом не наблюдается. Выше следуют окристые образования, состоящие из тонких частиц бурого, коричневато-бурового, желтого и реже черного цвета; нередко в зоне охр встречаются скопления слюд, прожилки и гнезда вторичного фосфата (франколита).

В целом по месторождению среди продуктов выветривания кальцитовых карбонатитов на охре приходится 50%, обожренные продукты дезинтеграции 23% и необожренные — 27%. В анкеритизированных кальцитовых и анкеритовых карбонатитах окристый горизонт занимает более 70% объема пород.

Таким образом, окисление и выщелачивание служили главными гипергенными процессами, обусловившими промышленную ценность рыхлых образований коры выветривания. Вынос легкорастворимых карбонатов кальция, магния и  $\text{CO}_2$  (10—30% и более) способствовал концентрации устойчивых в этих условиях минералов (апатита, перовскита и др.) и одновременно накоплению гетита, гидрогетита и гематита.

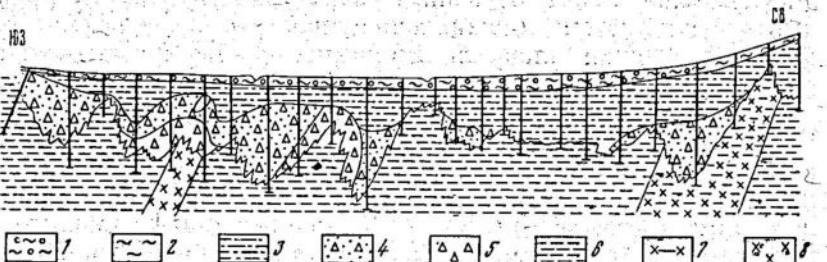


Рис. 7. Геологический разрез коры выветривания одного из участков Белозиминского массива. По И. И. Егорову, В. Г. Кузнецкову [75].  
1 — аллювий; 2 — делювий; 3 — карбонатные охры; 4 — обожренная сырьушка; 5 — сырьушка; карбонатиты: 6 — кальцитовые с апатитовой минерализацией, 7 — анкеритовые; 8 — ийолиты

В зависимости от состава продуктов выветривания и содержания в них  $P_2O_5$  на месторождении можно выделить три продуктивные зоны: 1) охристую ( $P_2O_5$  9—25%, в среднем 13,7%); распространена в центральной части объекта в виде пластрообразной залежи сложного строения; фосфаты представлены слабоизмененным фторапатитом и реже переотложенным франколитом; наибольшая часть зерен апатита имеет размер менее 0,25 мм ( $P_2O_5$  39,8—41,3%); 2) обожженной сыпучки ( $P_2O_5$  7,72—15,78%, в среднем 9,8%); занимает промежуточное положение между охрами, сыпучками и слабо разрушенным субстратом; характерна для нижней части разреза и флангов месторождения; 3) необожженной сыпучки ( $P_2O_5$  0,74—6,85%, в среднем около 5%); по составу близка к невыветрелым карбонатитам.

Подавляющее большинство запасов  $P_2O_5$  сосредоточено в рудах, представленных карбонатными охрами. Общие запасы  $P_2O_5$  (при среднем содержании 10,4%) Белозиминского месторождения около 26 млн. т [75]. Обогащение руд коры выветривания позволяет получать высококачественный апатитовый концентрат ( $P_2O_5$  34—39%) при извлечении 70—75%.

Ковдорское апатит-франколитовое месторождение формировалось в коре выветривания кальцитовых карбонатитов и отчасти кальцитовых разностей магнетитовых руд [107]. Все это определяет их распространение, условия залегания и морфологию. В плане апатит-франколитовые руды, как и карбонатиты, образуют концентрически вытянутые тела на юго-западной окраине массива (рис. 8) среди карбонатитов, фенитов и, в меньшей мере, апатит-магнетитовых руд.

По простианию тела то сливаются в мощные (до 300 м) раздувы, то разветвляются, образуя штокверк жил и прожилков мощностью до первых десятков метров. Наиболее мощные тела формируются либо непосредственно по карбонатитам, либо в контактах карбонатитов с фенитами. В последних франколит выполняет многочисленные разно ориентированные трещины, образуя систему прожилков мощностью до нескольких сантиметров. Общая площадь штокверка франколитовых жил и прожилков около 4 км<sup>2</sup>. Самые крупные тела сплошных апатит-франколитовых руд занимают площади не более 0,8—1 км<sup>2</sup>.

Внизу тела апатит-франколитовых руд постепенно сужаются и на глубине 20—60 м обычно выклиниваются, сменяясь невыветрелыми карбонатитами. Границы руд с невыветрелыми породами обычно резкие, хотя и крайне неровные, изобилующие выступами и глубокими провалами. Среди апатит-франколитовых руд нередко сохраняются останцы вмещающих пород (фенитов, слюдитов и карбонатитов), количество и размеры которых заметно увеличиваются с глубиной. Вдоль контактов карбонатитов с фенитами апатит-франколитовые руды иногда прослеживаются на глубину до 150—200 м (рис. 9). В целом их

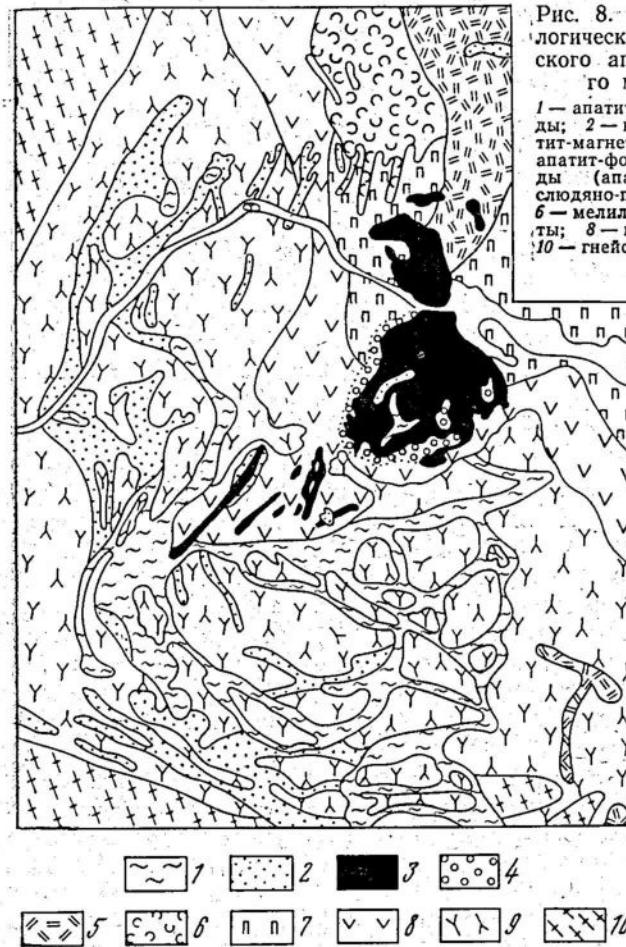


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Ковдорского апатит-франколитового месторождения.  
 1 — апатит-франколитовые руды; 2 — карбонатиты; 3 — апатит-магнетитовые руды; 4 — апатит-форстеритовые породы (апатитовые руды); 5 — слюдяно-пироксеновые породы; 6 — мелилититы; 7 — пироксены; 8 — ийолиты; 9 — фениты; 10 — гнейсы и гнейсо-граниты

морфология полностью соответствует хорошо изученным карстовым накоплениям фосфоритов в известняках [82].

В составе апатит-франколитовых руд выделяются гипергенные и остаточные реликтовые минералы. Основные гипергенные минералы, слагающие до 80—90% объема франколитовых разностей руд, — франколит, вермикулит и гетит. В качестве второстепенных гипергенных минералов отмечаются сунгулит, хлорит, монтмориллонит, гематит, изредка малахит и гидроокислы марганца. Остаточные минералы в основном представлены апатитом и магнетитом. В зависимости от состава вмещающих пород в качестве реликтовых минералов встречаются полевые шпаты, пироксены, нефелин, форстерит, амфиболы, карбонаты и др.

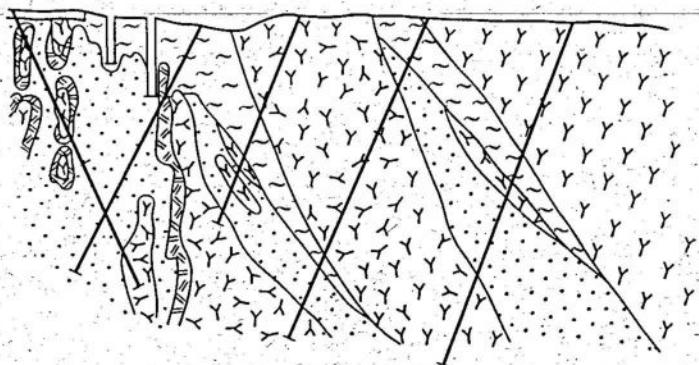


Рис. 9. Схематический геологический разрез Ковдорского апатит-франколитового месторождения с юго-запада на северо-восток. Условные обозначения см. на рис. 8

Количественные соотношения различных минералов колеблются в исключительно широких пределах, что обусловлено разнообразным составом исходных пород и руд и неодинаковой степенью их переработки в процессе выветривания. По минеральному составу могут быть выделены апатит-франколит-магнетитовые, апатит-франколитовые и вермикулит-франколит-апатитовые разности руд.

Апатит-франколит-магнетитовые руды встречены только в пределах железорудного месторождения, где они образуют линейные тела, приуроченные к зонам дробления субмеридионального и северо-восточного простирания. Мощность франколитовых руд на поверхности достигала 100—150 м. В настоящее время большая часть их выработана. В составе руд преобладают остаточные минералы: магнетит (до 50—60%), апатит (20—80%); вторичный франколит как бы цементирует остаточные минералы. Содержание его достигает 50%, а в среднем не превышает 15—20%.

Апатит-франколитовые руды образуются по карбонатитам и слагают преимущественно верхние части мощных линейных зон выветривания. Это буровато-серые, плотные, обычно твердые породы с брекчийевидной или мелкокавернозной текстурой. Франколит преобладает (80—90%). Содержание остаточного апатита невелико (до 20—25%), количество вермикулита варьирует в пределах 1—20%, но в среднем не превышает 2—3%. Содержание остаточного магнетита и новообразованных гидроокислов железа не более 5—8%. Встречаются редкие зерна реликтового бадделеита и пирохлора, в незначительных количествах присутствуют сунгулит, гематит, цеолиты, каолин, монтмориллонит и гидроокислы марганца.

Вермикулит-франколит-апатитовые руды развиты совместно с апатит-франколитовыми, залегая преимущественно в корневых частях франколитовых тел либо на их периферии в контак-

тах с фенитами. Представлены они рыхлыми, тонко- или мелкозернистыми песчано- или суглинистоподобными разностями. Однако иногда встречаются и твердые руды, имеющие нередко полосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких полос мелкочешуйчатого вермикулита и мелкозернистого апатита; и те, и другие полосы интенсивно франколитизированы. Степень изменения колеблется в широких пределах, но в целом в описываемой разности руд преобладает апатит, так же как и в карбонатитах, представленный удлиненными зернами, ориентированными в одном направлении. Местами франколит отсутствует, и руды имеют вермикулит-апатитовый или вермикулит-магнетит-апатитовый состав.

Штокверковые франколитовые руды окаймляют сплошные апатит-франколитовые и вермикулит-франколитовые руды, реже образуют самостоятельные зоны среди вмещающих пород. Обычно они представляют собой интенсивно брекчированные фениты либо мелкочешуйчатые слюдиты, трещины в которых выполнены белым натечным франколитом или франколитом и нарастающими на него цеолитами. Контакты таких руд с вмещающими породами нечеткие (условные) и определяются только по данным опробования. Площадь их распространения и качественная характеристика в настоящее время оценены весьма ориентировочно. Промышленное значение сейчас приобрели руды лишь двух типов: апатит-франколитовые и вермикулит-франколит-апатитовые (табл. 11).

Как видно из табл. 11, апатит-франколитовые руды весьма богатые. Отличительная их особенность — резкое преобладание в составе франколита над апатитом. Значительная часть (около 30%) фосфора в этих рудах относится к лимонно-растворимому, что сближает их с осадочными и остаточными фосфоритами Кингисеппского, Егорьевского, Ашинского и других месторождений. Все это позволяет использовать апатит-франколитовые руды как непосредственное удобрение в виде фосфоритной муки.

Таблица 11  
Химический состав (в %, пределы и среднее содержание)  
руд промышленных типов  
Ковдорского апатит-франколитового месторождения

Компо-ненты	Руды		Компо-ненты	Руды	
	апатит-франколитовые	вермикулит-франколит-апатитовые		апатит-франколитовые	вермикулит-франколит-апатитовые
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	25,0—33,0 (29,4)	14,76	CO <sub>2</sub>	1,8—3,1 (2,5)	1,92
Fe <sub>вал</sub>	2,5—10,5 (7,9)	7,59	MgO	1,3—3,1 (2,2)	11,11
CaO	35,0—46,6 (41,4)	23,23			

Франколит-вермикулит-апатитовые руды характеризуются резким преобладанием апатита над франколитом и богатым содержанием вермикулита (в среднем около 20%). Для непосредственных удобрений они непригодны и во всех случаях требуют обогащения и дальнейшей переработки концентратов. Лабораторные испытания, проведенные Всесоюзным научно-исследовательским и проектным институтом механической обработки полезных ископаемых (Механобр), показали, что богатая руда и концентраты руд обоих типов пригодны для переработки на кормовые фосфаты, а концентраты — для переработки на экстракционную фосфорную кислоту.

Ковдорское апатит-франколитовое месторождение относится к мелким объектам; разведанные запасы руды по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> (при бортовом содержании Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 8%) оцениваются в 43,8 млн. т. Перспективы дальнейшего прироста на этом проявлении отсутствуют.

Лаокайский бассейн (CPB) в тектоническом отношении приурочен к крупному (свыше 100 км по простиранию) антиклиниорию, в сводовой части которого выходят доломитовые мраморы докембрия, относимые к свите Да-Динь [100, 101]. Северо-восточная часть антиклиниория сложена нижнекембрийскими метаморфизованными карбонатно-сланцевыми породами свиты Кок-Сан, к которой приурочены апатитоносные породы, и девонскими известняками свиты Сонг-Чай. Юго-западное крыло представлено многофазной синорогенной интрузией гранитоидов предположительно девонского возраста. Степень метаморфизма гранитоидов и осадочной толщи одинаковая [101].

Метаморфические породы собраны в узкие большей частью изоклинальные складки, нередко опрокинутые на юго-запад и осложненные многочисленными побочными пликативными структурами, иногда имеющими форму разорванных флексур и вытянутых брахискладок. Широко развита разрывная тектоника, особенно продольного направления — в виде взбросов и нормальных сбросов, реже взбросо-надвигов и сдвигов. Осадочно-метаморфические образования и гранитоиды прорваны многочисленными жилами и дайками лампрофиров и плагиоаплитов. В контактах с лампрофирами апатитовые руды и породы значительно осветлены, перекристаллизованы и несут повышенные концентрации флогопита, актинолита, tremолита и иногда сульфидов.

В пределах Лаокайского бассейна выявлено и разведано с различной степенью детальности 11 месторождений (Бат-Сат, Ланг-Куанг, Ланг-Кум, Мо-Кок и др.), прослеживающихся с северо-востока на юго-запад на расстояние 34 км. Все они приурочены к продуктивным горизонтам свиты Кок-Сан (KS<sub>4-6</sub> и, частично, KS<sub>7</sub>), располагаясь в средней ее части.

Подрудный горизонт (KS<sub>4</sub>) сложен углистыми мусковит-

кварц-доломитовыми апатитоносными, доломит-апатит-кварцевыми, апатит-кварц-доломитовыми с мусковитом породами, которые перемежаются друг с другом, обусловливая параллельную полосчатость. Верхняя и нижняя части горизонта характеризуются повышенным содержанием апатита (до 35%), карбонатов (40—50%), невысоким — мусковита (10—15%) и незначительной примесью углистого вещества. В средней его части уменьшается концентрация апатита (8—12%) и увеличивается — углистого вещества (до 12%). Мощность горизонта KS<sub>4</sub> от 22 до 240 м.

Рудный горизонт (KS<sub>5</sub>), или горизонт карбонат-апатитовых руд, сложен серыми плотными массивными тонко-микрозернистыми карбонат-апатитовыми породами, причем апатит обычно преобладает над доломитом и кальцитом, а доломит — над кальцитом. Из второстепенных минералов отмечаются кварц (от 3—5 до 8%), мусковит, пирит (1—1,5%), окислы марганца; из акессорных — турмалин, циркон, эпидот, сфен и рутил. Фосфатный минерал представлен фторапатитом, образующим неправильно округлые и удлиненно-округлые изоморфные зерна размером от 0,01 до 0,08 мм. Мощность горизонта KS<sub>5</sub> от долей метра до 22 м.

Надрудный горизонт (KS<sub>6</sub>), или горизонт апатит-кварц-карбонатных сланцев, по составу отличается от предыдущего более высоким содержанием кварца, мусковита, карбонатов и пониженным — апатита. Среди пород горизонта распространены в основном апатит-кварц-карбонатные и кварц-апатит-карбонатные разности сланцев, сложенных доломитом (25—45%), кальцитом (5—15%), кварцем (20—30%), мусковитом (2—15%), апатитом (10—30%), пиритом (1,5—2%), окислами марганца (0,4—1,5%) и углистым веществом (доли процента). Мощность горизонта KS<sub>6</sub> 8—30 м.

Горизонт полевошпат-кварцевых сланцев (KS<sub>7</sub>) характеризуется повышенным содержанием микролина, ортоклаза и биотита. В нижней его части распространены карбонат-полевошпат-кварцевые сланцы, состоящие из кварца (25—35%), полевого шпата (до 30%), карбонатов (15—30%), апатита (3—30%), биотита и мусковита (7—10%). Второстепенные минералы представлены пиритом, турмалином, углистым веществом, сфером и окислами марганца. В верхней части преобладают кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые сланцы с полевым шпатом. Повышенные концентрации апатита тяготеют к нижней части горизонта. Мощность его от 5 до 170 м.

На всех месторождениях развита мощная остаточная кора выветривания. В процессе гипергенеза из карбонат-апатитовых руд горизонта KS<sub>5</sub> карбонаты полностью выщелочились, в результате чего возникли почти мономинеральные апатитовые образования (90—95%), относящиеся к рудам I сорта. Содер-

жение  $P_2O_5$  в них 31,8—39,6%, в среднем 38,66%. Мономинеральные апатитовые руды, развитые на глубине 30—40 м, идут в переработку без какого-либо их обогащения.

Породы рудного горизонта  $KS_5$  ниже зоны химического выветривания (неизмененные) относятся к рудам II сорта; содержание  $P_2O_5$  в них колеблется по месторождениям от 21,45 до 28,86%, составляя в среднем по разведанным объектам 24,86%. Эти руды частично используются для производства термофосфатов.

Породы горизонтов  $KS_4$  и  $KS_{6-7}$  в зоне химического выветривания также обогащены апатитом в результате выщелачивания карбонатов и относятся к рудам III сорта. Среднее содержание  $P_2O_5$  в рудах горизонта  $KS_4$  15,38%, а горизонтов  $KS_{6-7}$  — 16,15%. В промышленности их используют после обогащения. Неизмененные породы указанных горизонтов ниже зоны химического выветривания отнесены к рудам IV сорта ( $P_2O_5$  6—10%); вопрос использования их промышленностью в настоящее время не рассматривается.

Таким образом, сейчас разрабатываются в основном доломит-апатитовые, апатитовые и, частично, кварц-апатитовые руды коры выветривания. По запасам  $P_2O_5$  отдельные гипергенные месторождения относятся к мелким либо средним объектам. Общие же запасы  $P_2O_5$  Лаокайского бассейна исчисляются в 300—320 млн. т.

Итак, апатитоносные породы (руды) свиты Кок-Сан образуют строго выдержаные стратиграфические горизонты, прослеживаются на значительном расстоянии, имеют преимущественно кремнисто-карбонатный состав с примесью углистого вещества, характеризуются тонкополосчатым строением. Такие особенности достаточно определенно подтверждают образование апатитовых руд из обычных пластовых фосфоритов геосинклинального типа, перекристаллизованных в результате термоконтактового метаморфизма. Об этом свидетельствуют находки среди апатитовых пород месторождения Мау-Кок (Мо-Кок) слабометаморфизованных фосфоритов, состоящих из неправильно округлых или овальных зерен слабо раскристаллизованного или микрокристаллического фосфата.

В целом и по характеру строения продуктивной толщи, и по составу, и по масштабу фосфатонакопления Лаокайский бассейн имеет определенную аналогию с бассейном Карагату [100]. Аналогия касается и вида метаморфизма, что предполагает формирование руд Лаокайского бассейна в результате процессов не регионального, а термоконтактового метаморфизма. Это убедительно доказывает наличие крупного гранитоидного plutона, реликтов слабо раскристаллизованных фосфоритов среди продуктивной толщи и несущественное перераспределение фосфатного вещества.

## ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ АПАТИТОВЫХ РУД, ИХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Промышленные и перспективные типы руд. Минеральный состав руд апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождений весьма разнообразен. По ориентировочным подсчетам в различных формационно-генетических типах проявлений установлено свыше 120 породо- и рудообразующих, второстепенных, акцессорных и эпизодических минералов, которые достаточно подробно охарактеризованы в литературе [19, 23, 72, 98, 121, 166 и др.]. Особенно многообразен минеральный состав руд эндогенных месторождений и рудообразований, связанных со щелочными, щелочно-габброидными и щелочно-гранитоидными комплексами; значительно беднее он для метаморфогенных и экзогенных проявлений. Наблюдается также возрастание числа минеральных компонентов от магматических образований к позднемагматическим и постмагматическим, а среди метаморфогенных — от kontaktово-метаморфизованных к метаморфическим и ультраметаморфическим. Соответственно происходит изменение структурно-текстурного рисунка руд в сторону их усложнения.

Столь многокомпонентный состав, разнообразие структур и текстур руд обусловливают возможность выделения многочисленных их минеральных типов и разновидностей, из которых на практике пока освоено весьма ограниченное число. Всего на данный период выделяется девять промышленных и перспективных типов апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд, из которых шесть относятся к магматическим, один — к метаморфогенным и два — принадлежат к образованиям остаточной коры выветривания (табл. 12).

Технологическая характеристика руд. Технологическими исследованиями на поисковой стадии определяется целесообразность дальнейшего проведения геологоразведочных работ для оценки проявления. Сюда включается решение вопросов типизации и обогащения руд, выяснение содержаний полезных и вредных компонентов, их формы нахождения, изменения качественного и количественного состава руд по простирианию и на глубину (мелкообъемное технологическое картирование) и возможностей комплексного использования апатитового сырья.

Опыт освоения отечественных и зарубежных месторождений апатита показывает, что несмотря на разные и нередко относительно низкие содержания  $P_2O_5$  в рудах, они в большинстве случаев легко обогащаются (особенно силикатного состава) методами флотации и магнитной сепарации. Исключение — ру-

Таблица 12

**Характеристика промышленных и перспективных типов апатитовых  
и комплексных апатитсодержащих руд**

Типы руд	Минеральный состав руд		Структура и текстура руд	Примеры месторождений (формации)
	Главные минералы	Второстепенные минералы		
Апатит-нефелиновый	Апатит, нефелин	Пироксен, сфеен, полевой шпагт, титаномагнетит, эгирин и др.	От мелкозернистых до пегматоидных; пятнистые, пятнисто-полосчатые, линзовидно-полосчатые, блоковые и бреекиниевидные	Хибинская группа (агапитовых нефелиновых скопинитов)
Апатит-магнетит-литий	Апатит, магнетит, форстерит, кальцит	Флогопит	От мелкозернистых до гигантозернистых; трубополосчатые, пятнистые, бреекиниевидные	Ковдорское, Ессей, Йыраас, Абараастах (ультраосновные — щелочных пород и карбонатитов)
Апатит-редко-металлический-карбонатный	Апатит, кальцит, магнетит	Флогопит, пироклор, форстерит, доломит, анкерит и др.	Разнозернистые до пегматоидных; пятнистые, полосчатые	Саянское, Новолотванское и др. (ультраосновные — щелочных пород и карбонатитов)
Апатит-силикатный	Апатит, флогопит, форстерит, эгирин, амфибол, иногда магнетит и др.	Биотит, полевой шпагт, пироксен, сфеен и др.	Разнозернистые; массивные, пятнистые, полосчатые	Ошукровское (щелочно-габброндунитовая), Маганское, Ковдорское (ультраосновные — щелочных пород и карбонатитов)
Апатит-ильменит-титаномагнетитовый	Апатит, титаномагнетит, ильменит, магнетит, пироксен, оливин	Плагиоклаз, биотит, амфибол, пирит, пирротин и др.	Мелко-крупнозернистые до гигантозернистых; массивные, широкополосчатые	Круглиническое, Джутдужурская группа (анортозитовая)
Апатит-медио-сульфидно-титаномагнетитовый	Апатит, титаномагнетит, борнит, халькопирит, пироксен	Биотит, роговая обманка, оливин	Мелко-среднезернистые; массивные, широкополосчатые	Волковское (дунит-тироксенит-габброродонитовая)
Апатит-доломитовый	Апатит, доломит, иногда кварц, мартит, гематит	Кальцит, мусковит	Мелко-среднезернистые, иногда крупнозернистые, массивные, полосчатые	Седилдарское (мраморно-гнейсовая)
Апатит-франклитовый	Апатит, франклит, иногда магнетит, пироксен	Вермикулит, полевой шпагт	Рыхлые руды — бесструктурные; макротекстуры — полосчатые, пятнистые, прожилковые. Каменистые руды — разнозернистые; брекчевые, кавернозные и массивные	Ковдорское (коры выветривания на карбонатитовом субстрате)
Апатит-редко-металлический-окристальный	Апатит, гидрослюды, охры (железистые и карбонатные)	Кальцит	Бессструктурные; макрополосчатые, массивные и пятнистые	Белозиминское (коры выветривания на карбонатитовом субстрате)

ды существенно карбонатного состава и коры выветривания, технологии которых еще недостаточно разработана.

*Апатит-нефелиновые руды* хибинских месторождений эксплуатируются при содержании  $P_2O_5$  в пределах 16—18% (в апатите — 40,36%  $P_2O_5$ ). В дальнейшем намечается снижение среднего содержания  $P_2O_5$  до 8—12%; однако, как показали предварительные исследования, прежнее качество апатитового концентрата (39,4%  $P_2O_5$ ) будет обеспечено. В настоящее время на обогатительных фабриках применяется схема прямой селективной флотации апатита оксигидрильными собираителями в щелочной среде (крупность питания флотации 0,074 мм, выход 52—54%), из хвостов которой флотируют темноцветные минералы с остатком в камере нефелинового концентрата. В ближайшем будущем намечается внедрение безотходной схемы обогащения руд (Механобр), позволяющей получать апатитовый, эгириновый, нефелиновый, титаномагнетитовый и сференовый концентраты. Схема основана на использовании процессов флотации и магнитной сепарации.

*Апатит-магнетитовые руды* освоены на Ковдорском горно-обогатительном комбинате. В 1975 г. пущена обогатительная фабрика по переработке хвостов магнитной сепарации с целью извлечения апатита. Общее в технологии обогащения руд рассматриваемого типа — выделение в голове схемы магнетита магнитной сепарацией в слабом поле, а затем апатита флотацией из хвостов магнитной сепарации. При наличии редких металлов они выделяются из хвостов флотации апатита гравитационными методами с перечисткой магнитной сепарацией в сильном поле. В промышленных условиях из руд Ковдорского месторождения с содержанием  $P_2O_5$  7—8% получают апатитовый концентрат, содержащий 35,5—36,5%  $P_2O_5$  при извлечении 60—61%. Из руд месторождений Ессей и Йраас в лабораторных условиях получены апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  36—39% при извлечении от 75 до 94% (содержание  $P_2O_5$  в исходных пробах 12—18%).

*Апатит-редкометально-карбонатные руды* изучены на лабораторной стадии и характеризуются в целом невысокими показателями обогащения. Но ценность этих руд повышается в связи с возможностью комплексного использования. Например, в результате безотходной технологии из руд Новополтавского месторождения получены апатитовый, флогопитовый, слюдяной и другие концентраты и известь. В рудах присутствует ожелезненный доломит, который выделяется в магнитный продукт магнитной сепарацией. Кальцит от апатита отделяется обжигом с последующим гашением. Отходов остается не более 4%, стоимость продукции значительно перекрывает себестоимость обогащения.

Следует заметить, что при обогащении апатитовых руд карбонатных месторождений, содержащих в качестве основных

минералов кальцит и доломит, встречаются большие трудности из-за близких флотационных свойств этих компонентов [2, 162]. Так, при обогащении руд Ковдорского месторождения установлено, что для обеспечения требуемых технологических показателей по содержанию (32%) и извлечению (70%)  $P_2O_5$  в апатитовый концентрат в питании флотации отношение  $CO_2$  к  $P_2O_5$  (карбонатный модуль) должно быть менее или равно 1,2. Если же карбонатный модуль для подобных руд выше, то показатели их флотации будут низкими.

В последние годы ГИГХСом, ИРГИредметом (Иркутским государственным научно-исследовательским институтом редких и цветных металлов) и Механобром получены новые положительные результаты обогащения апатит-карбонатных (апатит-редкометально-карбонатных) руд. В частности, испытаны гравитация, флотация, кальцинирующий обжиг, магнитная и фотометрическая сепарации. Сотрудниками ГИГХСа и ИМРа в лабораторных условиях с помощью гравитационно-флотационного метода из руд указанных типов с 3,5—5,5%  $P_2O_5$  получены апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  33—38% при извлечении 70—80%.

*Апатит-силикатные руды* выделяются высокими показателями обогащения. Для руд Ошурковского месторождения, технологическая схема обогащения которых апробирована в лабораторном и полупромышленном вариантах, наблюдается довольно полное раскрытие апатита при измельчении до 0,3—0,5 мм. Из руд Ошурковского месторождения (с содержанием  $P_2O_5$  3—4%) методом флотации получены концентраты с 35—36%  $P_2O_5$  при извлечении 80—87%.

*Апатит-эгириновые руды* массива Маган исследованы в лабораторных условиях сотрудниками ГИГХСа и КИЦМ. Апатит полностью раскрывается при измельчении руды до 0,3 мм. Обогащение происходит по простой флотационной схеме; концентрат содержит 33—36,5%  $P_2O_5$  (в исходной руде — 7% и более), извлечение 85—94%.

*Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды* изучены еще слабо и только на лабораторной стадии. Они сравнительно легко обогащаются методами магнитной сепарации и флотации. Апатитовые концентраты, полученные из руд с содержанием  $P_2O_5$  3,3—8%, высокого качества (39—40%  $P_2O_5$ ), однако извлечение апатита в значительной степени зависит от размеров его зерен, наличия вторичных наложенных изменений и его взаимоотношений с другими породо- и рудообразующими минералами. Наибольшее извлечение (88—93%) отмечается для руд проявлений Гаюм, Богидэ; низкое — для руд Кручининского месторождения (73—77%).

*Апатит-медносульфидно-титаномагнетитовые руды* исследованы Механобром. Медные минералы и апатит выделяются из них флотацией, титаномагнетит и магнетит — магнитной сепа-

рацией. Из руды с содержанием 2,7—3,8%  $P_2O_5$  получен апатитовый концентрат с содержанием  $P_2O_5$  30,73% при извлечении 91,3%.

*Апатит-доломитовые руды* находятся в стадии лабораторного изучения. Разработанная в ИРГИредмете технологическая схема их обогащения включает коллективную флотацию апатита и доломита, их селекцию с подавлением апатита фосфорной кислотой, выделением на винтовых сепараторах гематита из хвостов коллективной флотации. Довольно низкое содержание  $P_2O_5$  в концентрате (31—33%) при извлечении около 80% объясняется невысоким качеством апатита (30,48—36,8%  $P_2O_5$ ), содержащего мельчайшие включения кварца, гематита и доломита. В связи с этим получение кондиционного концентрата для суперфосфатного производства вызовет значительные трудности.

*Апатит-франколитовые руды* характеризуются плохой обогащаемостью, поскольку материал кор выветривания, с которыми они связаны, содержит большое количество мелкой фракции (шламов), а фосфатные минералы (франколит и апатит) сильно загрязнены гидроокислами железа. Результаты испытаний трех схем обогащения (флотационной, магнитно-флотационной и гравитационно-магнитно-флотационной), проведенных в лабораторных условиях, показали, что даже при предварительном обесшламливании руды получаются апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  34—35% при извлечении 72—75% [194].

*Апатит-редкометально-окристые руды* также относятся к труднообогатимым по указанной выше причине. Сложная технологическая схема, включающая дезинтеграцию, обесшламливание, концентрацию на столах и винтовых сепараторах, магнитную сепарацию и флотацию, приводит, естественно, к высокой себестоимости апатитового концентрата. Рассматриваемые руды Белозиминского месторождения изучены в полупромышленных условиях в ИРГИредмете и ГИГХСе, при этом получены апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  36—37% (в исходной руде 13—14%) при извлечении 60—68%. Из руды Новополтавского месторождения в ИМРе получены концентраты аналогичного качества при извлечении 70—90% (содержание  $P_2O_5$  в исходной руде 8—9%).

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать следующие выводы: 1) при обогащении апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд применяются флотация (основной метод), магнитная и электрическая сепарация, гравитация, радиометрические методы, обжиг, а также вспомогательные операции — дезинтеграция, классификации в различных аппаратах и др.; 2) из руд всех типов могут быть получены концентраты с содержанием  $P_2O_5$  30% и более при извлечении 65—98%; к наиболее легкообогатимым относятся апатит-силикатные руды (апатит-нефелиновые, апатит-эгириновые и др.), к труднообога-

тимым — существенно карбонатные и коры выветривания, требующие использования разветвленных и трудоемких технологических схем.

*Комплексное использование руд.* Согласно существующей инструкции ГКЗ СССР, попутные компоненты в апатитовых рудах относятся ко II (нефелин, сфен, титаномагнетит, ильменит, эгирин, полевой шпат, флогопит, вермикулит, доломит) и III (редкоземельные и редкometальные элементы, фтор, калий, натрий, галлий и др.) группам. Удельный вес их в стоимостной структуре апатитовых руд некоторых типов около 50—80% (Хибины, Ковдорское месторождение). Поэтому неучет комплексности руд на стадии прогнозно-поисковых работ может привести к серьезным ошибкам при технико-экономической оценке выявленных проявлений.

В СССР на данном этапе в промышленности комплексно перерабатываются руды Волковского (Cu, Fe, Ti, попутно V и P), Ковдорского (Fe, Zr, P) и, частично, Хибинской группы месторождений. Из последних в небольшом объеме (около 15%) извлекается нефелиновый концентрат (29,5%  $Al_2O_3$ ), который на алюминиевых заводах методом спекания с известняком перерабатывается на глинозем, содопродукты и цемент. Кроме того, более 100 тыс. т в год полевошпат-нефелиновых отходов используется в стекольной промышленности.

Применение нефелина для производства глинозема имеет ряд преимуществ по сравнению с использованием бокситов. Так, при переработке последних требуются значительные затраты содопродуктов и на 1 т глинозема приходится 2,5—3 т отходов. В случае же нефелинового концентрата отходы вообще отсутствуют, причем попутно с 1 т глинозема вырабатывается 1,1 т товарных содопродуктов и 10 т портландцемента. Бокситы требуют больших постоянных капитальных вложений и эксплуатационных затрат на их добычу, а нефелин извлекается попутно.

Азотнокислотный способ переработки нефелинового концентрата позволяет получать глинозем, содопродукты и бесхлорные удобрения и отличается еще более высокой экономической эффективностью по сравнению с методом спекания. Производство указанных концентратов потребует сооружения новых заводов по их переработке в районах Поволжья, Северо-Запада и, возможно, Центра европейской части СССР.

В промышленных масштабах освоено выделение фтора при переработке апатитового концентрата на суперфосфатных заводах. Это более эффективный путь увеличения производства фтористых соединений, чем на базе месторождений флюорита. Экономия приведенных затрат (на 1 т фтора) при производстве фтора и его соединений из апатитового концентрата по сравнению с вариантом его получения из плавикового шпата составит около 180 руб.

Извлечение других полезных компонентов из апатитовых руд находится на стадии изучения в лабораторных и опытно-промышленных условиях. В частности, полупромышленными испытаниями Кольским филиалом АН СССР и производственным объединением «Апатит» показана возможность извлечения сфенового, титаномагнетитового, полевошпатового и эгиринового концентратов из апатит-нефелиновых руд. Сфеновый концентрат по сернокислотной технологии может быть переработан на титано-кальциевый и кальциево-кремнеземный пигменты.

В Государственном научно-исследовательском и проектном институте лако-красочной промышленности (ГИПИЛКП) титано-кальциевый пигмент использовался для производства беллив и водоэмульсионных красок, кальциево-кремнеземный пигмент — для масляных красок типа «слоновая кость». Кроме того, сфеновый концентрат идет для изготовления нового стеклокристаллического материала — ситалла, применяемого при производстве труб, химического оборудования и изделий, заменяющих сталь. С целью расширения сферы использования сфенового концентрата для производства ситаллов и химически стойких стекол требуется снизить содержание в нем окислов железа до 0,7—1%.

Исследования Института им. А. А. Байкова АН СССР, Московского института стали и сплавов показывают экономическую целесообразность металлургической переработки титаномагнетитового концентрата на железо, титан и ванадий. Не до конца разработан пока вопрос использования эгиринового и полевошпатового концентратов. В Кольском филиале АН СССР проводятся исследования по подбору темно-черных и коричневых глазурей на основе эгирина для покрытия керамики. Другие возможные направления использования эгирина — его добавки при производстве стекловолокна, а совместно с нефелином — при производстве стройматериалов и пенокерамики; кроме того, из эгирина возможно извлечение ванадия. Полевошпатовые концентраты могут быть использованы для получения темноцветного стекла.

Принятый способ переработки апатитового концентрата на суперфосфатных заводах (при получении простого суперфосфата) позволяет улавливать фтор, но не обеспечивает извлечения стронция и некоторых других элементов, входящих в состав апатита. Такая возможность появляется в процессе получения концентрированных удобрений, например, при азотнокислотном разложении апатитового концентрата. Разработана сравнительно простая технология извлечения стронция из апатитового концентрата в виде нитрата, которая не вызывает существенных изменений в схеме производства нитрофоски.

Решение проблемы комплексной переработки апатит-нефелиновых руд позволит снизить, по данным ГИГХСа, бортовое содержание  $P_2O_5$  с 6—8 до 4 и даже до 2%. В результате воз-

растут балансовые запасы как  $P_2O_5$  (в контурах действующих и разведанных месторождений), так и других полезных компонентов. Полная переработка извлекаемого из недр сырья будет способствовать резкому уменьшению или ликвидации производственных отходов, загрязняющих окружающую среду. Учитывая планируемые в перспективе весьма значительные масштабы добычи и переработки руд, эта проблема приобретает особо важное значение.

В рудах других типов апатит в большинстве случаев — со-путствующий компонент, вследствие чего вопрос о целесообразности его извлечения принципиально должен решаться заранее на подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ. Потери апатита наблюдаются при эксплуатации некоторых железорудных месторождений (Тургайской группы, Анзасского, Абаканского и др.). Между тем ежегодно можно было бы получать попутно апатитовый концентрат в количестве до нескольких сот тысяч тонн.

За рубежом попутная добыча апатита (при содержании в рудах  $P_2O_5$  от 1—2 до 3—5%) освоена на железорудных месторождениях Швеции (Кирунавара, Гренгесберг и др.), Индии (пояс Сингбхум) и др.; совместно с флогопитом он извлекается из ряда месторождений Канады; комплексно (Fe, редкометальные и редкоземельные элементы, Cu, U, Ti, Sr, F, Ba, полиметаллы, известье, иногда золото и др.) — из карбонатитов, щелочных метасоматитов и образований базитовых формаций (Бразилия, ЮАР, Канада, Индия и др.).

Следует подчеркнуть, что проблема комплексного использования апатитовых и апатитсодержащих руд не столько геологическая, сколько технологическая и экономическая, требующая совершенствования имеющихся и разработки новых оптимальных схем обогащения и переработки руд различных типов, извлечения всего комплекса попутных компонентов и выяснения возможностей использования последних в тех или иных отраслях промышленности и сельского хозяйства.

Часть III

## МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

### Глава I

#### ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

##### 1. Методика прогнозирования

Прогнозные (прогнозно-металлогенические) исследования на апатиты являются составной и, как правило, начальной частью геологоразведочного процесса; их результаты служат основанием для постановки поисков. На уровне мелкомасштабных и обзорных работ их следует рассматривать уже в качестве самостоятельной и единственной стадии перспективной оценки апатитоносности тех или иных крупных структур и регионов.

Прогнозирование главной целью ставит выделение в результате дифференциации геологического пространства объектов (площадей, структур и др.), перспективных на обнаружение новых рудных провинций, зон, районов и промышленных месторождений апатита. В его задачи входят: 1) выяснение закономерностей пространственно-временного размещения апатитового оруденения, построение теоретических моделей рудообразования и определение эталонных типов промышленных месторождений апатита, разработка методики прогнозных исследований; 2) составление прогнозных карт различного масштаба: обзорных ( $1:10\,000\,000 - 1:2\,500\,000$ ), мелкомасштабных ( $1:1\,500\,000 - 1:500\,000$ ), среднемасштабных, или региональных ( $1:200\,000 - 1:100\,000$ ), и крупномасштабных, или локальных ( $1:50\,000 - 1:10\,000$ ); 3) количественная оценка прогнозных запасов апатитовых руд в пределах перспективных площадей, в том числе оценка числа месторождений и их формационно-генетической принадлежности; 4) геолого-экономическая оценка объектов (перспективных площадей и др.) и 5) оптимальное планирование направлений поисковых работ.

Прогнозные исследования базируются на анализе эмпирически установленных закономерностей размещения месторождений апатита и на известных теоретических положениях С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина о взаимосвязи процессов рудообразования с другими сторонами геологического развития

земной коры — тектоническими движениями, осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом.

Решение прогнозных задач осуществляется путем металлогенического анализа, представляющего «... собой совокупность методов, с помощью которых выявляются (устанавливаются) закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре. Его характерная особенность — изучение отдельных геологических явлений как частей единого целого, с одновременным синтезом получаемых результатов (выводов)» [240, с. 30]. Непосредственный инструмент прогнозирования — сравнительный металлогенический анализ или метод аналогии, состоящий в свою очередь из ряда методов, различных по задачам и содержанию применительно к отдельным геологическим факторам и уровням организации вещества.

Прогнозирование опирается на материалы обзорного, мелкомасштабного и регионального металлогенического анализа, а также металлогенетики рудных районов [140, 186, 188, 240]. Сюда включаются данные об основных закономерностях размещения месторождений апатита в пространстве и во времени: 1) связи их с главными структурными элементами земной коры (платформами, геосинклинально-складчатыми областями, срединными массивами и др.); 2) связи в пределах крупных структур с определенными структурно-формационными комплексами и формациями, а внутри последних — с конкретными петрогенетическими группами горных пород; 3) приуроченности к разрывным и складчатым структурам (закономерности рудоконтролирующие и рудолокализующие); 4) связи с петрографическими провинциями определенных типов (фемических, салифемических и др.) и зависимости от строения земной коры; 5) геохронологической приуроченности как регионального и глобального (металлогенические эпохи), так и местного (стратиграфического) значения; 6) степени эрозионного среза рудоносных структур; 7) региональной и локальной рудной зональности, геохимической специализации формаций и структурно-формационных комплексов, околоврудных изменениях вмещающих пород, аномальных проявлениях рудоносных комплексов (геофизических, минералого-геохимических и др.).

Особенно важны материалы формационного анализа для установления режима тектонического развития того или иного региона. Этот фактор при отсутствии каких-либо прочих сведений о наличии фосфорного оруденения в конкретном районе является одним из решающих для прогнозирования апатитоносных объектов определенной формационной принадлежности.

К итоговой части прогнозно-металлогенических исследований относятся тектоническое районирование и районирование по апатиту той или иной территории с выделением апатитоносных поясов, провинций, зон, районов и т. д., типизация последних по ряду общих признаков (режиму тектонических движений,

условиям формирования конкретных рудоносных структур, металлогенической специализации структурно-формационных комплексов и др.). Важно отметить, что перспективная оценка, в том числе количественная, специализированных рудоносных территорий производится для всех уровней — провинций, зон, рудных площадей района или поля, месторождений, для каждой геологической структуры, геологической и рудной формации. Этим обеспечивается исчерпывающая информация о потенциальных возможностях конкретной рудоносной территории.

Завершаются прогнозные исследования составлением металлогенических и прогнозных карт различного масштаба, на которых отражаются пространственно-временные закономерности размещения рудоносных объектов в связи с особенностями единого процесса геологического развития того или иного участка земной коры.

Карты обзорные и мелкомасштабные охватывают обширные регионы с весьма неоднородным геологическим строением (провинции, зоны, иногда крупные районы). Цель их выяснить самые общие закономерности размещения месторождений апатита в связи с теми или иными крупными геологическими структурами и структурно-формационными комплексами, дать сравнительную оценку уже известных рудоносных площадей. Эти карты вместе с объяснительной запиской применяются для перспективного планирования прироста прогнозных запасов апатитовых руд, общего направления тематических и геолого-разведочных работ и разработок геолого-экономического характера.

Региональные металлогенические и прогнозные карты составляются для апатитоносных провинций, зон и рудных районов, выделенных в качестве перспективных на предыдущем этапе. Здесь помимо известных рудоносных структур и апатитопроявлений могут быть выявлены принципиально новые промышленно ценные объекты. Для их обнаружения на основе указанных карт ведутся уже специальные общие поиски. Вместе с тем результаты региональных и отчасти мелкомасштабных исследований используются при разработке генеральной программы для научно обоснованного выбора направления поисковых работ, определения их видов и оптимальных объемов.

На базе результатов крупномасштабных прогнозных исследований, выполняемых обычно для рудных узлов, полей и известных месторождений (их флангов и до экономически доступных глубин), ставятся уже детальные поиски и поисково-оценочные работы.

Все уровни прогнозно-металлогенических исследований завершаются, как уже отмечалось, количественной оценкой прогнозных запасов апатитовых руд, выраженной суммарно для крупных (провинций, зон, районов), более мелких (узлов, полей) рудоносных площадей и непосредственно для открытых

или прогнозируемых месторождений (рудопроявлений). С учетом этих и прочих необходимых данных осуществляется геолого-экономическая оценка выявленных апатитоносных объектов и их разделение на промышленные и непромышленные.

**Методы прогнозирования и уровня их применения.** Изложенные отправные положения и принципы прогнозирования месторождений апатита находят выражение в методах анализа геологических факторов общерегионального, провинциального и локального значения. В зависимости от уровня исследований и вытекающих отсюда задач в практике прогнозирования используются как общие методы, например, структурно-формационный и рудно-формационный, так и более частные — структурный, фазово-фациальный и т. д. Для прогнозирования привлекаются и те, и другие в таком оптимальном сочетании, при котором результаты (выводы) гарантировали бы выявление закономерностей размещения промышленной апатитовой минерализации в пространстве и во времени в конкретных тектонических структурах различного порядка.

**Структурно-формационный метод,** являющийся в настоящее время наиболее объективным методом металлогенического анализа, основан на сочетании тектонического и формационного анализов конкретных регионов [234, 240]. Базируется он на эмпирически установленном факте существования в земной коре крупных устойчивых парагенетических ассоциаций горных пород, имеющихся формациями, сформированных на той или иной стадии геотектонического развития.

С помощью этого метода среди многообразия естественных тел выделяется сравнительно небольшое число основных типов геологических формаций (абстрактные формации), что позволяет проследить закономерности их развития в пространстве и во времени вместе с генетически или парагенетически связанными с ними рудоносными образованиями. Применительно к апатитам такую группировку типизированных абстрактных геологических формаций различной продуктивности во взаимосвязи с тектоническими режимами см. в табл. 3.

Наряду с абстрактными формациями в тех или иных регионах выделяются конкретные геологические формации (магматические и метаморфические комплексы или ассоциации). Именно с ними приходится сталкиваться исследователям при изучении тех или иных районов, в процессе которого устанавливаются: 1) принадлежность реального объекта (породной ассоциации или комплекса) главным образом по вещественному составу и строению к тому или иному известному формационному типу, что помогает (с учетом индивидуальных особенностей) воссоздать историю формирования конкретной формации; 2) новые ассоциации горных пород, не имеющие аналогов среди описанных формационных типов. Последние, если доказана их

тичность, могут рассматриваться как эталонные геологические формации.

Реализация структурно-формационного метода осуществляется следующим образом: 1) в районе изучения естественные ассоциации горных пород расчленяются на крупные тела — геологические формации; 2) по набору признаков (строению, составу и др.) они сравниваются с уже известными и классифицируются; тем самым определяются их число, латеральные и вертикальные ряды, границы и зоны переходов; 3) установленные формационные ряды и строение этих рядов в трехмерном пространстве используются для сравнения изучаемого района (площади) с другими более детально исследованными, а затем методом аналогии по совокупности признаков подтверждается принадлежность района к конкретным тектоническим структурам различного порядка и стадиям их развития. Для проявления апатитового оруденения благоприятными структурами служат щиты, срединные массивы, зоны рифтов и др., а тектоническими режимами — активизации платформенных областей, протогеосинклинальный, стабилизации древних платформ и др.

Таким образом, прогнозирование структурно-формационным методом проводится в двух противоположных направлениях: 1) от выделения формаций к выделению тектонических структур, поскольку конкретные формации служат индикаторами определенных структурных элементов; 2) от анализа тектонических структур к выделению характерных для них формаций. Одновременно анализируются взаимосвязи месторождений (рудопроявлений) с конкретными геологическими формациями на основе статистических данных, а также результатов специального изучения геохимии, минералогии, петрохимии, породных ассоциаций и рудных образований, направленных на выяснение генетических или парагенетических связей между ними. В конечном итоге это приводит к выделению специализированных на те или иные полезные компоненты геологических формаций или структурно-формационных комплексов, крупных тектонических структур щитов, областей тектоно-магматической активизации и др. Тем самым допускается «...возможность существования трех главных форм связей оруденения с конкретными формациями: генетической, парагенетической и структурной» [240, с. 75].

Знание характера распространения формаций и их рядов в пространстве и во времени используется для структурно-формационного, металлогенического и тектонического районирования той или иной территории и установления глобальной и региональной зональности размещения месторождений в виде крупных полос, зон или поясов разного масштаба. Подобная закономерность размещения месторождений поясами, находящая отражение в региональной металлогенической зональности, — один из основных геологических законов [240].

Распространяется она и на месторождения апатита, что выражается в приуроченности их к определенным линейным тектоно-магматическим или структурно-формационным зонам: за рубежом — это рифтовые зоны Южной Африки, Скандинавии, Южной Америки и п-ова Индостан, в СССР — аналогичные зоны в пределах Карело-Кольского региона, Украинского щита, скрытого типа — на Алданском щите, линейные провинции Урала, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и др. Достаточно четко вырисовывается также концентрически-поясное расположение апатитоносных провинций по окраинам Сибирской и Русской платформ.

Важное направление структурно-формационного метода при решении вопросов металлогенеза — выяснение неравномерности размещения специализированных геологических формаций и месторождений полезных ископаемых во времени — как в общей геохронологии, так и в историко-геологическом развитии структур земной коры. Анализируя развитие апатитообразования во времени, можно высказать следующее. Существуют эпохи образования месторождений апатита, под которыми понимаются крупные отрезки времени, соответствующие главным периодам геологического развития крупных тектонических элементов земной коры.

В СССР к продуктивным апатитоносным эпохам относятся в первую очередь герцинская, затем докембрийская (преимущественно протерозойская) и каледонская, за рубежом — каледонская, докембрийская и мезозойская. Наиболее продуктивные апатитоносные комплексы (преимущественно магматические) развиты на ранних стадиях развития геосинклинальных структур; на средней и особенно поздней стадиях наблюдается снижение масштабов апатитоносности структурно-формационных комплексов.

Намечается также смена со временем генетических групп месторождений апатита (соответственно и вмещающих их формаций): в докембре развивались в основном метаморфогенные и магматические; в раннем палеозое — метаморфизованные, магматические, kontaktово-метасоматические, пегматитовые и гидротермальные; в среднем и позднем палеозое — магматические, kontaktово-метасоматические, гидротермально-метасоматические и гидротермальные; в мезозое и кайнозое — позднемагматические, kontaktово-метасоматические и главным образом гидротермально-метасоматические.

Важный практический результат структурно-формационного анализа — выделение металлогенических провинций, или провинций по виду полезного ископаемого, например, апатитоносных. Металлогенические провинции представляют собой наиболее крупные единицы в региональном районировании рудоносных площадей [240]. В настоящее время они выделяются по самым различным принципам: геолого-географическим, тектоническим,

по оконтуриванию площадей развития месторождений различных полезных ископаемых, окруженных в свою очередь безрудными территориями, и др.

Однако независимо от подхода обязательным представляется учет тектонических условий образования месторождений полезных ископаемых [240]. При этом необходимо иметь в виду, что формирование металлогенических провинций определяется следующими факторами: 1) тектоническим типом геосинклинально-складчатых областей, платформ, срединных массивов и областей активизации; 2) их геологическим возрастом; 3) полнотой проявления стадий развития этих крупных тектонических элементов земной коры; 4) характером и широтой распространения развитых в их пределах геологических формаций, свойственных разным стадиям; 5) глубиной эрозионного среза [185, 189].

Рассмотренная область применения структурно-формационного метода касалась главным образом прогнозных исследований обзорного, мелкомасштабного и частично регионального уровней. Однако начиная с последнего (особенно при крупномасштабном и детальном прогнозе) этот метод уступает место (при сохранении общей методической направленности) структурно-петрографическому (структурно-литолого-петрографическому) методу, при котором изучаются определенные части формаций — субформации, фазы и фации, группы пород, минеральные парагенезисы и др. — и структуры более высоких порядков.

Структурно-петрографический метод включает анализ материалов геологического и структурного картирования по результатам исследований: стратиграфических, фациальных (фазовых, фациальных), абсолютной геохронологии (радиология), петрохимических, геохимических, геофизических, изотопного состава элементов [164] и др., что позволяет определить структуру того или иного конкретного объекта, последовательность формирования магматических или метаморфических комплексов, их петрографический и минеральный состав, фациальные взаимоотношения и внутреннее строение, возраст, тип и степень метаморфизма, рудную специализацию и другие характеристики, способствующие познанию закономерностей размещения и локализации промышленного апатитового оруденения. Особенно важно выяснение с помощью этого метода генетической, парагенетической или пространственной структурной связи апатитопроявлений с горными породами (их группами или ассоциациями) тех или иных петрографических типов.

Таким образом, структурно-формационный метод совместно с его модификацией — структурно-петрографическим — базируется на диалектическом анализе геологических явлений и всестороннем рассмотрении истории возникновения месторождений апатита. Этим методом вскрываются особенности их размеще-

ния и локализации в пространстве и во времени в конкретных разнорядковых структурах земной коры.

**Рудно-формационный метод** применяется для изучения частей геологических формаций, характеризующихся промышленными концентрациями апатита и других сопутствующих минералов (рудных или фосфороносных формаций). В его задачи входит следующее [116, с. 142]: «1) обоснованное выделение и разграничение рудных формаций, определение их промышленной значимости, построение рудно-формационных классификаций; 2) установление формационной принадлежности отдельных месторождений путем выбора наиболее полных аналогий и их прогнозная оценка, выполняемая специальными методами формационного анализа; 3) выяснение закономерных соотношений различных рудных формаций в пространстве и во времени, геологических условий, определяющих появление месторождений различных рудных формаций; и прогноз вероятных типов оруденения на основе рудно-формационных исследований».

Рудные формации по объему не могут прямо сопоставляться с геологическими, в частности с магматическими формациями; отличаются друг от друга на один порядок [151].

#### Апатитоносные геологические:

Формация  
Группа формаций  
Серия формаций  
Система формаций

#### Рудные фосфороносные:

Комплекс формаций  
Группа комплексов формаций  
Ряды формаций  
Группа рядов формаций

Как и среди геологических формаций, среди рудных выделяются конкретные и абстрактные формации. Первые находятся в определенных рудоносных территориях и несут специфический комплекс признаков, вторые представляют «... общее классификационное подразделение формаций, отражающее взаимосвязанные особенности минерального состава и геологических условий нахождения, характерные для всех конкретных рудных формаций, принадлежащих к данному типу» [116, с. 142]. Под геологическими условиями подразумеваются особенности связи рудных формаций с теми или иными тектоническими структурами, магматическими и метаморфическими формациями и вмещающими горными породами определенных петрографических типов.

Начальный этап рудно-формационного анализа — установление определенных критериев для выделения промышленных рудных формаций, т. е. естественных природных групп месторождений. Для этого в первую очередь привлекаются материалы изучения конкретных рудных объектов: геологические, включающие данные по региональным и локальным структурам, магматизму и метаморфизму, и вещественные — главным образом минеральный состав руд и вмещающих пород (элементы-

примеси), текстурно-структурные особенности, окорудно измененные породы и др.; учитываются также сведения по рудной зональности, глубине и времени образования рудных проявлений, вертикальному размаху оруденения и др.

Затем по определенной системе составляются характеристики месторождений с учетом их структурной, формационной и временной принадлежности. Сравнительный анализ этих группировок приводит к выявлению устойчивых и постоянно повторяющихся геологических признаков у определенной группы, что служит основанием для выделения рудных формаций. Название рудной формациидается по ведущим рудным инерудным элементам. Например, с формацией агпайтовых нефелиновых сиенитов связана промышленная рудная титано-фосфорно-глиноzemистая с редкими элементами формация, представляющая группу однотипных месторождений (Кукисумчорр, Юксор, Расумчорр и др.) апатит-нефелинового состава, характеризующихся близкой геологической обстановкой.

При рудно-формационном анализе весьма важно выделение групп месторождений с устойчивым минеральным составом. Уже сам по себе этот признак, как считает Р. М. Константинов [116], может быть использован для отнесения месторождений к той или иной рудной формации и соответственно для определения их вероятной промышленной ценности. В частности, ассоциация таких минералов, как апатит, перовскит и титаномагнетит, в ультрабазитах формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов свидетельствует о принадлежности этих образований к фосфорно-железо-титановой рудной формации, месторождения которой характеризуются невысокими средними содержаниями  $P_2O_5$  (2—3%), но достаточно большими запасами.

Дополнительную информацию для прогнозной оценки рудносных площадей дает изучение рядов рудных формаций, заключающееся в выявлении зависимостей минерального состава месторождений (в первую очередь устойчивых и переходных минеральных групп) от какого-либо одного или нескольких геологических факторов [116]. Установленные таким образом закономерности позволяют сравнивать ряды рудных формаций в хорошо изученных районах с неполно проявленными рядами в слабо исследованных районах и по отсутствию тех или иных звеньев предсказывать наличие месторождений апатита наиболее вероятных типов.

Эффективность такого предвидения повышается, если рудные формации предварительно группируются в горизонтальные и вертикальные ряды. Первые «...выделяются на основании изменений в составе стадийных минеральных ассоциаций, появление которых можно считать более или менее одновременным..., вторые — отражают изменения в составе и в количест-

венной роли стадийных минеральных ассоциаций, образовавшихся в разное время» [116, с. 164].

Сказанное можно пояснить конкретным примером. Так, для формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов эмпирически выявлена функциональная зависимость минерального состава групп месторождений от петрографического типа вмещающих их материнских горных пород. В последовательном вертикальном ряду, если он не редуцирован, рудные формации располагаются следующим образом: 1) Р — Fe — Ti (Cr, Pt) (пироксениты, оливиниты, дуниты); 2) Р — Ti — Zr (якупирангиты, мельтайгиты, ийолиты); 3) Р — Ta — Nb (нефелиновые и щелочные сиениты); 4) Р — Zr — Fe, Р — Fe (Fe — Р) (камафориты); 5) Ta — P — Nb (Th, TR) (кальцитовые карбонатиты) и Th — Sr — TR (Fe, F, Mo, Cu, Zn, Pb) (анкеритовые, доломитовые и сидеритовые карбонатиты).

Обнаружение на любой изучаемой территории неполного указанного ряда или даже одной-двух формаций должно быть использовано для прогнозирования недостающих звеньев и вероятного их местоположения. Аналогичным образом поступают при анализе горизонтального ряда рудных формаций. Изучение рудных формаций и их рядов находит практическое применение при решении вопросов временной закономерности размещения рудных и нерудных концентраций, их зональности и динамики развития, глубины и вертикального размаха оруденения, величины эрозионного среза рудных объектов, генезиса руд, а также при создании классификаций рудных формаций на формационной или структурно-формационной основе, по типу магматизма, глубине его проявления и др.

Закономерности развития минеральных ассоциаций во времени могут рассматриваться в трех аспектах: 1) по металлогеническим эпохам (фиксированным уровням), что уже отмечалось; 2) в плане относительного проявления и 3) с позиций направленности (последовательности) и периодичности процесса (эволюционный подход) [94]. Относительный возраст процесса определяется исходя из его места в цепи предшествующих или последующих геологических событий, например, по отношению «...ко времени инверсии, складчатости, развития разрывных нарушений, проявления магматизма, метаморфизма, осадконакопления и т. д.» [94, с. 16].

Практически такой анализ применяется в разработке прогнозно-поисковых критериев рудных формаций в связи с циклами, этапами и стадиями развития рудноносных территорий. Так, фосфороносные рудные формации ранних стадий геосинклинального режима более продуктивны по отношению к инверсионным или конечным, в то же время они не идут ни в какое сравнение с промышленными рудными формациями постконсолидационной активизации древних складчатых областей и т. д.

Точно так же в относительной временной шкале устанавливаются те или иные структуры, формации и другие геологические элементы, непосредственно влияющие на процессы апатитообразования, закономерности размещения и локализаций минеральных парагенезисов или на процессы, приводящие к уничтожению продуктивной минерализации. Следовательно, фактор относительного времени нацеливает на необходимость выделения наиболее устойчивых блоков среди геосинклинально-складчатых структур, зон древних разломов глубинного заложения и регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, тектономагматических циклов щелочно-ультраосновного и щелочного магmatизма и т. д., перспективных для формирования промышленного апатитового оруденения.

Эволюционный подход интересен для выяснения закономерного изменения минеральных образований (рудных формаций, месторождений, руд) в геологической истории Земли. Для этих целей составляются эволюционные ряды рудных формаций, которые в отличие от возрастных объединяют генетически родственные, хронологически последовательные и преемственные минеральные образования одной или нескольких сопредельных структур. Для практики имеют значение следующие характеристики эволюционных рядов [94]: 1) направленность и соотношение направленности эволюции; 2) диапазон и контрастность эволюции; 3) главное звено в эволюции и 4) перерывы в эволюции.

Первый признак выражает основную тенденцию изменения состава разновременных минеральных образований в эволюционных рядах, различного уровня, например, гомодромную или антидромную для магматических пород, прогрессивную или регрессивную для метаморфических и метасоматических пород. Диапазон и контрастность отражают степень отличия крайних членов ряда и постепенные или скачкообразные переходы минерального состава рудных образований.

Главное звено в эволюции — это наиболее широко проявленный и типичный комплекс минеральных парагенезов в ряду, например, группа минеральных типов месторождений, ассоциирующихся с кальцитовыми карбонатитами. Перерывы в эволюции фиксируются по отсутствию тех или иных членов ряда или их редуцированному развитию, по границам разновозрастных рядов и др. По мнению Д. В. Рундквиста [177] и многих других исследователей, интервалы времени с установленными перерывами в ряду весьма благоприятны для развития промышленного оруденения.

Для прогнозирования эффективно также использование фактора зональности, симметрии или асимметрии в распределении оруденения по вертикали и на глубину. Приведенный рудноформационный ряд зональности для ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов может быть в целом рассмотрен как

прямой вертикальный, регressiveный [177]. Наличие на современной поверхности каких-либо рудных формаций указанного ряда (полноты его проявления) должно свидетельствовать об относительной степени эродированности рудного объекта (малой, средней и большой) и его возможных перспективах на глубину.

Явления симметрии и асимметрии тесно связаны с динамикой развития минеральных образований в пространстве, т. е. с центростремительной (сходящейся) и центробежной (расходящейся) силами. Первая из них проявляется в закономерном смещении образований внешних зон к более локальным внутренним; вторая, наоборот, — от внутренних центральных к внешним периферическим. Сочетание этих сил в процессе развития разновременных рудных образований определяет основные особенности зонального строения месторождений различных минеральных типов, рудных полей и зон [94].

Характерными представителями зональных объектов могут служить Хибинский массив (центростремительный тип) и многие массивы формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (центростремительный и центробежный типы). При прогнозировании проявлений апатита в указанных формациях необходимо вносить соответствующие корректизы на фактор динамики развития минеральных концентраций, что в общем неосложненном виде выражается симметричным расположением рудных объектов в горизонтальном ряду, а также на те или иные причины, обусловливающие асимметрию в их размещении. Эти же явления могут иметь место по вертикали, но они остаются еще слабо изученными.

Для прогнозирования используются и генетические признаки, определяемые при анализе минеральных парагенезов и рудноформационных рядов. Сюда следует отнести вероятные глубины формирования минеральных типов месторождений, температурный режим и давление, степень метаморфизма по минеральным ассоциациям и особенностям состава минералов устойчивых и переходных групп, pH и Eh среди рудообразования по последовательному развитию минеральных парагенезов в вертикальных и горизонтальных рядах и исследование газово-жидких включений в устойчивых и переходных минералах, вещественно-геохимические и физико-механические свойства рудолокализующего субстрата и др.

В итоговом положении представление о генезисе (магматический, контактово-метасоматический, гидротермальный и др.), полученное на раннем этапе исследований, также играет большую роль при прогнозной оценке рудных объектов. Из апатитовых уже бесспорно ведущее значение для промышленности магматических (позднемагматических) и метаморфизованных месторождений по сравнению с проявлениями kontaktovo-metasomaticheskimi, pegmatitovymi i hidrotermalnymi.

Следует, однако, заметить, что «... целый ряд очень сложных генетических проблем, возникающих при решении вопросов — как образовалось, почему образовалось, в каких условиях, каким способом, не являются остро актуальными для целей прогнозирования и в ряде случаев могут быть исключены на стадии прогнозирования из рассмотрения. Наиболее важное значение приобретает установление временной последовательности развития минеральных парагенезов, формаций, а также выявление их фациальных, возрастных и эволюционных рядов» [94, с. 17].

Выделение рудных формаций и их сравнительное изучение связано с обработкой большого количества фактического материала. Поэтому в дополнение к геолого-минералогическим методам существенное значение приобретают методы информационно-логические, позволяющие подтвердить или опровергнуть обоснованность взаимосвязей геологических факторов, дать количественную оценку степени сходства месторождений и возможности принятия той или иной рудно-формационной классификации [116, 117].

Таким образом, рудно-формационный метод обладает широкими разрешающими возможностями и может применяться как при детальном и крупномасштабном прогнозировании месторождений апатита, так и при региональных прогнозно-металлогенических исследованиях апатитоносности тех или иных крупных территорий. Это обусловлено тем, что непосредственно сами месторождения несут богатую информацию прежде всего о геолого-тектонических условиях их формирования и, как следствие, о закономерностях их пространственного и временного размещения.

Геохимический метод опирается на данные аналитических исследований и широкое использование физико-химического и математического аппаратов. В его задачи входит выяснение закономерностей распределения фосфора и его парагенетических ассоциаций с другими элементами в пространстве и во времени в пределах отдельных структурных участков земной коры, установление геохимических факторов контроля и локализации минеральных образований, прогнозная оценка рудоносных площадей и конкретных рудных объектов.

Вопросы общерегиональной геохимии, связанные с металлогеническим анализом, остаются еще слабо разработанными [240]. Тем не менее уже сейчас намечаются направления, в которых применение геохимических исследований может оказать существенную помощь при оценке потенциальных перспектив апатитоносности отдельных территорий. Общеизвестна, например, неравномерность распределения тех или иных химических элементов в геологических объектах земной коры, вследствие чего постоянно наблюдаются на отдельных участках их аномальные значения на фоне средних содержаний, или кларков.

Последние «... с учетом присущих им флюктуаций характеризуют рассеянный вид существования химических элементов, аномально повышенные — концентрированный» [106, с. 18].

Для общерегиональных прогнозных исследований практический интерес представляют и кларковые содержания. Так, минимальные средние содержания фосфора показательны для ультраосновных пород, особенно дунитов (см. табл. 1), что связано с уходом элемента из мантии в земную кору с базальтовыми выплавками [17] \*. Соответственно в связи с «сухими» ультрабазитами не известно сколько-нибудь повышенных скоплений апатита, не говоря уже о его промышленных концентрациях. Наблюдающиеся же иногда промышленно ценные концентрации апатита в пироксенитах и реже перидотитах свидетельствуют, очевидно, о возникновении последних в результате дифференциации базальтовой выплавки.

Максимальные кларки характерны для основных (базальтов, габбро) и средних (диоритов) пород, т. е. в целом для базальтовой оболочки земной коры. С указанными образованиями ассоциируются проявления апатита, представляющие в ряде случаев промышленный интерес. По направлению к кислым породам средние содержания фосфора резко снижаются, что заметно сказывается на продуктивности связанных с ними проявлений апатита — это в основном гидротермальные комплексные месторождения с небольшими запасами  $P_2O_5$ . Щелочные породы, особенно нефелинсодержащие, характеризуются сравнительно низкими содержаниями фосфора, что дает основание предполагать его уход в продукты поздней кристаллизации — ийолит-уриты, с которыми весьма тесно связаны промышленные месторождения апатита, и в остаточные расплавы — растворы, формирующие апатитоносные пегматиты и гидротермально-метасоматические проявления.

В отличие от щелочных интрузивных пород эфузивные комагматы более насыщены фосфором; аналогичная картина отмечается для эфузивов щелочно-основного и щелочно-кислого составов, особенно натриевой линии [24]. Пока в связи с эфузивами не известны промышленные месторождения апатита, однако повышенные содержания фосфора заставляют внимательнее отнестись к этим объектам как новым потенциальным источникам фосфатного сырья.

В метаморфических породах среднее содержание фосфора находится на уровне его содержаний в щелочных магматитах, но фосфор распределен в амфиболитах, гнейсах, кристаллических сланцах и эклогитах очень однородно. А. А. Беус [17] в качестве одного из объяснений такого усреднения приводит влияние процессов метаморфизма.

\* Исключение — кимберлиты, среднее содержание фосфора в которых в 6 раз выше (0,25%), чем в остальных ультрабазитах [17].

Из изложенного видно, что в общем случае магматогенные промышленные месторождения апатита связаны с теми типовыми петрографическими группами горных пород, которые характеризуются максимальными содержаниями фосфора. Естественно, продолжением такого геохимического подхода к оценке апатитоносности конкретных регионов является вычисление содержаний фосфора в провинции (с учетом временного фактора) сначала для типовых групп горных пород, затем для отдельных магматических и метаморфогенных формаций, крупных структур и структурно-формационных комплексов.

Результаты подобных исследований, направленных по существу на выделение геохимических фосфороносных провинций, используются для выявления общерегиональной геохимической зональности, специализированных магматических, вулканогенно-осадочных и метаморфических комплексов пород, для выяснения особенностей размещения рассеянного и концентрированного фосфора в связи с тектономагматическими циклами и с характером развития тектонического режима того или иного района. В сопоставительном плане полученные данные способствуют выбору рудоносных территорий с наиболее повышенными содержаниями фосфора, а внутри них — аналогичных конкретных комплексов пород, обнаружение в связи с которыми апатитового оруденения представляется максимально вероятным.

Знание распределения кларковых и аномальных концентраций фосфора в пространстве и во времени раскрывает также возможности тех или иных блоков земной коры, крупных структур и отдельных формационных комплексов для образования промышленных концентраций апатита. При магматической деятельности и процессах ультратемпературного рассеяния фосфор может быть заимствован и переотложен в благоприятные структуры уже в концентрированном виде. Появление метаморфогенно-гидротермальных месторождений следует ожидать с большей вероятностью в тех участках земной коры, которые выделяются сравнительно повышенными средними содержаниями фосфора.

Для прогнозных целей интересны попытки увязать общие запасы того или иного элемента в отдельных блоках земной коры со средней плотностью месторождений и возможностью появления на этих площадях крупных и уникальных объектов, а также выявить на основании изучения количественного распределения химических элементов вертикальную зональность провинций, районов и рудных полей, определить уровни эрозии рудных зон по эталонным значениям показателей зональности на новых территориях, где возможно открытие месторождений полезных ископаемых различной формационно-генетической принадлежности [106].

Значительную помощь в установлении закономерностей распределения фосфора в общерегиональном масштабе могут

оказать его сидерофильные, халькофильные и литофильные свойства, проявляющиеся в тесной коррелятивной связи с Fe, Ti (иногда Cu, V), редкими и редкоземельными элементами, щелочами, U, Th и некоторыми другими. В общем случае геохимические и металлогенические провинции и эпохи апатита совпадают с таковыми для указанных элементов.

На уровне региональных, локальных и детальных исследований для прогнозирования привлекаются результаты литогеохимических съемок по первичным и вторичным ореолам рассеяния фосфора и его элементов-индикаторов. Используются они в качестве поисковых критериев для выделения рудных зон, районов, рудных полей и месторождений, установления металлогенической (особенно локальной) специализации и потенциальной оценки рудоносности (апатитоносности) интрузивных массивов и метаморфических толщ, для определения уровня эрозионного среза тех или иных структур, массивов и рудных объектов, количественной оценки прогнозных запасов рудных и нерудных элементов и др.

Важно отметить, что нередко прогнозирование осуществляется не только по количественному содержанию фосфора и особенностям его распределения, сколько по совместному нахождению этого элемента с элементами-спутниками (Ti, Fe, Nb, Zr, F, U, Th и др.), по совместным путям их миграции и концентрации. Одновременно используются данные петрохимии о содержании и поведении Si, K, Na, Ca, Al, Mg и некоторых других компонентов, а также минералогических исследований по определению минералов-носителей и минералов-концентраторов рудных элементов.

Таким образом, выделение геохимически специализированных площадей производится по фосфору и его элементам-индикаторам, а конкретных массивов и метаморфических толщ — с дополнительным учетом данных петрохимии и минералогии. Достаточно твердо установленные специализированные объекты включаются в разряд своеобразных эталонов, по которым осуществляется сравнение других объектов и выясняется степень их перспективности в зависимости от меры сходства или различия поисковых признаков. Для случая локальной геохимической специализации оценка сравниваемых массивов вне зависимости от уровня среднего содержания того или иного элемента может быть дополнена коэффициентом вариации, и чем он выше, тем выше потенциальная рудоносность интрузии на тот или иной элемент.

Для определения уровня эрозионного среза рудоносного объекта используется геохимическая зональность первичных ореолов и непосредственно рудных тел, которая проявляется в изменении отношений содержаний элементов или рядов зональности элементов с удалением от центра продуктивных образований [106]. В частности, ассоциация фосфора с Ti, Fe, иногда

Ni в массивах формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов свидетельствует о глубинном срезе интрузий; в менее эродированных массивах фосфор находится совместно с Nb, TR, Zr и др., резко уменьшается концентрация Ti, не обнаруживается Ni, но Fe присутствует постоянно и нередко в больших количествах.

Уровень эрозионного среза может быть оценен также по соотношению продуктивностей элементов во вторичных остаточных ореолах рассеяния, поскольку «... показатели зональности над- и подрудных интервалов различаются в значительно большей степени, нежели искажаются эти параметры в результате перераспределения элементов в зоне гипергенеза» [106, с. 181].

Геофизический метод развился, так как в последнее десятилетие становится все заметнее переориентация металлогенических исследований от двухмерных (плоскостных) моделей в изучении закономерностей размещения оруденения в пространстве к трехмерным (объемным), повышающим эффективность регионального и локального глубинного прогнозирования. Это связано в основном с применением глубинного сейсмического и магнито-теллурического зондирования земной коры и верхней мантии, более интенсивным использованием комплекса методов грави-, магнито-, электро- и сейсморазведки в совокупности с геолого-геохимическими и петрофизическими данными по тем или иным регионам. По существу в настоящее время на стыке металлогении и региональной геофизики формируется новое геолого-геофизико-геохимическое направление анализа пространственных закономерностей размещения рудных инерудных месторождений, в том числе и в вертикальном разрезе [142, 240].

Сейчас уже достаточно твердо установлено, что существует региональная и локальная корреляционная зависимость от мощностей земной коры и отдельных ее слоев, поверхности их рельефа и рельефа подкорового слоя характера и масштабов проявления того или иного оруденения, геофизических аномалий и различного типа структур [16, 150 и др.].

Специальных исследований подобного рода применительно к месторождениям апатита не проводилось, однако имеющиеся материалы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) территории СССР и данные региональной геофизики позволяют привести ряд примеров такой причинной взаимосвязи. В частности, на Урале все комплексные апатитсодержащие проявления базитовых формаций приурочены к участкам, характеризующимся высокими значениями силы тяжести, максимальной мощностью земной коры, в том числе и базальтового слоя (до 38 км), и минимальной — гранитного слоя, имеющего к тому же аномально высокие скоростные параметры [16].

На Восточном Саяне территория Урикско-Ийского грабена, вмещающего апатитоносные карбонатитовые массивы, выделяется общим пониженным уровнем магнитного поля (от —60 до —200 —300 гамм), на фоне которого четко устанавливаются положительные линейные магнитные аномалии северо-западного и субширотного простирания. Интенсивность их колеблется от нескольких десятков до нескольких сот гамм, редко превышает 1000 гамм; протяженность изменяется от первых километров до десятков километров.

Обычно линейные аномалии приурочены к границам отдельных продольных или субширотных тектонических блоков. Площадные и линейные аномалии северо-восточного направления в пределах грабена немногочисленны. Наряду с указанными сложными сочетаниями отрицательных и положительных магнитных аномалий для описываемой структуры показателен относительно высокий уровень радиоактивного поля, выше, чем в смежных зонах, и пониженный — гравитационного [144].

Отличительной особенностью грабена (как и всего Приаянья) является также то, что земная кора здесь менее мощная, чем в прилегающих районах Алтае-Саянской и Саяно-Байкальской складчатых областей, при этом средняя мощность гранитного слоя 2 км, диоритового — до 8 км и базальтового — 37—40 км. Утолщения гранитного слоя соответствуют утонениям диоритового, а увеличение мощности последнего сопровождается утонением базальтового слоя [Ф. С. Моисеенко, 1969 г.]. Указанное отрицательное магнитное поле над Урикско-Ийским грабеном объясняется утолщением диоритового слоя и соответствующим изменением мощностей других слоев в пределах этой структуры.

Индивидуальные черты вертикального строения земной коры, влияющие на тип оруденения и закономерности его размещения, отмечаются и для некоторых других апатитоносных провинций (табл. 13). Имеются данные, свидетельствующие о связи размещения ряда апатитоносных провинций (Маймеч-Котуйской, Восточно-Анабарской и др.) с особенностями рельефа поверхности Мохоровичича, в частности о приуроченности их к градиентным перепадам (ступеням) этой поверхности. Подобные ступени обусловлены скорее всего разломами, находящими нередко отражение в аномалиях потенциальных геофизических полей и подтверждаемыми геологическими данными [16].

Для регионального прогнозирования интересны также закономерности, выведенные Л. В. Булиной и др. [202] при сопоставлении карт намагниченности и метаморфических фаций СССР. Так, сильномагнитны породы, метаморфизованные в гранулитовой фации (средняя намагниченность выше  $1 \cdot 10^{-3}$  СГС); в районах распространения менее высокотемпературных фаций (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой) средняя намагниченность пород резко убывает. По характеру

Таблица 13

Сравнительная характеристика некоторых апатитоносных провинций по геофизическим аномалиям  
и глубинному строению земной коры.  
По Н. А. Беляевскому [16], Н. Г. Сажиной (1960 г.) и Н. М. Соловьевой (1962 г.)

Апатитоносные провинции	Ведущие минеральные типы месторождений и рудопроявлений	Сравнительные параметры			
		Аномалии магнитного поля ( $\Delta T$ ), мЭ	Мощность гранитного слоя ( $H_1$ ), км	Мощность базальтового слоя ( $H_0$ ), км	Глубина залегания границы Мохоровича ( $h_M$ ), км
Шток и краевые части платформы Карело-Кольская	Апатит-нефелиновый и комплексный карбонат-карбонатный	-3/+5		25	5-10
Украинская	Комплексный карбонатовый, апатит-ильмитовый в базитах	-1/+10		20-35	5-15
Алданская	Комплексный апатит-доломитовый и карбонатовый	-3/0, отдельные аномалии до +10		20	25
Маймеч-Котуйская	Комплексный карбонатовый	+1, отдельные аномалии до ±3		15	30-35
Складчатых областей Кузнецко-Минусинская	Апатит-ильменит-титаномагнетитовый в базитах	+1, отдельные аномалии до ±5		20-25	40-45
Забайкальская	То же	-1/+3 (мозаичное поле)		25	40-45
Закавказская	Апатит-магнетитовый	-1/+10		30-35	15

П р и м е ч а н и е. В составлении таблицы принимал участие В. А. Вассерман,

намагниченности весьма сходны между собой метаморфические комплексы Центрально-Алданского района, Анабарского щита, Шарыжалгайского выступа (Юго-Западное Прибайкалье) и южной части Енисейского кряжа (канский комплекс). Наличие апатитопроявлений в Алданской и Южно-Байкальской провинциях делает правомерным предположение о существовании метаморфогенного апатитового оруденения в пределах Анабарского щита и Енисейского кряжа.

Из указанных примеров видно, что комплексное использование результатов ГСЗ и региональных геофизических исследований открывает широкие возможности для изучения закономерностей размещения апатитоносных провинций, зон, районов, рудных полей и даже месторождений в верхней части земной коры. При прогнозировании особенно важно выяснение эмпирических (корреляционных) зависимостей между магнито- и гравиметрическими аномалиями, строением и составом земной коры и пространственным размещением апатитоносных площадей.

Для установления металлогенической специализации тех или иных территорий и их потенциальной апатитоносности большое значение имеют магнитные, гравитационные и радиометрические (гамма-спектрометрические) аномалии, фиксирующие в различных сочетаниях рудоконтролирующие и рудолокализующие структуры (надпорядковые, первого порядка и т. д.), благоприятные для оруденения комплексы горных пород и непосредственно месторождения апатита или отдельные их рудные тела. Это направление исследований создает основу для эффективного изучения связи наблюдавшихся аномалий и их совокупностей с рудоносными площадями, выяснения их «геофизического облика» на эталонных объектах (апатитоносных провинциях, зонах, районах и др.) и затем использования установленных классификационных признаков путем аналогии для целей прогноза [93, 240].

Важно отметить, что при сопоставлении рудоносных территорий по группировкам геофизических аномалий необходимо строго придерживаться классификации объектов по геологоструктурным и формационным признакам. Например, если взять за эталонную Восточно-Саянскую апатитоносную провинцию с ее специфическим аномальным полем, то с ней могут сравниваться только те рудоносные или потенциально перспективные площади указанного уровня, которые характеризуются близкой геологической позицией, т. е. находятся на стыке консолидированных складчатых структур и платформ в зоне региональных глубинных разломов.

Рассматриваемое направление геофизических исследований нашло уже широкое применение в геологии рудных месторождений. Некоторые шаги сделаны и для районов развития апатитового оруденения (Карело-Кольский регион, Восточные Сая-

ны, Центрально-Алданский район и др.), но они еще недостаточно целенаправленны. Большие успехи достигнуты при изучении конкретных массивов (рудных полей) формаций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, щелочных габброидов, базитовых, некоторых метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд. В качестве примера можно указать, что многие карбонатитовые массивы выделяются на фоне вмещающих пород интенсивными совмещенными локальными магнитными, грави- и радиометрическими аномалиями, габро-пироксенитовые — магнитными и гравиметрическими, некоторые метаморфические комплексы — радиометрическими или совмещенными отрицательными магнитными и радиометрическими и т. д.

Определенную роль играют также характеристики геофизических аномалий — их морфология (локальные изометрические, линейные, площадные, кольцевые, сложной конфигурации), размеры, интенсивность, природа радиоактивности и др. Например, высокоинтенсивные магнитные аномалии свидетельствуют в первую очередь о наличии руд железа и титана, в комплексе с которыми часто устанавливаются повышенные содержания фосфора; радиометрические аномалии говорят о присутствии руд редких и редкоземельных элементов, урана и тория, совместно с которыми нередко отмечаются скопления апатита. Причем, как показывает практика, промышленные концентрации полезного компонента наблюдаются в рудах уран-ториевой аномальной природы. Фактор интенсивности магнитных и радиометрических (с учётом их природы) аномалий может быть реализован для количественной оценки прогнозных запасов комплексных апатитсодержащих руд [30].

Другое не менее эффективное направление исследований — использование результатов геофизических съемок при составлении прогнозно-металлогенических карт, особенно их структурно-формационной основы — для выявления рудоносных структур разного порядка и установления их границ, выделения разломов, зон повышенной трещиноватости, интрузивных массивов, определения их морфологии, строения и др. [93]. По мнению А. Д. Щеглова, весьма «...важное значение приобретает здесь установление с помощью геофизических данных блокового строения различных рудоносных территорий, определение характерных физических полей, тектонических блоков, специализированных на то или иное полезное ископаемое» [240, с. 121].

На уровне крупномасштабного и детального прогнозирования важную роль играют также данные рудно-петрофизических исследований, включающие петрофизический анализ пород рудных полей и месторождений, физических и механических свойств руд и их изменения в пространстве и во времени, что

способствует более полному выяснению механизма формирования рудоносных структур, процессов рудоотложения (например, термодинамических условий кристаллизации магматических комплексов), уточнению металлогенической специализации магматических и метаморфических образований и закономерностей локализации рудных тел [114, 200, 216].

Согласно В. И. Старостину [200], сейчас для прогнозных целей определяются и анализируются следующие основные группы физико-механических свойств: 1) плотность; 2) пористость (абсолютная, эффективная, дифференцированная); 3) проницаемость, извилистость поровых каналов, средний эффективный радиус пор, динамика насыщения пор растворами; 4) скорость прохождения продольных, поперечных и поверхностных упругих волн, модули Юнга и сдвига, коэффициенты Пуассона, объемного сжатия, акустической неоднородности (анизотропии и др.); 5) твердость в условных единицах — по Шоу, коэффициент уплотнения, твердость, определяемая вдавливанием стального шара (по Брюнеллю), микровдавливанием алмазной пирамидки различной формы (пирамиды Кнупа, Смита, Сондланда и др.); 6) прочность на сжатие, на разрыв, раскол и кручение.

Кроме того, на всех этапах прогноза для анализа материалов геофизических съемок привлекаются данные по магнитной восприимчивости и намагниченности горных пород и руд, их радиоактивности и плотности.

В указанном полном объеме петрофизические исследования рудных полей и месторождений апатита не проводились; лишь на некоторых объектах (Хибинской группы, Ковдорском, Белозиминском и др.) изучались магнитная восприимчивость и намагниченность, радиоактивность, плотность, скорость прохождения волн, прочность и т. д. Прогнозное значение первых трех свойств общизвестно и не требует особого пояснения. Для некоторых других следует привести ряд примеров. Так, в Восточно-Саянской провинции приуроченность карбонатитовых массивов к субширотным конседиментационным поднятиям в пределах Урикско-Ийского грабена может быть объяснена менее прочным (по сравнению с соседними полями) и соответственно более проницаемым для магм метаморфическим субстратом.

Очевидно, размещение наиболее богатых апатит-эгириновых руд на контакте щелочных магматических пород и кварцитов (массив Маган) вызвано наряду с другими причинами наличием резко контрастных по физико-механическим параметрам сред, в частности с различной твердостью и прочностью. Имеющиеся незначительные результаты изучения пористости карбонатитов позволяют предположить, что сравнительно высокие концентрации апатита в пегматоидных и мелкозернистых их разностях обусловлены предварительной проработкой ранних (крупнозернистых) карбонатитов высокотемпературными раст-

ворами, что привело к уменьшению их прочности, возрастанию эффективной пористости и соответственно возможности для рудоотложения; Все эти данные обычно находят отражение в петрофизических картах и схемах рудных полей и месторождений и учитываются при составлении крупномасштабных и детальных прогнозных карт.

Как и для геохимического метода, при геофизических исследованиях прогнозного характера широко привлекается математический аппарат для количественной оценки исходных данных и решения тех или иных конкретных металлогенических задач. Особенно эффективно применение математических методов при слабо выраженных критериях размещения и локализации оруденения, выявить которые обычными способами очень трудно [93, 142].

Таким образом, геофизический метод применяется в различных модификациях на всех уровнях прогнозно-металлогенических исследований, он важен для выявления закономерностей размещения апатитового оруденения и определения перспектив тех или иных рудоносных площадей.

*Геоморфологический метод* следует рассматривать как вспомогательный в комплексе геолого-геофизических прогнозных исследований. Основывается он на установленной эмпирической связи рудоносных объектов (площадей, структур, месторождений и др.) с формами и совокупностями форм современного или древнего (просвечивающего) рельефа, ландшафтными особенностями местности (фитогенными, педогенными, антропогенными и др.) и рисунком гидросети. В связи с применением космических снимков в геологии использование этого метода в настоящее время возможно на всех уровнях прогноза. При обзорных и мелкомасштабных исследованиях, базирующихся главным образом на данных космических снимков с высоким уровнем генерализации изображения, объектами выделения и изучения являются преимущественно структурно-геологические формы: линеаменты, зоны рифтов, крупные концентрически-кольцевые, сводовые, купольные и кальдерные структуры, нередко контролирующие размещение апатитоносных площадей (провинций, зон, районов, полей и даже месторождений).

В частности, на телевизионных космических снимках масштаба 1 : 15 000 000 — 1 : 10 000 000, по данным В. Я. Ероменко, весьма четко подтверждается существование Ессей-Хатангского и Байкало-Таймырского региональных глубинных разломов, на пересечении которых располагается Маймеч-Котуйская провинция, целиком залегающая в пределах огромной кольцевой структуры диаметром в несколько сот километров, внутри которой отмечаются еще две менее крупные аналогичные структуры (р. Большая Куонамка — гряда Хара-Тас и по рекам Котуй — Ламуйка и Правая Боярка). На их пересечении размещаются массивы Одишинча и Гулинский.

Такие же крупные кольцевые структуры, дуговые разломы и линейно-полосчатые зоны мегакливажа выявлены из космоса на Алданском щите и в Становой области [55]. Любопытно, что в центре Алдано-Тымптонской концентрически-кольцевой структуры располагается Селигдарское месторождение. Подобные круговые (концентрически-кольцевые), дуговые и линейные морфоструктуры обнаружены в Карело-Кольском регионе, Казахстане, Забайкалье и других районах Советского Союза, где уже установлены или предполагаются проявления апатита.

Начиная с регионального уровня, а тем более на локальном, для которого очень важно дешифрирование аэрофотоснимков, работа с топографической основой и т. д., происходит заменное перераспределение роли геоморфологических признаков, а именно: при сохранении значения структурно-геологического (морфоструктурного) фактора (но в более дробном выражении) в существенной мере повышается прогнозирующая способность ландшафтных признаков — более четко выступают различные формы рельефа и микрорельефа, характер растительности, цвет горных пород, их сложение (мегатекстуры), рисунок гидросети и др. Из морфоструктур во внимание принимаются купола различного размера, элементарные и локальные блоки, округлой формы впадины и карстовые воронки, кальдеры, очаговые ареалы магматизма и локальные магматические тела, разломы и др. [138].

Округлые или удлиненные котловины и понижения, террасо-видные уступы и резко расширенные контуры долин, карстовые впадины характерны для участков развития кор выветривания на карбонатитах. Нередко последние бывают перекрыты речными и озерными отложениями. В этом случае на их наличие среди ультраосновных — щелочных пород могут указывать сухие интервалы водотоков, возникающие вследствие развития в днище долин карста. Кроме того, коры выветривания карбонатитов выделяются более густой растительностью и пестрой цветовой гаммой слагающих их образований: от зеленовато-серой, белой до бурой, желтовато-бурой и желтовато-коричневой (окристой) окраски.

В некоторых районах на наличие «слепых», или перекрытых, карбонатитовых массивов могут указывать куполовидные структуры, иногда с опущенными центральными частями (до 100—160 м), а также слабо выраженные депрессии, на фоне которых выделяются кальдеры проседания; нередко линейно расположенные массивы подчеркиваются трассированной сетью озер, соединенных водотоками. Связь между ландшафтными особенностями местности и слагающим ее субстратом подтверждают результаты геоморфологических исследований на севере Красноярского края (табл. 14).

Таблица 14

Ландшафтные особенности различных по составу рудноносных участков в пределах Маймеч-Котуйской апатитоносной провинции

Геологические образования, слагающие рудоносные участки				Элементы ландшафта
	Рельеф	Микрорельеф четвертичных отложений	Растительность	
Протерозойские песчаники, кварциты	Пенепленизированные столоевые возвышенности с крутыми склонами	Каменистая крупноглыбовая и мелкоглыбовая тундра (каменные потоки, курумы)	Ягель, мох, лишайники, местами редкий кустарник	
Апатит-магнетитовые и апатит-франклитовые руды, рудные гнейсы	Низменные равнины и понижения	Болотистая, реже бугристая, меланлонная тундра	Травянистая	
Гнейсы безрудные	Отично слабо выраженные холмобразные возвышенности среди заболоченных равнин	Преимущественно медальонная, буристая тундра	Сочетание низкой травянистой с кустарниковой (карликовой бересклетом)	
Карбонатиты	Инверсионные формы рельефа, иногда слабо выраженные возвышенности	Преимущественно медальонная тундра, часто с инверционными карстообразными впадинами (озерками)	Травянистая, кустарниковая, иногда с известковистыми белыми налагами на ягеле	
Зоны тектонических нарушений	Ложбины, днища долин, локальные понижения	Преимущественно болотистая тундра	Без специфических различий	
Ийолиты	Возвышенности смятых с ощертаниями (наиболее высокие в районе)	Бугристая, медальонная тундра с солифлокционными потоками	Травянистая, кустарниковая	
Этириниты, твейтозиты	То же	Преимущественно каменистая тундра с курумами и солифлокционными потоками	Ягель, лишайник, мох	

Этапность прогнозных исследований и классификационная характеристика поисковых критериев. Прогнозные исследования представляют собой сложный, многогранный и творческий процесс изучения большого комплекса геолого-геофизических и геохимических факторов, влияющих на размещение апатитоносных объектов в пространстве и во времени. Важный момент прогноза — правильная оценка информативности этих факторов в каждом конкретном случае их использования для дифференциации площадей по степени перспективности, определения геологической позиции и масштабов апатитового оруденения.

Сама методика прогнозных построений (методика прогноза) не может быть шаблонной или унифицированной. Применительно к конкретным районам и в зависимости от масштаба работ и поставленных задач она может существенным образом различаться. Кроме того, прогнозные построения разрабатываются по состоянию современных знаний о генезисе апатита. С получением новых данных и трансформацией взглядов на геологическое развитие тех или иных блоков земной коры, их характер может быть частично или кардинально изменен. Необходимо также иметь в виду, что достоверность прогноза в значительной мере зависит от знаний и опыта исследователей, принимающих участие в его разработке и реализации.

Таким образом, методика прогнозных исследований (методика прогнозирования) — это в первую очередь творческая работа, опирающаяся на самые передовые достижения геологии и металлогении месторождений апатита и не терпящая жестких схем на пути ее внедрения в практику.

Процесс прогнозирования в самом общем виде можно разбить на ряд последовательных этапов и звеньев, охватывающих определенный комплекс поисково-информационных, аналитических и исследовательских работ. Такие принципиальные логические схемы методики прогнозирования на уровне обзорных и мелкомасштабных, региональных и локальных исследований могут выглядеть следующим образом.

#### Принципиальные схемы методики прогнозных построений на разных уровнях исследований

Обзорный и мелкомасштабный прогноз

Региональный и локальный прогноз

#### I. Предварительный этап

1. Сбор, изучение и анализ литературных материалов по апатитоносности геологических формаций, их геотектонической, структурно-тектонической и стратиграфической приуроченности, связи рудноносных площадей со строением земной коры и их выраженности в геофизических и

2. Сбор, изучение и анализ материалов по апатитоносности магматических, метаморфогенных формаций (субформаций), формации коры выветривания, отдельных разновидностей горных пород; обобщение материалов по рудным формациям (в связи с геологическими формациями) и

геоморфологических аномалиях на современной поверхности.

2. Выделение и группировка продуктивных структурно-формационных комплексов и формаций по поисковым критериям (геотектоническим, структурно-тектоническим, возрастным, особенностям оруденения и пр.), определение их диагностических признаков и степени информативности последних; выбор типовых или эталонных (наиболее продуктивных) моделей структурно-формационных комплексов и формаций.

## II. Металлогенический этап

1. Сбор всех сведений по апатитоносности прогнозируемого региона, подбор геолого-металлогенической, геофизической и геоморфологической информации; построение или выбор структурно-формационной основы.

2. Составление макета карты размещения продуктивных структурно-формационных комплексов и формаций на структурно-формационной (или структурно-тектонической) основе, карт и схем поисковых предпосылок и признаков апатитового оруденения.

3. Аналитический поиск эталонных поисковых критерев в выделенных продуктивных структурно-формационных комплексах и формациях; составление макета металлогенической карты и проведение металлогенического районирования.

4. Проведение ревизионных полевых исследований для уточнения имеющейся и сбора дополнительной информации и корректировки выделенных металлогенических подразделений (апатитоносных поясов, провинций и пр.).

минеральным типам месторождений; подбор геофизической, геохимической, геоморфологической и другой информации по апатитоносным объектам (районам, узлам, полям, месторождениям и рудным телам).

2. Выделение (или построение) и группировка апатитоносных формаций (субформаций), рудных формаций и минеральных типов месторождений по поисковым предпосылкам и признакам, определение их индивидуальных (диагностических) черт и степени информативности поисковых критериев; выбор типовых или эталонных моделей апатитоносных объектов (наиболее продуктивных формаций, субформаций, промышленных месторождений).

5. Уточнение и составление окончательного варианта металлогенической карты. Анализ меры сходства (аналогии), продуктивных структурно-формационных комплексов и формаций с эталонными моделями; группировка прогнозируемых объектов по степени сходства или отличия.

## III. Прогнозный этап

Составление прогнозной карты с выделением апатитоносных поясов, провинций, зон и крупных рудных районов различной степени их перспективности; количественная оценка суммарных прогнозных запасов  $P_2O_5$  (до экономической благоприятных глубин) по этим рудоносным площадям, конкретным структурно-формационным комплексам, формациям, субформациям и рудопроявлениям.

## IV. Геолого-экономический этап

Геолого-экономическая оценка (желательно методом экономических моделей) перспективных объектов (рудоносных площадей, структурно-формационных комплексов, формаций). Определение последовательности (очередности) их изучения, стадий, видов и объемов рекомендуемых работ на площадях и объектах разной степени перспективности.

## V. Составление объяснительной записи

Инструментами прогнозирования служат поисковые критерии (предпосылки и признаки), отражающие главные закономерности размещения и локализации апатитового оруденения в пространстве и во времени. Все предпосылки и признаки связаны с различными конкретными типами геологических, геофизических, геохимических и прочих полей и аномалий [7], в соответствии с которыми они объединяются в вещественные и вещественно-структурные группы в зависимости от уровня организации вещества и масштабов исследований (табл. 15).

Содержание этих предпосылок и признаков заключается в следующем:

геотектонических — в приуроченности апатитового оруденения к конкретным структурным этажам, ярусам и подъярусам, возникшим в определенные этапы и стадии тектонического развития тех или иных блоков земной коры;

геолого-геофизических — в зависимости апатитоносности глобальных и провинциальных структур от особенностей строения земной коры, устанавливаемых по данным геофизических исследований;

Таблица 15

## Главнейшие поисковые критерии апатитового оруденения при разных масштабах исследований

Масштабы исследований	Уровниия органзации вещества	Пронизиуемые апатитоносные объекты	Используемые поисковые критерии		
			Поля и аномалии	Предпосылки	Признаки
Обзорный	Структурно-формационные комплексы (ряды формаций)	Пояса, провинции, зоны и крупные районы	Геологические, гео-геофизические, геоморфологические	Геотектонические, геолого-геофизические, структурно-тектонические, тектоно-магматические, стратиграфические, формационные и рудно-формационные	Геоморфологические, минералогические, геохимические, геофизические
Региональный	Формации, субформации	Районы, узлы, поля и месторождения	Геологические, гео-геофизические, минералогические, геоморфологические	Геолого-геофизические, структурно-тектонические, тектоно-магматические, стратиграфические, формационные и рудно-формационные, петролого-геоморфологические, минералого-геохимические, геофизические	Геоморфологические, минералогические, геохимические, геофизические
Локальный	Горные породы, минеральные падежности и минералы	Месторождения и отдельные рудные тела	Геохимические, минералогические, геофизические, петрофизические	Структурные, рудно-формационные и литологические, фазово-фацальные, петрографо-петрохимические, минералого-геохимические, геофизические, глубины эрозионного среза, петрофизические	Минералогические, геохимические, геофизические, петрофизические

структурно-тектонических — в связи апатитового оруденения со специфическими структурами (например, рифтами, поперечными скрытыми разломами и др.), возникшими на определенных тектонических этапах развития отдельных блоков земной коры;

тектоно-магматических — в связи апатитового оруденения (генетической, парагенетической, структурной) с конкретными формационными и петролого-петрографическими типами магматических образований, возникшими в одну из стадий тектономагматического цикла;

стратиграфических — в приуроченности апатитоносных геологических и рудных формаций к сравнительно узким временным (стратиграфическим) интервалам при их широком площадном развитии;

формационных — в генетической связи апатитового оруденения с конкретными геологическими комплексами (формациями) горных пород — магматическими, метаморфическими и коры выветривания;

рудно-формационных — в приуроченности тех или иных проявлений апатита к какой-либо рудной формации конкретной промышленной значимости;

петрологических — в связи апатитового оруденения с магматическими и метаморфическими телами определенных генетических типов (например, с расслоенными, сильно дифференцированными массивами, интрузивами центрального типа и т. д.);

структурных — в приуроченности рудных тел, месторождений и рудных полей к складчатым и разрывным структурам или к комбинациям этих структур определенных морфогенетических типов;

фазово-фацальных — в связи апатитового оруденения с петрографическими разностями пород конкретных магматических фаз и субфаз, фаций и субфаций метаморфизма;

литолого-фацальных и литологических — в приуроченности апатитового оруденения к породам определенного литологического (петрографического) состава, возникшим в конкретной фацальной обстановке;

петрографо-петрохимических — в связи апатитового оруденения с горными породами определенных петрографических типов;

глубины эрозионного среза — в формировании апатитового оруденения конкретных типов в определенных частях магматических, метаморфических и осадочных (кора выветривания) тел;

минералого-геохимических — в связи специфических минералогических и геохимических полей и аномалий с месторождениями апатита определенных типов;

геофизических — в обусловленности геофизических аномалий и полей определенного типа физическими свойствами апатитовых руд, вмещающих их пород и других геологических объектов, с которыми может быть связано оруденение;

*петрофизических* — в возможности интерпретации природы аномальных геофизических полей и закономерностей размещения апатитового оруденения с учетом физических свойств апатитовых руд и вмещающих их горных пород;

*геоморфологических* — в связи некоторых форм рельефа и его ландшафтных особенностей с апатитопроявлениями определенных типов.

Как видно из табл. 15, в зависимости от уровня организации вещества и масштабов исследований, комплекс используемых поисковых критериев для прогнозирования объектов существенно меняется. Эти изменения возможны и внутри выделенных групп поисковых критериев. В частности, в конкретной обстановке главными и решающими для прогноза могут оказаться только два-три поисковых критерия, а остальные либо не «работают», либо служат в качестве дополнительных (уточняющих). Необходимо также отметить, что некоторые предпосылки и признаки (например, структурные) играют существенную роль на всех уровнях исследований.

В целом же при обзорном, мелкомасштабном и региональном прогнозе наиболее информативны и объективны формационные поисковые предпосылки в сочетании с тектоническими и структурными, а при локальном — рудно-формационные во взаимосвязи со структурными, петрографо-петрохимическими, литологофациальными, литологическими и фазово-фациальными. Все остальные предпосылки и признаки используются преимущественно как вспомогательные; лишь в аномальных случаях они приобретают значение решающих.

Выбор рационального (оптимального) сочетания комплекса поисковых предпосылок и признаков представляет собой весьма важную задачу в области прогнозирования месторождений апатита. Правильное ее решение обеспечивает большую вероятность открытия и оконтуривания перспективных рудоносных площадей, выявления прямых признаков апатитового оруденения или непосредственно месторождений апатита при минимальных затратах времени. Возможности каждого критерия или комплекса критериев оцениваются на основе их применения на эталонных апатитоносных объектах (площадях, структурах, месторождениях), только после этого они используются для решения близких задач в сходных по геологической ситуации районах. Оценка степени информативности поисковых критериев может быть осуществлена (по аналогии с комплексами методов геологической съемки и поисков) математическим путем [26].

Предложенные принципиальные схемы прогнозных построений рассчитаны в основном для предсказания (предвидения) рудоносных площадей (структур) известных типов и месторождений апатита традиционных типов. Методика прогноза совершенствована, не известных до сих пор апатитоносных объектов, ос-

тается неразработанной. А. Д. Щеглов считает, что «... задача прогноза новых типов месторождений прежде всего должна решаться путем глубокого, всестороннего анализа истории геологического развития конкретного региона, осуществляющегося на структурно-формационной основе. Выделение различных геологических формаций, характерных для определенных конкретных структур анализируемого региона, должно сопровождаться изучением характера рудоносности конкретных формаций с учетом известных данных по их геохимической характеристике, а также с использованием материалов по новым типам месторождений в других регионах, связанных со сходными формациями. Такой анализ в конечном счете позволит дать заключение о возможном развитии на данной территории новых типов месторождений, а также позволит предположить закономерности их размещения» [240, с. 263—264].

При прогнозе месторождений апатита принципиально новых типов могут иметь большое значение установленные геохимические закономерности миграции и концентрации элемента фосфора в процессах эндогенного и метаморфогенного рудообразования и в условиях коры выветривания. В этом же плане представляется интересным использование сравнительного изучения рядов стадий минерализации для месторождений и рудных формаций разных групп.

Таким образом, на современном этапе прогнозных исследований ведущее положение сохраняют структурно-формационные, формационные и рудно-формационные поисковые критерии; важное значение для выявления закономерностей размещения месторождений апатита имеют также геофизические, геохимические, характер эрозионного среза и другие предпосылки и признаки. Весьма перспективно привлечение математических методов и использование ЭВМ для количественной оценки информативности поисковых критериев и обработки обширных данных по рудоносным площадям для более объективной оценки их потенциальных возможностей.

Методика составления металлогенических и прогнозных карт. Наглядная иллюстрация пространственно-временных закономерностей размещения, условий образования и локализации месторождений апатита осуществляется на прогнозно-металлогенических картах различного масштаба. Принципы и методика их составления изложены в ряде работ, посвященных металлогении как в целом территории СССР, так и отдельных регионов и комплексов полезных ископаемых [159, 160, 161, 168, 240 и др.]. Однако, несмотря на достигнутые успехи в области построения указанных карт, общепринятой методики их составления пока не существует; более того, в их конкретном назначении и исполнении до сих пор остается ряд спорных вопросов, а имеющиеся разработки отражают предложения и предположения, основанные нередко на различных принципах.

**Вспомогательный (промежуточный) картографический материал,  
привлекаемый для составления прогнозно-металлогенических карт**

Элементы прогнозно-металлогенической карты	Масштабы исследований	Используемые вспомогательные карты и схемы
<b>I. Структурно-вещественные основы:</b>  Структурно-формационная и эндогенно-вещественная (фемический, сиалическо-фемический, сиалический и другие типы структур)	1:10 000 000—1:2 500 000 (обзорный)	Геологических формаций (магматических, метаморфогенных); геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические); металлогенические; петрографических провинций; глубинного строения земной коры (схемы и разрезы); геотектонического районирования
Структурно-формационная и фациально-формационная	1:1 500 000—1:100 000 (мелкий и региональный)	Геологические; геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические, радиометрические); тектонические и структурно-тектонические; геологических формаций (магматических и метаморфогенных); фации метаморфизма; палеотектонические; литолого-фациальные; неотектонические
Структурно-петрографическая	1:50 000—1:10 000 (локальный)	Геологические; геофизические (гравиметрические, магнитометрические, радиометрические, сейсмометрические, электрометрические); структурные; петрографические; литологические и литолого-фациальные
<b>II. Металлогеническая нагрузка:</b>  На структурно-формационную и эндогенно-вещественную основы	1:10 000 000—1:2 500 000	Полезных ископаемых (или регистрационные); геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические); металлогенические (минерагенические)

Вместе с тем в последнее время наблюдается стремление научно-исследовательских и производственных коллективов при проведении прогнозных исследований полнее использовать историко-геологический принцип с широким привлечением данных шлихово-минералогических, литогеохимических, геофизических и других видов съемок. Именно такое направление, заложенное трудами С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и разрабатываемое коллективом геологов ВСЕГЕИ, принято за основу построения прогнозно-металлогенических карт на апатиты.

По содержанию эти карты весьма объемные и состоят из трех элементов: 1) структурно-вещественной основы, 2) металлогенической (или рудной) нагрузки и 3) прогнозной нагрузки. При соединении указанных элементов карта называется прогнозно-металлогенической. Однако на практике из-за технических причин (большой загруженности) прогнозную часть выполняют отдельно обычно на прозрачном материале (кальке) в виде накладки на металлогеническую карту, представляющую собой синтез структурно-вещественной основы и рудной нагрузки. Нередко все эти элементы (по тем же техническим причинам) оформляются на самостоятельных картах, именуемых в комплекте прогнозными.

Составление металлогенических и прогнозных карт начинается со сбора, изучения и обобщения опубликованных и фондовых материалов по всем вопросам геологии исследуемого региона (стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, истории геологического развития, полезным ископаемым) и апатитоносности структурно-формационных комплексов, формаций, субформаций и отдельных петрографических разновидностей горных пород. Обработанные данные по рудоносности, а также сведения по шлихово-минералогическим, литогеохимическим, геофизическим, геоморфологическим и другим видам съемок, прямо или косвенно указывающим на присутствие апатитовой минерализации, регистрируются на соответствующих картах и заносятся на учетные листки кадастра\*.

Для построения структурно-вещественной основы и металлогенической карты в целом привлекаются дополнительные многочисленные картографические материалы (табл. 16), используемые в нужном направлении (для выделения продуктивных структурно-формационных комплексов и формаций, петрографических групп и разновидностей горных пород, благоприятных структур и зон разломов, генерализации некоторых элементов, вынесения рудной нагрузки и т. д.). Кроме приспособления существующих карт для прогнозирования в ряде случаев, особенно для слабо исследованных районов, составляются специальные карты и схемы (тектонические, формационные, поисковых предпосылок и признаков, геофизические, геохимические и др.), ос-

\* Проект кадастра в настоящее время разработан ВИЭМСом.

Продолжение табл. 16

Элементы прогнозно-металлогенической карты	Масштабы исследований	Используемые вспомогательные карты и схемы
На структурно-формационную и фациальноНформационную основы	1:1 500 000—1:100 000	Полезных ископаемых (или регистрационные); геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические, радиометрические); геохимические; шлихоминералогические; продуктивных геологических формаций; металлогенические; кор выветривания; поисковых предпосылок и признаков
На структурно-петрографическую основу	1:50 000—1:10 000	Полезных ископаемых (или регистрационные); геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические, радиометрические, электрометрические); геохимические; шлихоминералогические и минералогические; металлогенические; поисковых предпосылок и признаков
III. Прогнозная нагрузка:		
К обзорной металлогенической карте	1:10 000 000—1:2 500 000	Металлогенические и металлогенического районирования; геолого-экономической оценки ресурсов апатитового сырья
К мелкомасштабной региональной металлогенической карте	1:1 500 000—1:100 000	Металлогенические и металлогенического районирования; поисковых предпосылок и признаков; геологической изученности
К локальной металлогенической карте	1:50 000—1:10 000	То же

новное содержание которых включается затем в структурно-вещественную основу и металлогеническую нагрузку. Параллельно с описываемой работой разрабатываются легенды к металлогеническим и прогнозным картам (в условных знаках и индексах), с помощью которых отражается взаимосвязь процессов апатитообразования с другими геологическими факторами.

Таким образом, процесс графического выражения результатов прогнозирования складывается из последовательного пост-

роения специализированной структурно-вещественной основы (эндогенно-вещественных типов структур, структурно-формационной, фациально-формационной, структурно-петрографической), насыщения ее рудной нагрузкой, поисковыми предпосылками и признаками и трансформации в металлогеническую карту, проведения на ее основе металлогенического районирования и непосредственно прогнозной оценки геологического пространства с выделением объектов (площадей, структур), благоприятных в той или иной степени на открытие рудных провинций, зон, районов и промышленных месторождений апатита различныхformationно-генетических типов. В соответствии с изложенным далее рассматриваются содержание и принципы построения легенды к составным частям прогнозно-металлогенических карт.

**Структурно-вещественная основа** металлогенических карт представляет собой конечный графический результат изучения геологических тел и природных процессов, послуживших причиной их образования и закономерного размещения в пространстве и во времени. Специализированная для прогнозирования апатитовых месторождений структурно-вещественная основа включает главным образом те геологические элементы и отражает такие процессы, которые послужили непосредственно причиной или способствовали возникновению условий для формирования и размещения в земной коре промышленных концентраций апатита. Представляется особо важным наиболее полное отражение на карте рудопродуцирующих, рудоконтролирующих и рудолокализующих факторов, позволяющих по их совокупности провести дифференциацию геологического пространства и объективное металлогеническое районирование с выделением апатитоносных поясов, провинций, зон и т. д.

Структурно-вещественная основа должна отвечать следующим требованиям: 1) содержать объективный, максимально информативный и в то же время легко читаемый материал, отражающий зависимость рудогенеза от основных металлогенических факторов; вещественного состава, возраста, этапности и стадийности развития земной коры, ее глубинного строения, геотектонической и структурной принадлежности тех или иных геоблоков; 2) графически выражать реально существующие и предполагаемые геологические и геоморфологические объекты, геофизические и геохимические поля, установленные путем геологических и других специальных наблюдений.

Результаты теоретических построений и логических обобщений на стадии синтеза материала выносятся на отдельные карты или схемы (карты-накладки). Но и в данном случае необходима осторожность в конечных выводах, так как при анализе глобальных и региональных закономерностей размещения апатитоносных объектов (площадей, зон развития массивов центрального типа и т. д.) нередко выделяются гипотетические линеаменты, кольцевые (концентрическо-кольцевые) зоны, реальное су-

ществование которых не всегда подтверждается прямыми геологическими наблюдениями. В зависимости от масштаба построений и конечных прогнозных задач содержание карт резко меняется (см. вывод).

При обзорных и мелкомасштабных исследованиях структурно-вещественная информация должна выражать наиболее общие закономерности формирования и размещения месторождений апатита в зависимости отformationных, возрастных, структурно-тектонических, метаморфических, геолого-геофизических и геохимических обстановок, изменяющихся в ходе необратимого процесса становления земной коры. При региональных и локальных структурно-фазовых и структурно-петрографических исследованиях на картах отражается тот объем фактического материала по тому или иному району, который позволяет выявить местные причины и факторы рудогенеза и его проявления в определенных фациальных обстановках в связи с породами конкретных петролого-петрографических разновидностей, слагающими локальные структуры. Металлогеническая специализация апатитоносных поясов, провинций районов и т. д. определяется совокупностью необходимых факторов, которые отражаются на структурно-вещественной основе.

Вещественный фактор необходимо рассматривать в двух аспектах, касающихся состава как апатитоносных (продуктивных в той или иной степени) магматических и метаморфогенных формаций, так и вмещающего их субстрата, не несущего заметных концентраций апатита. Однако эти образования рассматриваются не изолированно друг от друга, а во взаимной связи, обусловленной естественным ходом развития земной коры.

При обзорном прогнозировании апатитовых месторождений в качестве основной единицы, которая может быть реально показана графически, принимается структурно-формационный комплекс. Под структурно-формационным комплексом понимается длительно формирующееся геологическое тело, сложенное специфическими ассоциациями осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных, ультраметаморфических и plutонических формаций, образовавшихся в определенных тектонических и ландшафтно-геохимических условиях и характеризующихся вследствие этого своеобразием состава отложений, складчатых и разрывных нарушений.

Как следует из определения структурно-формационных комплексов, характернейшую их особенность представляет «набор» слагающих комплекс геологических формаций и рядов формаций. Различные типы формаций выделяются как устойчивые ассоциации (парагенезисы) горных пород, различных по вещественному составу. Для структурно-формационных комплексов в соответствии с их систематизацией разрабатывается легенда. Но поскольку plutонические и ультраметаморфические формации являются наложенными (по отношению к седиментационным об-

#### Информативные объемы структурно-вещественной основы металлогенических карт различного масштаба

Обзорные (1 : 10 000 000—1 : 2 500 000)	Мелкомасштабные (1 : 1 500 000—1 : 500 000)	Региональные (1 : 200 000—1 : 100 000)	Локальные (1 : 50 000—1 : 10 000)
--	--	---	--------------------------------------

#### Цель и практическое значение

Графическое отображение планетарных и общерегиональных закономерностей об разования и размещения месторождений апатита в связи с основными геотектоническими неоднородностями земной коры. Выясняются планетарные и континентальные, металлогенические особенности крупнейших элементов земной коры, их сходство и различия. Конечные элементы прогноза — апатитоносные пояса, провинции, зона.

Графическое отображение общерегиональных закономерностей образования и размещения месторождений апатита в зависимости от этапности и стадийности развития геотектонических элементов земной коры и их вещественного состава. Выясняются металлогенические особенности структур первого и второго порядков, существующие регионально-металлогеническое районирование. Карты служат главной научной основой регионального прогноза апатитоносности, исходным материалом для постановки тематических работ, общих поисков и количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд. Конечные элементы прогноза — апатитоносные зоны, район, зона.

Графическое отображение локальных и детальных закономерностей образования и размещения месторождений апатита в зависимости от петролого-петрографических особенностей строения участков и структур второго, третьего и более высоких порядков. Выясняются локальные и узколокальные металлогенические особенности рудных участков (площадей), месторождений (и их флангов) и глубоких горизонтов) и рудных тел. Карты являются научной основой для детальных поисков и поисково-оценочных работ. Конечные элементы прогноза — апатитоносные поле, месторождение, рудное тело.

Платформы, складчатые области и системы, обладающие активизацией по типу разви-тия и их части — щиты, сре-динные массивы, рифтовые и вулканогенные пояса и си-стемы, главнейшие планетарные системы разломов и линеаментов.

Те же элементы, что и для обзорных карт, с дополнительным отображением деталей строения, структуры второго и третьего порядков, региональной структуры иссле-дуемого региона с подчерк-нутым выделением рудорас-пределюющих и рудоконтро-лирующих разломов, систем трещиноватости по возрасту и их кинематическим типам.

*Глубинные особенности земной коры, геофизические, геоморфологические и другие аномальные неоднородности*

Те же элементы, что и для обзорных карт, с конкретной привязкой к поверхно-сти выраженным деформа-циям: районах, областях и конкретных гравимагнитных аномалиях концентричес-коэлевого строения, анало-гичные объекты, выявленные с помощью космических и высотных снимков.

Пояса и провинции с раз-дувами мощности земной коры, базальтового или гра-нистого слоя, поднятий и прогибы границы Мохорови-чика; глобальные и планетарные неоднородности, вы-явленные с помощью косми-ческих снимков.

Самая общая веществен-ная характеристика с выде-лением эндогенно-веществен-ных типов структур (феми-ческого, сиалическо-феми-ческого, сиалического и др.).

#### Структурно-формационные комплексы, поясов регионального метаморфизма.

Возраст складчатости, платформенного режима, эпохи активизации.

Принадлежность крупней-ших сегментов и систем зем-ной коры к определенным этапам и стадиям развития (геосинклинальному, плат-форменному, активизацион-ному, орогенному).

Структуры первого порядка с отображением деталей строения, структуры второго и третьего порядков, региональская структура иссле-дуемого региона с подчерк-нутым выделением рудорас-пределюющих и рудоконтро-лирующих разломов, систем трещиноватости по возрасту и их кинематическим типам.

Локальные аномальные объекты и детали их строе-ния, выявленные по мате-риалам интерпретации высо-кочастотных гравимагнитных съемок, дешифрирования высотных и аэрофотосним-ков, изучения топографиче-ских карт и др.

#### Вещественная характеристика

Выделение формаций, суб-формаций и фаций; фаций и субфаций регионального ме-таморфизма.

#### Возрастная характеристика

Выделение фаций и петро-графических разновидностей горных пород.

Локальные аномальные объекты и детали их строе-ния, выявленные по мате-риалам интерпретации высо-кочастотных гравимагнитных съемок, дешифрирования высотных и аэрофотосним-ков, изучения топографиче-ских карт и др.

#### Тектонический (геотектонический) режим

Возраст и последовательность образования магматиче-ских и метаморфогенных формаций, субформаций, формаций коры выветривания, фаций и отдельных петрографи-ческих разновидностей горных пород.

разованиям), они выде-ляются специальным цве-том или дополнительны-ми знаками. Отдельные группы структурно-фор-мационных комплексов разли чаются по возрасту, что позволяет отражать их историко-геологиче-ские взаимоотношения, вертикальные и лате-ральные ряды формаций.

Непосредственно сами, формации, входящие в структурно-формационные комплексы различных генетических типов (докембрийских складча-тых областей, платфор-менных чехлов, краевых и перикратонных проги-бов и т. д.), становятся предметом детального анализа лишь на уровне мелкомасштабных и ре-гиональных прогнозно-металлогенических по-строений. Для их изобра-жения применяется си-стема условных знаков и цветовая раскраска. Со-став магматических фор-маций отражается в цве-те: непродуктивные — на-иболее слабыми оттенка-ми, конкретные продук-тивные — яркими оттен-ками цвета, принятого для их обозначения. Вме-щающие и перекрываю-щие осадочные и вулка-ногенно-осадочные (не-продуктивные) формации показываются общепри-нятymi знаками оливко-вого цвета.

Метаморфогенные фор-мации бывают трех ос-

новных подгрупп: 1) метаморфизованные, 2) метаморфические и 3) ультраметаморфические [145]. Состав их на мелкомасштабных и региональных картах предлагаются показывать специальными щтриховыми знаками: оливкового цвета — непродуктивные, другими цветами — продуктивные комплексы. На некоторых региональных и большинстве локальных карт метаморфогенные образования показываются знаками, разработанными для геологических карт. Фации регионального метаморфизма, охватывающие нередко огромные площади, выделяются цветовым крапом, а их субфации — относительной плотностью крапа.

Возрастной фактор отражает цикличность и ритмичность геологических процессов или единый последовательный ряд событий, протекающих в том или ином регионе (структурном блоке). В конкретных случаях это может быть последовательный ряд фаз тектоно-магматического цикла или стадий общего процесса наложенного регионального метаморфизма. Возможность выделения указанных фаз или стадий определяется разнообразием геологических тел, слагающих тот или иной участок земной коры.

При построении обзорных и мелкомасштабных карт тектонического районирования широкое распространение получил принцип расчленения территории по возрасту завершающей складчатости; для платформ синхронны с указанной складчатостью крупные эпохи и периоды поднятий с накоплением континентальных и регressiveных формаций, завершающих тот или иной структурно-формационный этаж.

Предложенный принцип отражения возраста завершающей стадии формирования земной коры наиболее целесообразен, так как с указанными событиями находятся в тесной связи явления магматизма и метаморфизма. Однако необходимо иметь в виду, что превращения геосинклиналей в орогенные сооружения и параллельное с ним развитие платформ происходят не одновременно, т. е. возраст главной складчатости иногда существенно меняется по простианию или вкрест простиания структур [198, 223, 224]. Т. Н. Спижарский, В. Е. Хайн и др. придерживаются историко-генетического принципа, позволяющего отразить последовательность становления и развития во времени структурно-формационных элементов.

Учитывая эти особенности и важность возрастного принципа, на обзорных и мелкомасштабных картах предлагается отражать возрастную принадлежность вмещающих формаций к определенным тектоническим элементам в цвете и оттенках цвета с выделением следующих этажей (подэтажей): 1) архейского (ранне- и позднеархейского); 2) протерозойского (ранне- и среднепротерозойского); 3) байкальского — позднепротерозойского (ранне- и позднебайкальского); 4) вендского (юдомского); 5) каледонского (ранне- и позднекаледонского); 6) герцинского (ранне- и позднегерцинского); 7) мезозойского (ранне- и позднеме-

зозойского) и 8) альпийско-кайнозойского (ранне- и позднеальпийского).

Поля карты, соответствующие определенным по возрасту формациям, покрываются фоновой окраской с оттенками внутри единого пояса (системы), соответствующими изменениям относительного возраста формаций в рамках единого цикла. Возраст магматических формаций показывается индексами, принятыми для обычных геологических карт и карт магматических формаций. При региональных и локальных построениях сохраняется возрастная шкала и способы ее изображения в цвете, полностью отвечающие принципам составления геологических карт.

Этапность и стадийность развития земной коры — важнейшие факторы временного и пространственного размещения продуктивных геологических формаций и связанных с ними месторождений апатита. Тектоническая стадийность эволюционного и революционного (взрывного) развития элементов земной коры определяет в целом глобальную и региональную металлогеническую специализацию [18, 190 и др.]. Данные вопросы остаются одними из самых сложных и дискуссионных при современных крайне полярных взглядах на общую модель развития земной коры у представителей существующих школ «мобилистов» и «фиксистов». Тем не менее фактически одни и те же стадии развития, но под разными названиями выделяются у тех и других на схемах этапного стадийного развития земной коры.

Для анализа условий формирования и размещения промышленных месторождений апатита основополагающее значение в общем ходе эволюционного процесса развития Земли приобретают революционные стадии и эпохи так называемой активизации земной коры. Активизацией могут быть охвачены чрезвычайно разнородные по строению территории как платформенных, так и орогенных областей [239, 240]. По продолжительности развития активизация занимает нередко эры, но чаще периоды и эпохи с четким сокращением возрастных интервалов во времени от байкальского цикла тектогенеза к альпийскому. Эти различия послужили причиной выделения стадий развития — катаплатформенной (раннеплатформенной, метаплатформенной, эпиорогенной и т. д., хотя все они по существу отражают единые активационные этап, стадию или эпоху).

Этапность и стадийность развития земной коры отражается на структурно-формационной основе в виде белых линейных просветов на цветном фоне с различными направлениями их наклона и частотой.

Структурно-тектонический фактор, вернее комплекс факторов, — основа при металлогеническом районировании. Учитывая большую загруженность структурно-вещественной основы, на последнюю выносятся в соответствии с масштабом работ разрывные и складчатые границы тектонических элементов с учетом кинематических типов разломов, поперечные системы на-

рушений сдвигового характера, линеаменты и рифты, установленные по геологическим и геофизическим данным и выявленные по космическим снимкам.

Металлогеническая нагрузка прогнозной карты на апатиты содержит: 1) систематизированный фактический материал об известных апатитоносных геологических и рудных формациях, месторождениях апатита различных масштабов, генетических и минеральных типов, ореолах околоврудного изменения, геохимических, геофизических аномалиях и т. д.; 2) рудоконтролирующие элементы. Эти сведения наносятся на структурно-вещественную основу условными знаками и индексами, которые рассматриваются далее по группам элементов.

Условные знаки раздела апатитоносных геологических формаций указывают на принадлежность апатитсодержащих магматических, метаморфических тел и продуктов их выветривания к определенным продуктивным геологическим формациям — показываются цветовой закраской и дублируются буквенными символами, проставляемыми слева от индекса геологического возраста формации. Подгруппы метаморфогенных формаций (метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических) обозначаются наложенной вертикальной, горизонтальной или наклонной цветовой штриховкой, соответствующие окраске конкретной формации. Внemасштабные интрузивные тела изометричной формы изображаются в виде круга диаметром 6 мм с вертикальными и горизонтальными бергштрихами по его внешнему контуру. Дайки и силлы показываются цветными линиями, идентичными по окраске знакам той геологической формации, производными которой являются. Тела магматических и метаморфогенных формаций, развитых на открытой территории, обозначают сплошной цветовой закраской, а на закрытой — по цветному фону наносят белую квадратную сетку (ширина линий 1 мм, расстояние между линиями 3 мм).

Принадлежность месторождений апатита к конкретному генетическому типу выражается формой условного знака, масштаб оруденения — размерами знака. Непромышленные месторождения помечены теми же знаками, но выполненными в штриховом варианте. Особыми знаками показываются точки минерализации и проявления апатита, установленные по керну скважин.

Отношение месторождений апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд к конкретной рудной формации выражается обводкой по внутреннему контуру знака, указывающего на его генетическую принадлежность, а название рудной формации дается сочетаниями элементов.

Минеральные типы месторождений апатита изображаются путем усложнения внутренней части знака их генетической принадлежности.

Ореолы околоврудного изменения горных пород и сопутствующей минерализации даются цветовыми символами и крапом.

Легендой должны быть предусмотрены также границы развития названных процессов.

Геохимические, валунно-галечниковые и щлихо-минералогические аномалии показываются цветными контурными линиями. Цвет указывает на характер проявления тех или иных элементов, минералов, обломков пород и руд в аномальных геохимических, щлихо-минералогических и т. д. полях и ореолах. В разрывах контура аномалий проставляют химические символы полезных компонентов (в скобках приводится их процентное содержание) или данные о наличии апатита и сопутствующих ему типоморфных минералов, руд и пород. Специальными знаками указываются места нахождения галек и валунов апатитовых руд (апатитсодержащих пород).

Из геофизических аномалий на карту выносятся лишь те, природа которых может быть объяснена существованием вблизи поверхности или на некоторой глубине рудных тел или геологических объектов, контролирующих размещение апатитового оруденения. Легендой должно быть предусмотрено изображение локальных внemасштабных и площадных (выражающихся в масштабе) аномалий. Для первых приводятся их экстремальные значения, для вторых — значения изолинии, ограничивающей горизонтальную проекцию предполагаемого объекта. Особым знаком обозначают аномалии, предположительно связанные с массивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.

Легендой предусматривается выделение таких морфоструктур рельефа (на основе дешифрирования аэрофотоснимков), которые возникли на существенно карбонатитовом потенциально апатитоносном субстрате (формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов) или обусловлены массивами центрального типа. Из прочих обозначений легендой предусматриваются знаки для изображения кор выветривания (в масштабе и вне масштаба карты), аллювиальных и прибрежно-озерных россыпей апатита и др.

Система условных знаков изображает границы установленных и предполагаемых металлогенических подразделений — апатитоносных провинций, структурно-металлогенических зон, рудных районов (узлов) и полей. Разрабатываются способы обозначения различного ранга структур и их возраста, изображения развитых в их пределах рудных формаций (в разрыве контурных линий).

В предложенных принципах построения легенды показана лишь основная часть металлогенической нагрузки, используемой главным образом при составлении обзорных, мелкомасштабных и региональных металлогенических карт на апатиты. Для локальных карт некоторые из указанных элементов также могут быть реализованы, например, геофизические и геохимические аномалии, ореолы околоврудного изменения и др. Однако в целом для них необходима разработка специализированной унифици-

рованной легенды, поскольку на крупномасштабных картах апатитоносные объекты изображаются в большинстве случаев в естественных формах.

Прогнозная нагрузка наносится в итоге комплексного анализа поисковых предпосылок и признаков, вынесенных на металлогеническую карту, и включает (в варианте карты-накладки): 1) элементы металлогенического районирования, некоторые другие элементы рудной нагрузки (продуктивные формации, месторождения, проявления и др.) и в необходимых случаях те или иные фрагменты структурно-вещественной основы; 2) площади различной степени перспективности; 3) ожидаемые формационно-генетические и минеральные типы месторождений апатита; 4) сведения о стадиях и видах работ, рекомендуемых для оценки перспективных объектов; 5) данные о степени освоенности месторождений; 6) информацию о качестве, запасах руд и параметрах рудных тел; 7) рекомендации по очередности оценки выделенных объектов (площадей, структур проявлений); контуры площадей, по которым построены более детальные прогнозные карты.

Содержание объяснительной записи к прогнозно-металлогеническим картам в зависимости от масштаба исследований и задач бывает различным. При обзорных построениях объем ее не превышает 60–80 страниц машинописного текста. Состоит она из следующих глав: 1) введение; 2) принципы построения карт; 3) условные обозначения (легенды); 4) содержание карты; 5) обоснование перспектив апатитоносности и прогнозная оценка площадей.

Во «Введении» раскрываются цели и задачи прогнозных исследований, указываются исходные материалы, приводятся составы редколлегий и авторских коллективов. В главе «Принципы построения карты» излагаются теоретические позиции, положенные в основу ее составления. Глава «Условные обозначения» поясняет принципы систематизации основных частей легенды прогнозной (прогнозно-металлогенической) карты: тектонических и металлогенических элементов, геологических и рудных формаций, поисковых критериев и прогнозной нагрузки. В главе «Содержание карты» дается общее представление о геологическом строении, тектоническом районировании, металлогенической специализации структурно-формационных комплексов и геологических формаций, металлогенических подразделений (провинций, зон, районов и т. д.). В заключение в сжатой форме обосновываются перспективы прогнозных площадей (структур) и определяется общее (генеральное) направление геологоразведочных работ на ближайшие 10–15 лет.

Объяснительная записка к мелкомасштабным и региональным прогнозным (прогнозно-металлогеническим) картам составляется в объеме 150–200 страниц машинописного текста и включает следующие главы: 1) введение; 2) состояние геологи-

ческой изученности и описанности; 3) принципы и методы прогнозных исследований; 4) геолого-металлогенические основы прогнозирования: а) геолого-металлогеническая позиция района, б) структурно-формационный анализ, в) рудно-формационный анализ, г) структурно-металлогеническое районирование; 5) критерии прогнозирования; 6) прогнозная оценка выделенных площадей и рекомендации по дальнейшему направлению работ; 7) заключение (общая перспективная оценка района как возможной базы апатитового сырья).

Карты локального прогноза сопровождаются объяснительной запиской примерно следующего содержания: 1) введение; 2) краткий очерк прогнозно-металлогенических исследований; 3) исходные материалы и методика составления прогнозных карт; 4) краткий геолого-металлогенический очерк: а) стратиграфия и литология, б) магматические комплексы пород и их апатитоносность, в) метаморфические комплексы пород и их апатитоносность, г) коры выветривания и их апатитоносность, д) структурный анализ и металлогеническое районирование; 5) предпосылки и признаки прогнозирования; 6) прогнозная оценка района и рекомендации по направлению детальных поисковых и поисково-оценочных работ; 7) заключение (раскрываются возможности прироста запасов в результате доразведки флангов и глубоких горизонтов известных месторождений и вовлечения в сферу оценки вновь открытых проявлений).

В зависимости от конкретной геологической обстановки содержание указанных объяснительных записок изменяется. Каждая из них сопровождается списком использованной литературы.

## 2. Методика поисков

Общие положения. Поиски — это комплекс работ или совокупность операций, направленных на выявление и перспективную оценку новых месторождений полезных ископаемых [45, 125]. Теоретические и практические рекомендации в области поисков месторождений твердых полезных ископаемых разработаны большим коллективом отечественных геологов [7, 124, 127, 146, 173, 184 и др.]. Основные положения реализованы в утвержденных Министерством геологии СССР «Подразделениях геологоразведочного процесса на стадии и «Методических указаниях о проведении геологоразведочных работ по стадиям». В этих документах единый процесс геологоразведочных работ разбит на ряд последовательных стадий, где поиски следуют непосредственно за региональными геологосъемочными и геофизическими в картировочных горных выработках и буровых скважинах.

Однако предварительные или сопутствующие поиски осуществляются на более ранних стадиях исследований — в ходе выполнения региональной геологической съемки масштаба 1: 200 000, геологической съемки масштаба 1: 50 000 (1: 25 000) и

глубинного геологического картирования. Заключаются они в проведении поисковых маршрутов, геохимического, шлихоминералогического опробования, а также опробования пород и руд в картировочных горных выработках и буровых скважинах.

**Общие поиски** на апатиты осуществляются в пределах рудных зон, районов и узлов, выделенных в результате прогнозно-металлогенических исследований; целью их является выявление площадей и участков, благоприятных на обнаружение месторождений апатита.

**Детальные поиски** на апатиты проводятся в пределах рудных узлов, полей, перспективных проявлений и на флангах известных месторождений; они могут производиться на ранее опиcкованных площадях в случае изменения представления о геологическом строении и соответственно о перспективах того или иного района, установления возможности применения новых более эффективных методов поисков апатитового оруденения на глубину. Детальные поиски предназначены для изучения и перспективной оценки объектов, выявленных на предыдущей подстадии, а также перспективных участков вблизи известных месторождений, где возможно обнаружение новых проявлений как на поверхности, так и на экономически допустимых глубинах.

**Поисково-оценочные работы** ставятся на перспективных проявлениях апатита, выявленных в результате проведения поисков двух первых подстадий. Основная их цель заключается в оценке перспектив обнаруженных объектов, обосновании выбора среди них промышленно-генетических типов проявлений для предварительной разведки и отбраковки апатитопроявлений, не имеющих промышленного значения.

#### Основное содержание и результаты подстадий поисков

##### Основное содержание работ

##### Результаты

##### Картографическое отображение

#### Общие поиски

Поиски проводятся на основе прогнозных (прогнозно-металлогенических) карт масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 с применением геофизических, геохимических, шлиховых и геоморфологических методов, необходимого объема буровых и горных работ.

Оценка перспектив опиcкованной территории на выявление тех или иных промышленно-генетических типов апатитового оруденения, определение прогнозных запасов руд и выделение конкретных площадей и участков для детальных поисков (с указанием очередности их проведения).

Геологические карты масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000, схематические карты более крупного масштаба; выделяются рудные узлы, поля, месторождения, проявления, рудные горизонты и тела.

#### Детальные поиски

Поиски осуществляются на выделенных площадях и участках при помо-

ции перспектив исследованных площадей и участков с выделением

схематические геологические карты масштаба 1 : 10 000—1 : 5000; выде-

#### Основное содержание работ

#### Результаты

#### Картографическое отображение

щи горных и буровых работ с обязательным применением полевых и скважинных геофизических и геохимических методов, а также шлихового опробования. В районах с установленными промышленными типами месторождений и перспективных на открытие новых проявлений (особенно заглащающих на глубине) может проводиться кондиционная геологическая съемка масштаба 1 : 10 000 с необходимыми для ее выполнения объемами буровых и горных работ.

#### Поисково-оценочные работы

Изучение выявленных в процессе поисков перспективных проявлений апатита при помощи поверхностных горных выработок и буровых скважин; определение качества апатитовых руд по бороздовым и керновым пробам. Работы проводятся с широким использованием структурно-геологических, геофизических и геохимических методов (особенно в скважинном варианте).

**П р и м е ч а н и е.** На подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ в необходимых случаях из руд отбираются мелкообъемные технологические пробы для лабораторных исследований.

Все подстадии, как правило, проводятся в нормальной последовательности. Однако в отдельных случаях, например в тех районах, где уже известны промышленные месторождения апатита и общие поиски проводились ранее, или в тех, где работы подстадии общих поисков привели к выявлению перспективных проявлений апатита, подстадии как общих, так и детальных поисков могут не проводиться. Иногда поисково-оценочные работы ставятся на проявлениях апатита, установленных ранее по заявкам первооткрывателей или на региональной стадии и не оцененных на подстадиях поисков.

Объектами поисковых работ являются перспективные площади и участки, геолого-геофизические и геохимические аномалии, месторождения и рудопроявления (табл. 17).

ляются рудные поля, месторождения и рудопроявления, рудные тела и их фрагменты.

Схематические геологические карты месторождений в масштабе 1 : 10 000—1 : 1000; показываются детали строения месторождений.

Таблица 17

Объекты работ на различных стадиях поисков

Объекты	Стадии		
	Общие поиски	Детальные поиски	Поисково-оценочные работы
Рудоносные площади и участки (структуры, массивы и др.)	+	+	-
Геолого-геофизические и геохимические аномалии	+	+	-
Рудопроявления	+	+	+
Месторождения	-	-	+

Рудоносные площади и участки, а также различные аномалии (геологические, геофизические, геохимические, геоморфологические) представляют интерес на промежуточных ступенях исследований при поисках; конечная их цель — выявление месторождений, заслуживающих предварительной разведки. Однако на современном этапе, «... когда возможность обнаружения месторождений, выходящих на поверхность, сокращается, всестороннее изучение и оценка промежуточных объектов приобретает особенно большое значение» [7]. Оценка аномалий должна всесторонне обосновать их связи с теми или иными перспективными типами проявлений апатита, а предварительная оценка обнаруженных объектов должна включать определение следующих параметров: 1) генетического и промышленного типов ожидаемого месторождения; 2) прогнозных запасов полезного компонента (по группам); 3) возможного качества руд; 4) горнотехнических и экономических условий [7].

Успешное решение этих вопросов в значительной степени зависит от правильного выбора видов работ и их рационального комплексирования на всех подстадиях поисков. В свою очередь целесообразность применения тех или иных методов исследования обусловлена рядом факторов, среди которых главные — особенности геологического строения изучаемой территории и ожидаемых типов месторождений, а также ландшафтно-геофизические (природные) условия районов организации поисков [7, 125].

**Методы поисков и их комплексирование.** Существующие методы поисков месторождений твердых полезных ископаемых весьма разнообразны и достаточно подробно освещены в литературе [7, 114, 124, 125, 184 и др.]. Для поисков месторождений апатита используются пока аэрометоды и наземные методы. Из первых основную роль играют аэрофизические методы, как вспомогательные привлекаются дешифрирование аэрофотоматериалов, аэровизуальные геологические и поисковые наблюдения. Более широко используются наземные методы, осо-

бенно геологическая съемка (рассматриваемая как метод поисков), поисковые маршруты, геофизические и литогеохимические, проходка горных выработок и бурение скважин; привлекаются шлиховое и протолочно-шлиховое опробование, реже используются валунно-ледниковые и обломочно-речные исследования.

Очевидно, в ближайшее время в практике поисковых работ на апатиты найдут применение и космические методы. Дешифрирование имеющихся в настоящее время многочисленных фотокарт и фотоснимков Земли показывает, что из космоса достаточно четко (даже под чехлом рыхлых отложений) выделяются планетарные и более крупномасштабные структуры (зоны рифтов и линеаментов, купольные, кольцевые, концентрически-кольцевые и др.), контролирующие нередко размещение магматогенных и метаморфогенных месторождений апатита.

Применение *геофизических методов* для поисков и изучения проявлений апатита основано на природных различиях физических свойств апатитовых руд и вмещающих их горных пород [216] и на существовании физических полей над теми или иными геологическими объектами (структурными, зонами разломов, массивами и т. д.), благоприятными для размещения и локализации промышленного оруденения. В практике поисковых работ на апатиты используются в основном магнитометрический, гравиметрический, радиометрический и ядерно-физический методы, в меньшей степени — сейсмометрический и электрометрический. Все методы геофизических исследований применяются в полевом и скважинном (каротаж) вариантах. Геологические и поисковые задачи, решаемые с их помощью, показаны в табл. 18, особенности геофизических аномалий над месторождениями промышленных и перспективных типов апатитовых и комплексных апатитодержащих руд отражены в табл. 19.

Как показывает анализ фактического материала, определяющее значение при выборе поискового комплекса геофизических методов имеют вещественно-минеральный состав пород и руд апатитоносных объектов, вмещающего субстрата и контрастность их строения (наличие пород разных литолого-петрографических групп, четкой дифференцированности интрузий, структурной и рудной зональности и др.). Соответственно для поисков комплексных апатитодержащих месторождений базитовых формаций (железорудных, железорудно-титановых, медносульфидно-титано-железорудных ванадиеносных, титановых) успешно применяются магнитометрический, гравиметрический, сейсмометрический и электрометрический методы — для картирования рудовмещающих массивов (в том числе на закрытых территориях) \*, изучения их глубинного и блокового строения, определение

\* На «закрытых» территориях возможно обнаружение месторождений «слепых» и перекрытых чехлом вулканогенно-осадочных отложений.

Рекомендуемые методы разведочной геофизики для решения геологических и поисковых задач. Таблица 18

Использованная принципиальная схема Н. Б. Дортман [216]

Задачи	Методы и их модификации (в скобках)					Примеры использования
	Гравиметрические	Магнитометрические (аэро- и наземные)	Сейсмометрические	Электрометрические (аэро- и наземные)	Радиометрические (аэро- и наземные)	
<b>Геологические (результаты используются при поисках)</b>						
Изучение глубинного строения земной коры и структуры подстилающих слоев верхней мантии	++	+	+ (ГС3)	+ (ГМТЗ, МТЗ)	-	-
<b>Изучение потребленного рельефа и структуры консолидированного фундамента</b>	++	++	++ (МОВ, КМПВ, ВСП)	+ (ЗСТ, ВЭЗ, ЗСБЗ)	-	-
Картирование интрузивных массивов и выяснение их глубинного строения (в том числе потребленных и слепых), картирование структур, литологопетрографических горизонтов горных пород, зон разломов и повышенной трещиноватости в рудных районах	++	++	++ (МОВ, КМПВ, ВСП)	+ (ВЭЗ, ЭП, ЭМЗ, МСГ, ЕП)	-	-
<b>Поисковые</b>						
<b>Изучение структурных условий месторождений апатита</b>	++	++	++ (МОВ)	+ (ВЭЗ, ЭП, ЗСБЗ)	+	-
Изучение строения апатитоносных кор выветривания и осадочно-метаморфических толщ	++	++	++ (МОВ, ВСП)	+ (ВЭЗ, ЭП, ЕП)	+	Хибинский, Ловозерский, Саянский и другие массивы, продуктивные горизонты в архее Алданского щита, зоны разломов и повышенной трещиноватости в Восточно-Саянской и других провинциях
Поиски и оконтуривание апатитоносных массивов, структур и рудных тел с поверхности	++	++	++	+ (в открытих районах)	-	Белозимское / апатитовое, Ковдорское / апатит-франколовое и другие месторождения
Поиски и оконтуривание рудных тел из скважин и горных выработок	++	++	(МК)	(ВСП, СК)	++	Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатов Карело-Кольского региона, Маймеч-Котуйской, Восточно-Саянской и других провинций, базитовые массивы Уральской провинции и др.
Опробование рудных тел из скважин и горных выработок	-	-	(МК)	-	+	Хибинская группа месторождений, железорудные месторождения

Приимечания. (++) — решающее значение метода в данном комплексе; (+) — умеренная полезность метода; (-) — практическая бесполезность метода для решения данной геологической задачи. Модификации методов: СГ — скважинная гравиметрия, МК — магнитный каротаж, ГС3 — глубинное сейсмическое зондирование, МОВ — метод отраженных волн, КМПВ — корреляционный метод предполемпных волн, ВСП — вертикальное сейсморазрывование, СК — скважинный каротаж; ГМТЗ — глубинное магнитогеодуллярское зондирование, АМТЗ — магнитогеодуллярское зондирование, ЗСТ — зондирование геотелескопическим методом, ВЭЗ — вертикальное электрическое зондирование, ЗСБЗ — зондирование становлением, ЭП — электрическое зондирование, ЭМЗ — электромагнитное зондирование, НАК — пьезоэлектрический каротаж, МСГ — метод срединного градиента, ЕП — естественных потенциалов, ЭК — электрокаротаж, НАК — пьезоактивационный каротаж.

Таблица 19

Особенности геофизических аномалий над месторождениями апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд

Минеральные типы месторождений (формации)	Особенности аэроаномалий	Особенности наземных аномалий	Примеры месторождений
Апатит-нефелиновый (апатитовых нефелиновых сенитов)	Над массивом отмечаются совмещенные магнитная (интенсивностью 600—800 гамм) и радиоактивная (20—30 мкР/ч) аномалии	Массив характеризуется повышенной гравитационной аномалией. Непосредственно апатит-нефелиновые руды выделяются локальными аномалиями силы тяжести, связанными с участками слабо дифференцированного магнитного поля (интенсивностью 200—400 гамм) и с зонами пониженной радиоактивности (15—25 мкР/ч)	Хибинская группа месторождений
Апатит-магнетитовый, иногда с редкими минералами; апатит-редкометалльно-карбонатный, апатит-редкометально-окристый, апатит-франкоитовый, апатит-силикатный (ультраосновных — щелочных пород и карбонатов и щелочных габброидов)	Массивы характеризуются совмещенными локальными изометрическими, нередко линейно вытянутыми высокотемпературными магнитными (до первых сотен тысяч гамм) и радиоактивными (урано-ториевой природы) аномалиями. Некоторые интрузивы выделяются только магнитными (щелочного — ультраосновного состава) либо радиоактивными (преимущественно карбонатового состава) аномалиями	Массивы обычно выделяются повышенными гравитационными аномалиями (непосредственно карбонатиты — отрицательными)	Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Карело-Кольского региона, Восточной Сибири и Дальнего Востока
Апатит-ильменит-титаномагнетитовый, апатит-медиусул-фицино-титаномагнетитовый (анортозитовая, дунит-пироксен-габбровая)	(мощно-гнейсовая)	Массивы и рудные тела выделяются высокотемпературными (десятки и сотни тысяч гамм) магнитными аномалиями различной формы	Волковское, Кручининское месторождение, Джугджурская группа проявлений
Апатит-доломитовый (мраморно-гнейсовая)		Рудные объекты характеризуются совмещенными плоскотальными и локальными магнитными и локальными повышенными радиометрическими (уран-ториевой природы) аномалиями	Селидарское месторождение

ния размеров и формы, выделения рудоконтролирующих и рудолокализующих разломов и складчатых структур, для прямых фиксаций рудных тел.

Эти же методы, но в комбинации с радиометрическим и ядерно-физическими используются при поисках и изучении эндогенных и экзогенных (коры выветривания) месторождений апатита, связанных с формациями ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, щелочно-габброидной и агпайтовых нефелиновых сиенитов. Для поисков проявлений кор выветривания особенно эффективны ВЭЗ, ЭП, сейсмометрический, магнитометрический и очень часто радиометрический методы. Опыт использования геофизических методов для поисков метаморфогенных месторождений апатита невелик, однако имеющиеся результаты свидетельствуют о перспективности применения магниторазведки в комплексе с радиометрией и гравиметрией.

Аэрогамма - спектрометрическая съемка в настоящее время выполняется с использованием четырехканального спектрометра, данные ее изображаются в виде карт  $\gamma$ -поля и карт содержаний U(Ra), Th и K [114]. Наземные модификации радиометрического метода весьма разнообразны — это автогамма-поиски, пешеходные гамма-поиски и гамма-съемка, шпуровая гамма-съемка и эманационная съемка, гамма-каротаж и ядерно-физическое опробование. Последние два метода комплексно определяют мощность тех или иных рудных горизонтов и содержание в них радиоактивных элементов, с которыми тесно связан фосфор, а также поз-

воляют проводить расчленение разреза и выделение рудных интервалов по естественной радиоактивности пород и руд.

Следует заметить, что радиометрические методы (аэро- и наземные) при поисках месторождений апатита, особенно связанных с карбонатитами, зарекомендовали себя весьма положительно, но их применение ограничивается рядом условий [114]: 1) обязательным наличием дифференциации пород и руд по радиологическим свойствам; 2) небольшой мощностью рыхлых отложений (не более 0,5 м для гамма-методов и не выше 5 м для эманационного радонового метода); 3) присутствием ореолов рассеяния радиоактивных элементов; 4) наличием благоприятных форм рельефа и ландшафта местности (слабой залесенности, относительно небольших превышений рельефа и др.).

Не останавливаясь на более подробной характеристике методов разведочной геофизики, описанных в многочисленной литературе [114 и др.], необходимо еще раз подчеркнуть, что в каждом конкретном случае, сообразно с геологической ситуацией и ожидаемыми типами проявлений апатита, применяется определенный комплекс, в котором обычно один-два основные, а другие — вспомогательные, корректирующие или уточняющие, направленные на выяснение деталей строения изучаемых объектов.

Геофизические работы проводятся на всех подстадиях поисков. Начинаются они, как правило, аэрогеофизическими исследованиями (гамма-спектрометрическая, магнитная и электромагнитная съемка). Наземные варианты на подстадиях общих и детальных поисков включают магниторазведку, гравиметрическую съемку (главный метод на закрытых площадях), электроразведку, профильную или маршрутную сейсморазведку и радиометрию (в относительно открытых районах). На поисково-оценочной подстадии, направленной главным образом на изучение выявленных апатитоносных объектов, известных рудных полей, флангов и глубоких горизонтов разведанных или эксплуатируемых месторождений, ведущие методы — магнитометрия, радиометрия, электрометрия и высокоточная гравиметрическая съемка; особенно большое значение приобретают скважинные модификации указанных методов.

Предлагаемая схема последовательности применения наземных геофизических методов на разных подстадиях поисков месторождений апатита в основе является принципиальной. Детализация и изменения ее возможны при переводе из главных во вспомогательные или исключений из сферы использования того или иного метода преимущественно на подстадиях общих и детальных поисков.

Геохимические методы применяются для поисков перекрытых, «слепых» и глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых по первичным и вторичным ореолам и потокам рассеяния промышленных и сопутствующих (индикаторных) элемен-

тов, возникающим над ними и вокруг них при их формировании и разрушении. Вторичные ореолы и потоки рассеяния наблюдаются во всех четырех фазовых состояниях продуктов выветривания — твердом, жидким, газообразном и биогенным, в связи с чем для их изучения и опробования привлекаются соответственно литогеохимический, гидрогеохимический, атмогеохимический и биогеохимический методы. Теоретические основы и опыт их применения для поисков проявлений рудных и нерудных полезных ископаемых широко освещены в литературе [17, 92, 106, 137, 167, 174, 196, 211 и др.].

К достоинствам геохимических методов нужно отнести массовое опробование, экспрессный анализ проб и наглядное изображение результатов в виде изолиний (на картах, схемах) и графиков (колонок, разрезов) концентраций тех или иных элементов на фоне их кларковых содержаний. Геохимическое опробование включает отбор проб по определенной сетке с определенной глубины (обычно из-под почвенного слоя), их подготовку для анализа, сам анализ, математическую обработку результатов и их графическое оформление [7]. Все эти операции подробно и с конкретными примерами охарактеризованы в специальной методической литературе [7, 92, 174 и др.].

Из геохимических методов массовое применение в поисковой геологии нашли литогеохимические съемки по вторичным ореолам и потокам рассеяния. С их помощью определяются местоположение, форма и размеры искомых объектов, выясняется их элементный состав, исчисляются прогнозные запасы промышленных компонентов и оценивается уровень эрозионного среза рудных тел.

При литогеохимических поисках апатитопроявлений положительные результаты были получены для объектов, ассоциирующих с карбонатитовыми массивами [29]. Как известно, эти образования отличаются повышенными концентрациями большого числа элементов (Nb, P, Ce, La, Sr, V, Ba, Mn, Zr, F и др.), однако устойчивые и сравнительно протяженные (9—12 км) потоки рассеяния показательны для Nb, P, Mn, La, иногда Sr и Ba; длина потоков рассеяния других элементов не превышает 2—2,5 км. Столь же широкий набор элементов показателен и для вторичных ореолов рассеяния, но в них только Nb, La и частично P дают аномалии, в плане по размерам превышающие массивы; остальные локализуются в их пределах. Апатитоносные кальцитовые карбонатиты выделяются совмещенными аномалиями Nb, P и реже Ta, апатит-железорудные тела — ореолами Nb, P и Zr, апатит-эгириновые — P и F, апатит-редкоземельные — La, Ce, Ba, Sr, P и т. д.

Сходные по выражению в аномальных полях результаты получены для Селигдарского месторождения [214]. Здесь рудное тело достаточно четко отбивается аномалией содержаний фосфора, а участки с наиболее повышенными концентрациями апа-

Таблица 20

## Принципиальная схема комплексирования методов поисков месторождений апатита

Методы поисков	Месторождения						Экзогенные (горы выветривания)		
	Магматические			Метаморфогенные			II-1	II-2	II-3
	II-1	II-2	II-3	II-1	II-2	II-3	II-1	II-2	II-3
Космические (в том числе радарная и инфракрасная фотосъемка)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Воздушные (геологические — аэровизуальные наблюдения, дешифрирование аэрофотоматериалов, десантные операции)	+	+	-	+	+	-	+	+	-
Геологическая съемка и глубинное картирование	+	++	-	+	++	-	+	++	-
Минералогические:									
валуно-ледниковый	x	x	-	x	-	x	x	x	x
обломочно-речной	x	+	+	+	+	+	-	-	-
шлаковой	+	+	-	+	-	+	-	-	+
протолично-шлаковой	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Геохимические:									
литогеохимический по первичным ореолам рассеяния	0	0	0	0	0	0	0	0	0
литогеохимический по вторичным ореолам рассеяния	++	++	-	-	-	-	-	-	-
литогеохимический по потокам рассеяния	+	+	-	-	-	-	-	-	-

гидрогеохимический	x	x	x	x	x	x	x	x	x
биогеохимический и геоботанический	x	x	x	x	x	x	x	x	x
атмогеохимический	x	x	x	x	x	x	x	x	x
аэроспектроzonальная съемка	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Геофизические:									
аэромагнитная съемка	+	+	+	+	+	+	-	+	+
аэрогамма-спектрометрическая съемка	++	++	-	+	+	+	-	+	-
аэроэлектрометрическая съемка	0	0	0	0	0	0	0	0	0
магнитометрический	+	++	-	+	+	+	-	+	+
гравиметрический	++	++	-	+	+	+	-	+	+
сейсмометрический	+	+	+	+	+	+	+	+	+
электрометрический	+	+	+	+	+	+	+	+	+
радиометрический	-	+	+	+	+	+	-	+	-
ядерно-физический	++	++	-	+	+	+	-	+	-
Специализированные поисковые маршруты	++	+	-	-	-	-	-	-	-
Геоморфологический	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Горно-буровые	+	++	+	+	+	+	+	+	+

П р и м е ч а н и е. П о л я стадии поисков: II-1 — общие, II-2 — общие, II-3 — детальные, II-3 — поисково-оценочные работы. (++) — решающее значение метода в данном комплексе; (+) — умеренная полезность метода; (—) — метод практически бесполезен; (x) — применение метода остановлено из-за недостаточности; (0) — метод находится в стадии разработки.

типа выделяются по дополнительным узколокальным ореолам Се, La и Mn. По аномальным содержаниям фосфора во вторичных ореолах выделяются апатитоносные тела Ошурковского, Маркопиджского и других месторождений. Для поисков проявлений апатита успешно применяется также фторометрическая съемка, основанная на корреляционной связи Р и F и использующая нейтронно-активационный метод [58].

Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам используется на всех подстадиях поисков: разновидность ее по потокам рассеяния применяется в основном на подстадии общих поисков, т. е. на дальних подступах к искомому объекту. В районах хорошо обнаженных пород геохимическому опробованию на ранних этапах поисков подвергаются коренные породы (съемки по первичным ореолам рассеяния). Вопросы возможности и целесообразности применения для поисков апатита гидрохимических, биогеохимических и атмогеохимических методов остаются пока не решенными. Следует лишь предположить по аналогии с другими полезными ископаемыми, что в районах с мощным чехлом четвертичных отложений объектами опробования могут быть природные воды (источники) и растения.

*Минералогические методы* — методы выявления и оценки ореолов рассеяния минералов и обломков руд в рыхлых отложениях. Сюда относятся широко известные и апробированные в поисковой практике валунно-ледниковый, обломочно-речной, шлиховой (шлихово-геохимический) и протолочно-шлиховой методы [7, 119, 127, 184]. Специально для поисков апатитопроявлений они не применялись, однако имеющиеся материалы тематических исследований и геологических съемок различного масштаба, где обычно используются эти методы, позволяют рекомендовать их в качестве вспомогательных.

Особую важность они приобретают в районах слабой геологической изученности и труднодоступных, поскольку уже на дальних подступах к тем или иным рудным объектам ими улавливаются денудированные фрагменты проявлений в рыхлом материале бассейнов рек. Например, типоморфная минеральная ассоциация карбонатитовых массивов (апатит, пирохлор, бадделеит, циркелит, перовскит, колумбит и др.) отмечается в русловом аллювиевом на удалении 10—12 км от этих объектов. На еще большее расстояние прослеживается обломочный (преимущественно галечный) материал, представленный щелочными ультраосновными породами. Повышенными концентрациями апатита, ильменита, титаномагнетита и магнетита характеризуются аллювиальные отложения водотоков, дренирующих месторождения базитовых формаций; метаморфогенные проявления слюдянского типа сопровождаются щлиховыми потоками апатита и диопсида, селигдарского типа — апатита, магнетита, марита и т. д.

Минералогические методы используются на всех подстадиях поисков: валунно-ледниковый и обломочно-речной — в основном на подстадии общих поисков, шлиховой (с креном при детализации на опробование бортов долин и склонов водоразделов) — на всех подстадиях и протолочно-шлиховой — преимущественно на подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ.

Из других общеизвестных методов поисков, не требующих особого пояснения, следует отметить геологическую съемку, специализированные маршруты (в том числе в десантном варианте), горно-буровые и геоморфологические. Применяются они на всех подстадиях поисков.

Таким образом, для поисков месторождений апатита в тех или иных районах, отличающихся геологическим строением, ландшафтно-географическими и экономическими условиями, методы комплексируются, т. е. выбирается наиболее рациональное их сочетание для каждой подстадии поисков. Принципиальная схема такого комплексирования методов поисков для месторождений апатита трех групп показана в табл. 20.

## Глава II ОПРОБОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ АПАТИТОВЫХ РУД И МЕТОДЫ ИХ ЛАБОРАТОРНОГО АНАЛИЗА

### 1. Общие положения

Опробование апатитовых руд занимает определенное место в общем цикле опробования при поисковых работах и осуществляется с целью выяснения их качества и промышленной значимости. Сюда входит определение содержания  $P_2O_5$ , других полезных и вредных компонентов, изучение вещественного и минерального состава и техногических свойств руд и горных пород. На поисково-оценочной подстадии опробуются вмещающие и перекрывающие рудные тела горные породы для изучения их физико-механических и иногда химических свойств.

Выделение апатитовых руд из апатитсодержащих пород в полевых условиях нередко затруднено в силу присутствия мелко- и тонкозернистых минеральных форм полезного компонента. Поэтому на ранних этапах общих поисков (иногда и детальных) перед опробованием стоит специфическая задача — выявление, выделение и оконтуривание руд и оруденелых пород.

Только после выполнения указанной задачи опробовательско-аналитические работы используются для решения следующих вопросов: 1) установления контуров рудных тел с поверхности и на некоторую глубину для предварительного выяснения масштаба оруденения (общие поиски); 2) выделения естественных минеральных типов руд и определения в них содержаний главных рудных и нерудных компонентов, необходимых для подсче-

Таблица 21

Основные способы опробования, применяемые на различных подстадиях поисковых работ

Способы опробования	Подстадии поисков		
	Общие	Детальные	Поисково-оценочные работы
Шлиховой	+++	++	+
Литогеохимический, гидрогеохимический и др.	+++	++	+
Протолочно-шлиховой	+++	++	+
Штупной	+++	++	-
Точечный	+++	++	+
Бороздовый	++	+++	+++
Керновый	+	+++	+++
Групповой	-	+++	+++
Валовый	-	+	++
НАК	-	+	+++
Технологический	-	+	++
Технический	-	-	++

П р и м е ч а н и е. Применяется: (++) — широко, (++) — ограниченно, (+) — мало, (-) — практически не применяется. Шлиховой, литогеохимический, протолочно-шлиховой и другие виды опробования, используемые как методы поисков и способы опробования, в данной главе не рассматриваются.

та прогнозных запасов и частично запасов по категории С<sub>2</sub>; 3) выяснения корреляционных связей между главными и попутными компонентами для разработки или уточнения прямых поисковых признаков (детальные поиски и поисково-оценочные работы); 4) предварительного выяснения морфологических особенностей и условий залегания рудных тел, их возможной вертикальной и латеральной рудно-петрографической зональности (поисково-оценочные работы).

В широком понимании, процесс опробования включает отбор, обработку проб\*, их анализ и исследование. В зависимости от поставленных задач, а также методов и технических средств ведения работ используются различные способы опробования (табл. 21).

На подстадии общих поисков применяется преимущественно штупной и точечный способы опробования, реже бороздовый и керновый. При детальных поисках и поисково-оценочных работах большее значение приобретают бороздовое, керновое опробование и нейтронно-активационный каротаж (НАК), позволяющие получать более полную качественную и количественную характеристики апатитовых руд. На поисково-оценочной подстадии

\* Необходимые сведения по обработке проб изложены в ряде специальных работ [3, 126 и др.].

дополнительно отбираются групповые, валовые, технологические, а в ряде случаев и технические пробы из руд, вмещающих и (или) перекрывающих пород, анализ и исследования которых позволяют определить возможность их использования при существующих требованиях промышленности к сырью.

Выбор минимальной надежной массы для каждого вида проб зависит от ряда факторов (текстуры руд, качества и характера распределения полезных минералов в рудном теле, различия плотности рудных и нерудных минералов, отношения содержания полезного компонента в рудном минерале к среднему содержанию в руде и др.) и устанавливается опытным путем.

При отборе проб из уже отбитой массы породы может быть использована зависимость изменения массы проб пропорционально квадратам диаметров максимальных кусков в пробе, выраженная формулой Г. О. Чечотта:  $q = Kd^2$ , где  $q$  — масса пробы, кг;  $K$  — коэффициент, зависящий от характера руды, степени равномерности распределения рудных минералов, их крупности, содержания металла в руде;  $d$  — наибольший диаметр пробы, мм. Коэффициент  $K$  отражает влияние изменчивости содержания металла в руде на массу пробы: чем больше эта изменчивость, тем выше коэффициент, пределы вариации которого составляют 0,16—24. При обработке апатитоносных проб коэффициент  $K$  чаще принимается равным 0,25 (по аналогии с хибинскими месторождениями).

## 2. Способы опробования

**Штупной способ** применяется для получения первой общей характеристики о составе наиболее распространенных разностей пород и руд и для оценки рудных тел с достаточно равномерным распределением апатита и других полезных компонентов. Кроме того, этот способ предусматривает отбор штупов для производства полированных образцов (аншлифов), шлифов и выделения мономинеральных фракций с целью последующего изучения состава руд, соотношения, свойств и состава минералов, баланса распределения полезных элементов по минералам и других тонких физико-химических и оптических исследований. Отбор проб производится в основном из естественных коренных выходов горных пород и руд, из элювиально-делювиального материала, а также из горных выработок и реже из керна скважин. Масса пробы 0,5—2,5 кг.

**Точечный способ** применяется при опробовании мощных и средней мощности рудных тел с относительно равномерным распределением полезных компонентов. Он заключается в отборе сколов руды массой около 0,1 кг по квадратной (0,2×0,2 м), прямоугольной (0,2×0,4 м), ромбоидальной (со стороной 0,2 м) сеткам или по линии (через 0,2 м). Общая масса пробы 2—5 кг. Расчеты по методу А. А. Беуса, исходя из коэффициентов ва-

риации содержаний, показывают, что в сочетании с визуальным определением количества апатита в породах и качественными микрореакциями 30—50 представительных точечных проб достаточно на подстадиях общих и детальных поисков для определения средних содержаний с точностью  $\pm 30\%$  в рудных комплексах формации ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. Отбор большего числа проб (за исключением тех случаев, когда руды мелкозернистые или вообще без видимой минерализации) не только экономически не целесообразен, но и может привести к ошибочным представлениям, если опробуются, например, только богатые выходы.

**Бороздовый способ** используется в забоях горных выработок, вскрывших апатитовое оруднение. Длина борозд при сечении 3×5 см 1—5 м по руде и 2—6 м по вмещающим породам. При сложном строении рудных тел отбираются секционные бороздовые пробы отдельно для каждой разновидности руд. В канавах пробы отбираются по полотну и стенкам, в шурфах — по стенкам и реже по забою, при этом борозды ориентируются вкrest простирации вскрываемых рудных тел, залежей, зон и т. д. При опробовании франколитовых руд пробы отбираются по всем стенкам и забою шурфа.

**Балловый способ** применяется при отборе проб из рудных тел с неравномерным и крайне неравномерным характером оруднения, при специфических типах текстур руд (брекчийевых, блоковых, сетчатых и др.) и при проведении опытных технологических и физико-механических исследований руд и пород. В пробу отбирается вся рудная масса, полученная за один цикл горных работ. Отбор ведётся дифференцированно по типам руд; масса проб в зависимости от вида исследований может колебаться от 100 до 1000 кг.

При **керновом опробовании** все скважины, пересекающие апатитовые руды и минерализованные зоны, опробуются секционно путем раскалывания или распиливания керна вдоль его оси на две равные части, одна из которых поступает в пробу, а другая сохраняется как дубликат. Разметка керновых проб производится на основе документации скважин с соблюдением следующих требований: 1) каждая проба должна представлять одну разновидность руд или пород; 2) в пробу не должен объединяться керн разного диаметра или с резко различным процентом выхода. Длина проб по рудным интервалам в зависимости от дробности разреза варьирует от 1 до 5 м; максимальная длина проб не должна превышать 1/2 высоты уступа эксплуатируемого карьера.

При **групповом опробовании** пробы составляются из керновых и бороздовых проб на расширенный круг компонентов и для получения полного представления о вещественном составе естественных типов апатитовых руд. Методика составления групповой пробы заключается в объединении и шихтовании на-

весок из дубликатов рядовых смежных проб пропорционально их длинам. В группу объединяют 3—5 рядовых рудных проб, представляющих интервал 6—16 м, а для вмещающих пород — 5—10 проб из интервала 24—50 м. Контроль за точностью приготовления групповых проб проводится путем сопоставления по группам данных химических анализов на основные полезные компоненты с результатами вычисления их средневзвешенного содержания на длину рядовых проб, образующих группу. Удовлетворительная сходимость позволяет в дальнейшем сократить число анализов групповых проб на основные компоненты.

**Технологическое опробование** применяется для изучения возможности обогащения руд, выявления качества концентратов и пригодности последних к дальнейшей переработке на минеральные удобрения. Материалом для технологических проб служат дубликаты керновых, бороздовых и валовых проб или пробы, взятые из забоев специально пройденных горных выработок (канав, расчисток, шурfov) и буровых скважин. В первом случае достигается возможность заранее программировать исходные параметры проб: место взятия (рудное тело или его часть), тип руд, массу, содержание полезных компонентов и количество разубоживающего материала, поскольку имеются результаты анализов рядовых проб. Во втором случае требуется проведение предварительного опробования точечным и бороздовым способами.

**Техническому способу** опробования подвергаются горные породы на участках намечаемой проходки разведочных подземных горных выработок или вскрышных работ (при планировании открытого способа добычи руды). По техническим пробам определяются физико-механические свойства и технические данные горных пород (плотность, твердость, влажность, гранулометрический состав, крепость, дробимость и др.) и выясняется возможность их использования в качестве строительных материалов, флюса, бутового камня и т. д.

### 3. Методы исследования апатитовых руд и апатитсодержащих пород

В зависимости от условий, в которых производится анализ проб апатитовых руд и апатитсодержащих пород, выделяются полевые и лабораторные методы исследований. В первом случае изучение руд и пород осуществляется в их естественном залегании (в коренных обнажениях и высыпках, горных выработках и скважинах) и по штуфным, бороздовым, точечным и керновым пробам, во втором — только по различным пробам. В обоих случаях широко применяются химические, физико-химические, физические, минералогические и другие методы анализа.

**Полевые методы.** К ним относятся следующие виды исследований.

При качественных химических анализах для определения фосфора (апатита) в породах и рудах применяются раствор молибденовокислого аммония в азотной кислоте или молибденовокислый аммоний в сухом виде с однонормальным раствором соляной кислоты. Недостаток первого метода заключается в неустойчивости используемого раствора при летних температурах, т. е. в быстрой потере реагентом его свойств. Недостаток второго метода — низкая концентрация соляной кислоты, не обеспечивающая надежного растворения в породах апатита.

В связи с этим рекомендуется обработка горных пород более концентрированной соляной кислотой (разведенной водой в отношении 1:1), применение растертого сухого молибденовокислого аммония и проведение реакции между фосфором апатита и молибденовокислым аммонием в соляной кислоте при однонормальной кислотности. Выбранная кислотность способствует образованию желтого фосфорно-молибденового и разрушению кремне-молибденового комплексов, чем устраняется влияние кремниевой кислоты на протекающую реакцию. При добавлении реагентов на образце в присутствии апатита получается желтое пятно, а в присутствии вместе с апатитом закисного железа — желто-зеленоватое.

Полевой качественный метод определения апатита в горных породах сводится к следующему. На образец наносят каплю HCl (1:1) и 30—60 с ожидают окончания реакции, а в присутствии карбонатов — до полного выделения пузырьков углекислого газа. Затем на пропитанное место прибавляют одну каплю 15%-ного раствора едкого натра для нейтрализации не прореагировавшей с породой кислоты (до слабокислой или слабощелочной реакции, что проверяют по индикаторной бумаге).

К подготовленной таким образом пробе прибавляют 5—10 мг молибденовокислого аммония в виде сухого растертого порошка. Молибденовокислый аммоний и щелочь растирают концом стеклянной палочки, затем добавляют 2—3 капли однонормальной соляной кислоты. Кислотность проверяют по индикаторной бумаге; раствор должен быть кислым. В присутствии апатита на породе, в том месте, где добавлялись реагенты, образуется желтое или желто-зеленое пятно. Окраска развивается за несколько минут.

Для карбонатных и щелочных пород прибавленные 2—3 капли однонормальной соляной кислоты могут не вызвать окрашивания; тогда прибавляют 4—5 капель и проверяют кислотность по индикаторной бумаге. Среда должна быть кислой. Если в этих условиях появляется слабое окрашивание или совсем не проявляется, повторно на то же место прибавляют 5—10 мг молибдата аммония, растирают стеклянной палочкой и на растертую массу наносят 1—2 капли соляной кислоты. В присутствии

апатита в породе образуется желтая или желто-зеленая окраска.

**Колориметрический экспресс-анализ** на фосфор основан на появлении голубой окраски при взаимодействии солей молибденовокислого аммония с фосфорной кислотой и  $\text{SnCl}_2$  в кислой среде. При этих условиях кремнемолибденовая кислота не образуется и не происходит восстановления хлоридом олова несвязанного молибдена до молибденовой сини. Большой избыток  $\text{SnCl}_2$  вредно влияет на определение, так как молибден восстанавливается до более низких валентностей и раствор приобретает зеленоватый оттенок. Точность метода  $\pm 0,5\text{--}1\%$  [10].

В качестве реагентов применяются: 1) царская водка — смесь 3 частей концентрированной HCl (плотность 1,19 г/см<sup>3</sup>) с 1 частью HNO<sub>3</sub> (плотность 1,38—1,40 г/см<sup>3</sup>); готовят ее перед самым употреблением; 2) реагент А: 100 мл 10%-ного раствора молибденовокислого аммония смешивается с 300 мл 50%-ной H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, получаемой разбавлением 28,4 мл H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (плотность 1,84 г/см<sup>3</sup>) до 100 мл; реагент хранят в темной колбе; 3) реагент Б: к 0,2 г  $\text{SnCl}_2$  прибавляют 2 мл HCl (плотность 1,19 г/см<sup>3</sup>) и 1—2 капли 4%-ного раствора медного купороса; содержимое подогревается до осветления и объем доводится водой до 10 мл; реагент готовят в день применения; 4) эталонный исходный раствор P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> приготовляется растворением 1,9179 г KН<sub>2</sub>РО<sub>4</sub> в 1 л воды; раствор содержит 1 г P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в 1 л или 1 мг P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в 1 мл; 5) эталонный рабочий раствор P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: из запасного раствора берется пипеткой 20 мл и доводится до 1 л; полученный раствор, содержащий 0,02 г P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в 1 л или 0,02 мг в 1 мл и служит основой для приготовления шкалы эталонов.

Объем эталонного раствора, мл в 50 мл эталона	Масса P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , мг	Содержание P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %
0,5	0,01	2,5
1,0	0,02	4,0
1,5	0,03	6,0
2,0	0,04	8,0
2,5	0,05	10,0
3,0	0,06	12,0
3,5	0,07	14,0
4,0	0,08	16,0
4,5	0,09	18,0
5,0	0,10	20,0

Для этого в мерные колбочки на 50 мл пипеткой вводят 0,5; 1,0; 1,5 мл и т. д. рабочего эталонного раствора; добавляют воду до 30—35 мл, прибавляют 2 мл реагента А, шейку колбы омывают водой, затем вводят пять капель реагента Б, доливают водой до метки 50 мл и хорошо взбалтывают. При этом в каждой колбе помещается соответствующая количеству эталонного раствора масса P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, т. е. каждый эталон имеет различное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Последнюю величину рекомендуется писать на

пробирках. Через 15 мин приступают к сравнению окраски эталонов, которая сохраняется не более 3 ч.

Определение содержания  $P_2O_5$  осуществляется в следующей последовательности. На аптекарских роговых весах отвешивается 0,2 г пробы и кисточкой переносится в стаканчик объемом 100 мл. Навеску в стаканчике смачивают 20 мл царской водки и разлагают при нагревании в течение 30 мин, после чего содержимое охлаждают, переводят в мерную колбочку, доливают водой до метки 100 мл и перемешивают (получают основной раствор). Из 100 мл основного раствора отбирают пипеткой 5 мл, переносят в мерную колбочку, доводят водой до метки 100 мл и перемешивают (второе разведение). Для окрашивания исследуемых растворов в мерные колбочки объемом 50 мл вводят по 5 мл раствора второго разведения, добавляют воду до 30—35 мл и далее окрашивание проводят так же, как указывалось для шкалы эталонов. Окрашивание шкалы эталонов исследуемых растворов выполняют одновременно.

Для сравнения испытуемых растворов с эталонами содержимое первых колб переливают в одинаковые по размерам пробирки из бесцветного стекла, промытые 2—3 раза раствором. Определение сводится к нахождению места испытуемой пробирки в шкале эталонных пробирок. Если, например, окраска испытуемой пробирки совпадает с окраской эталонной пробирки с 10%  $P_2O_5$ , то это означает, что испытуемый образец содержит 10%  $P_2O_5$ . Если же пробирка с испытуемым раствором по тону окраски занимает промежуточное положение между двумя эталонными пробирками, например 12 и 14%  $P_2O_5$ , то содержание  $P_2O_5$  в испытуемом образце можно принять 13%.

Следует заметить, что содержания  $P_2O_5$ , указанные в шкале эталонов и написанные на пробирках шкалы эталонов, верны при навеске породы (руды) 0,2 г и при точном выполнении предлагаемой методики. С изменением величин необходимо соответственно пересчитать содержание  $P_2O_5$ . Удовлетворительная точность экспресс-анализа и быстрота получения анализов в полевых условиях позволяют рекомендовать этот метод к широкому внедрению при поисках и оценке проявлений апатита.

*Радиометрические исследования* проводятся на всех подстанциях поисковых работ на апатиты. Они включают пешеходную, авто- и аэросъемку, а также измерение радиоактивности пород в скважинах, шурфах, обнажениях и по керну скважин. Цель исследований — разделение по характеру радиоактивности горных пород и руд различных минеральных типов, выяснение возможных закономерностей связи степени радиоактивности с качественным содержанием апатита. Измерения радиоактивности горных пород и руд и содержания в них радиоактивных элементов производят в полевых условиях серийно выпускаемыми радиометрами типа СП-3, СП-3м, СРП-1, 2, СГС-1, СГ-3 и другими по общепринятым методикам.

*Комплексный каротаж*, как совокупность скважинных вариантов геофизических методов, выполняется для изучения геологического разреза путем измерения физических свойств горных пород и руд, естественных или искусственно созданных физических полей по стволу скважины, а также для выяснения гидрогеологических и температурных режимов в скважинах. При поисках месторождений апатита с помощью каротажа производится: 1) расчленение геологического разреза, уточнение глубин контактов на интервалах с низким выходом керна, изучение физических свойств горных пород (магнитный и гамма-гамма-плотностной каротаж, кавернometрия, расходометрия); 2) выделение рудных интервалов и определение содержаний  $P_2O_5$  в околоскважинном пространстве (активационный каротаж по изотопу  $^{16}N$ ); 3) изучение гидрогеологических условий и выделение зон водопритоков, связанных с повышенной трещиноватостью (расходометрия, термометрия, кавернometрия); 4) выявление сопутствующих фосфору компонентов, в том числе радиоактивных (гамма-каротаж); 5) контроль за искривлением скважин (инклинометрия).

Все указанные методы каротажа описаны в специальной литературе. Нейтронно-активационный каротаж (НАК) по изотопу  $^{16}N$  для определения содержания  $P_2O_5$  в рудах с низким выходом керна основан на тесной корреляционной связи между фосфором и фтором ( $r=0,98$ ). Благоприятные ядерные характеристики фтора (период полураспада, энергия гамма-излучения) позволяют однозначно идентифицировать его в коренном залегании. Метод основан на ядерной реакции  $^{19}F(n, \alpha)^{16}N$ , которая происходит при облучении фтора нейтронами Рo—Be-источника. Образующийся при этом изотоп  $^{16}N$  имеет удобный для ведения непрерывного каротажа период полураспада (7,35 с) и испускает довольно интенсивное и весьма жесткое гамма-излучение с энергией 6,14 МэВ (выход 60%) и 7,11 МэВ (выход 6%), которое надежно выделяется на фоне гамма-излучения радиационного захвата нейтронов естественно- и искусственно-радиоактивных элементов.

Кроме НАК- $^{16}N$  в комплекс ядерно-физических методов исследования скважин при поисках комплексных апатитсодержащих руд могут быть включены: 1) активационный каротаж по изотопу  $^{28}Al$  (НАК- $^{28}Al$ ) для определения содержания  $Al_2O_3$ , кремневого модуля и расчленения пород по этим параметрам; 2) спектрометрический гамма-каротаж на калий; в породах производится определение калия, а по корреляционным связям K—Al вычисляется содержание кислотно-растворимого  $Al_2O_3$  в полевых шпатах и нефелине; 3) нейтрон-нейтронный каротаж по надтепловым нейтронам (ННК) для обнаружения по содержанию водорода зон повышенной трещиноватости и возможного развития участков окисленных апатитовых руд [201].

Определение  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$  (общего и кислотнорастворимого), нефелина и полевого шпата нейтронно-активационными методами производится с точностью, достаточной для подсчета запасов по промышленным категориям.

Лабораторные методы. С их помощью изучаются вещественно-минеральный состав и физико-механические особенности апатитовых руд и апатитсодержащих пород, необходимые для оценки качества, технологических и технических свойств.

Спектральный анализ для значительной части элементов характеризуется высокой чувствительностью (0,01—0,0001%) и возможностью быстрого определения в пробах одновременно большого числа элементов. На подстадии общих поисков спектральному полуколичественному анализу подвергаются, как правило, все пробы на следующие элементы: Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Mn, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Pb, Zr, Rb, Sr, Nb, Mo, Ag, Te, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Bi, Sn, редкие земли (La, Ce, Y, Yb и др.). На подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ круг определяемых элементов может быть значительно сужен, при этом анализу подвергаются выборочно рядовые пробы, а также групповые, отобранные по рудным интервалам. В апатитовых рудах месторождений щелочных формаций определяются TR, Nb, Ta, Zr, Ti, Ba, Sr, U, Th, Pb, Zn и некоторые другие, в рудах базитовых формаций — Ti, V, Cu, Ni, Co, Au, Cr, платиноиды, в рудах метаморфогенных формаций — U, Th, TR, Mo, Pb, Zn, Ti и др.

Химический анализ — наиболее точный метод определения состава исследуемой пробы, поэтому широко применяется при изучении апатитовых руд, апатитсодержащих горных пород и отдельных минералов. Результаты его обычно даются в весовых процентах содержания окислов, что позволяет судить не только о качестве, но и в ряде случаев о технологических особенностях анализируемого вещества. Химический (силикатный) анализ апатитовых руд и апатитсодержащих горных пород выполняется для выяснения их вещественного состава и петрохимических особенностей на основе известных методик пересчетов, предложенных А. Н. Заварицким, П. Ниггли, В. С. Соболевым, С. Д. Четвериковым и другими.

На ранних подстадиях поисков анализируются обычно штуфные, бороздовые, керновые и точечные пробы, взятые по рудным интервалам. При этом обязательному определению в них подлежат:  $P_2O_5$ ,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $S_{общ}$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$ , F, Cl,  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$ ; в ряде случаев анализируются  $ZrO_2$ ,  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$ ,  $TR_2O_3$ ,  $BaO$  и другие окислы, которые могут иметь промышленное значение при комплексном использовании сырья.

Перечень таких компонентов уточняется заранее полуколичественным спектральным анализом всех проб, а также полным

химическим анализом ограниченного числа проб, отбираемых по рудам всех выделяемых визуально типов. На поисково-оценочной подстадии, когда уже выявлены характерные попутные компоненты и общие закономерности их распределения, полному силикатному анализу подвергаются в основном рядовые и групповые пробы; на  $P_2O_5$  анализируются все бороздовые, точечные и керновые пробы.

Рядовые пробы — это выделяемые при сплошном опробовании рудных интервалов секционные пробы (бороздовые или керновые) длиной 2—4 м, характеризующие отдельные разновидности руд. По рядовым пробам определяются только главные и ведущие попутные полезные компоненты ( $P_2O_5$ , Fe, Nb, Zr, Ta, TR и др.). Групповые пробы характеризуют природный или промышленный типы (сорта) руд по горной выработке или скважине. В групповую пробу входит несколько рядовых проб. По ним определяются второстепенные и более или менее равномерно рассеянные в пределах руды одного типа или сорта попутные компоненты. Цель групповых проб — сократить количество обычно дорогостоящих химических анализов попутных компонентов (Zr, Nb, Ta, Sr, Ba и др.).

Фазово-минералогический анализ разработан Б. Н. Мелентьевым. Он заключается в определении химическим способом компонентов в апатитовых рудах и апатитсодержащих горных породах, перешедших в раствор при воздействии на них слабоконцентрированной азотной кислоты и проведении минералогического анализа нерастворимого остатка. Применительно к апатит-нефелиновым рудам, ийолит-уртитам и нефелиновым синнитам анализ сводится к следующему. Навеска пробы массой 10 г, измельченная до 1 мм, растворяется в 5%-ной  $HNO_3$  (в раствор переходит апатит и нефелин) при непрерывном перемешивании в течение 4 ч. Раствор отстаивается 1,5 ч, фильтруется через предварительно взвешенные фильтры; остаток, образовавшийся на фильтрах и в стакане, высушивается и также взвешивается. Нерастворимый остаток разделяется в бромоформе на легкую (плотностью менее 2,9 г/см<sup>3</sup>) и тяжелую фракции, которые в дальнейшем поступают на магнитную и электромагнитную сепарации.

После разделения фракций определяется минеральный состав нерастворенного остатка под бинокуляром. Вычисление количества апатита, перешедшего в раствор, производится путем умножения содержания  $P_2O_5$  в пробе на нормативный коэффициент 2,451. Количество нефелина также определяется с применением нормативного коэффициента 0,332, который вводится на разность между частью навески, перешедшей в раствор, и содержанием апатита. Для проверки точности определения минерального состава результаты химического анализа на  $Al_2O_3$  по каждой пробе рекомендуется сопоставлять с суммой окиси алюминия, содержащейся по нормативному составу в алюмосиликатной руде.

ликатах (нефелине, полевом шпате, шпреуштейне, либенерите).

Рентгенографический метод исследования апатитовых руд, апатитсодержащих пород и минералов апатитовой группы основан на явлении дифракции рентгеновских лучей кристаллической структурой, имеющем место в силу соизмеримости длин волн характеристического рентгеновского излучения и межатомных расстояний в кристаллах. Результатом взаимодействия рентгеновских лучей с веществом является дифракционная картина, служащая основным экспериментальным источником информации. При расшифровке дифракционных картин (рентгенограмм) полиминеральной пробы апатитовой руды можно установить, какие именно минералы в ней присутствуют и примерно в каких количественных взаимоотношениях. Рентгеновский фазовый анализ можно также использовать для контроля чистоты отбора мономинеральной апатитовой фракции, однако при этом следует иметь в виду, что максимальная чувствительность рентгеновского метода составляет в благоприятных случаях 2—3% кристаллической фазы.

Рентгеновский метод анализа применяется также для качественной и количественной оценки состава апатита, т. е. изучения изоморфизма. Характер изоморфизма рентгенографически можно исследовать двумя путями: 1) по изменению констант решетки, т. е. параметров элементарной ячейки апатитовых минералов, и 2) на основе изменения интенсивности рефлексов. В простейшем виде зависимость параметров элементарной ячейки от состава выражается прямой линией (правило аддитивности Вегарда); зависимость интенсивности рефлексов от изоморфных замещений имеет более сложный характер и должна определяться отдельно для каждого конкретного случая. Для решения перечисленных задач применяется метод порошка (Дебая — Шерера). Исследуемый объект должен представлять собой порошковый препарат навеской 3—5 г, растертый для достижения оптимальных условий анализа до 0,01—0,05 мм.

Минералогический анализ проводится для изучения минерального состава апатитовых руд и горных пород, выяснения количественных соотношений минералов, изучения их физических свойств (формы, размеров, твердости, хрупкости, смачиваемости), необходимого при установлении закономерностей изменения количества и качества апатита и сопутствующих или других рудообразующих минералов в разных участках рудных тел, характера распределения этих компонентов в рудах разных типов и планирования технологических методов исследования.

Например, химическое определение железа не позволяет определить промышленное значение этого компонента. Железо в рудах обычно входит в состав магнетита, гематита, мартита, лимонита и некоторых силикатов (форстерита, слюд). Промышленное значение может приобрести только магнетит (иногда ге-

матит). Лимонит образует тонкие ржаво-бурые пленки вокруг зерен апатита, проникает по микротрещинкам внутрь кристаллов и представляет собой обычно вредную трудноудаляемую примесь. Поэтому в процессе минералогических исследований важно для руд каждого типа установить баланс распределения железа по минералам, выделить железо, связанное с магнетитом, установить состав и свойства последнего и тем самым оценить количество извлекаемого магнетита и качество его концентратов. Точно так же состав и свойства апатита или франколита указывают на возможность применения той или иной схемы их переработки и использования. Например, для апатит-франколитовых руд как кормовых фосфатов большое значение приобретает уровень содержания в них фтора и стронция.

Для минералогических исследований используется, раздробленная до 1—2 мм пробы, разделенная с помощью физических методов на легкую и тяжелую, а последняя — на немагнитную, магнитную и электромагнитную фракции. Минеральный состав пробы определяется под бинокуляром и поляризационным микроскопом в иммерсионных жидкостях. Выделенные в процессе анализа мономинеральные фракции передаются на химический анализ, инфракрасную спектроскопию и другие виды исследований. Предварительное изучение минералогических проб может выполняться и в полевых условиях.

Оптико-минералогические методы применяются с целью определения структурных и текстурных типов апатитовых руд и апатитсодержащих пород, минерального (в том числе количественного) состава, форм, размера, характера взаимоотношений отдельных минералов (срастания, прорастания и т. д.), выяснения стадийности рудообразования, генезиса руд и рудно-петрографической зональности апатитоносных тел. Апатит и петрографические минералы исследуются в проходящем свете, рудные — в отраженном. Для количественного подсчета апатита и рудных минералов под микроскопом применяется способ А. А. Глаголова, методы полей (при малом содержании полезных компонентов), порошков или ряд других известных методик [3]. Наряду с общими сведениями о качественном и количественном минеральном составе оптико-минералогические методы способствуют выбору оптимального метода обогащения апатитовых руд.

Из существующих электронно-микроскопических методов для изучения плотных (невыветрелых) апатитовых руд и апатитсодержащих пород может быть применен метод угольных реплик, оттененных металлом, с механическим или химическим отделением их от исследуемой поверхности. Химическое отделение реплик проводится в соляной либо в плавиковой кислотах. Угольная реплика, оттененная платиной, дает возможность выявить детали строения и кристаллографических ограничений не только изучаемых индивидов, но и присутствующих в них тончайших вростков других микрокристаллических образований.

Последнее обстоятельство позволяет судить о форме нахождения различных элементов-примесей в кристаллах апатита. Для выполнения анализа этого вида необходим штук со свежим сколом и с природно-гладкой, ровной, незапыленной поверхностью. Оптимальный размер образца  $2 \times 3$  см. Для получения аналогичных сведений по минералам рыхлых или слабосцементированных руд и пород кör выветривания применим метод супензии. Проба для анализа предварительно растирается до частиц размером 0,1—0,01 мм, затем диспергируется ультразвуком. Масса препарата 5—7 г.

В основе метода инфракрасной спектроскопии (ИКС) лежит явление взаимодействия инфракрасных лучей с веществом, через которое они проходят. Согласно теории колебаний конкретная функциональная группа атомов заданной локальной симметрии характеризуется определенным набором частот колебаний ее внутренних и внешних связей настолько четко, что появление на инфракрасных спектрах поглощения (либо отражения) характеристических полос абсорбции (или отражения) позволяет говорить о наличии в структурном мотиве кристаллического каркаса вещества именно этой функциональной группы.

Частоты поглощения функциональных групп очень устойчивы относительно изменения агрегатного состояния вещества. Набор частот полос поглощения на инфракрасном спектре механической смеси ряда веществ состоит из частот полос поглощения функциональных групп отдельных компонентов, интенсивность проявления зависит от их концентрации. На этом основан принцип диагностики и количественного анализа минеральных проб методом ИКС.

Известно, что изоморфизм меняет локальную симметрию анионных комплексов в кристаллической структуре минерала. На инфракрасных спектрах это выражается в смещении частот максимумов полос абсорбции и расщеплении колебаний вырожденных форм. Согласно изложенному метод ИКС может быть успешно применен для изучения в монокристаллах группы апатита различных изоморфных замещений одних компонентов на другие, диагностики и выяснения принадлежности минерала к серии апатита, пироморфита или швабита. Метод позволяет исследовать механизм и характер вхождения изоморфных внедрений в кристаллическую решетку, определить их влияние на специфику тонкой структуры, изменение кристаллохимических характеристик и степени кристаллического совершенства минералов группы апатита [108, 250 и др.]. Знание перечисленных параметров позволяет понять законы формирования, многие физико-химические и технологические свойства минералов рассматриваемой группы.

Успешное применение метода ИКС для изучения структуры минералов требует комплексирования методов отражения и поглощения инфракрасных лучей. ИКС отражения проводится на

естественных зеркальных гранях монокристалла либо на ориентированных по кристаллографическим осям срезах монокристаллов с отполированной поверхностью. В практике же спектроскопических исследований наиболее широко применен стандартный метод ИКС поглощения. Препаратор для ИКС в последнем случае служит мономинеральная фракция любого размера кристаллов апатита массой 0,2 г. Методика препарирования общеизвестна и изложена в ряде работ [135 и др.].

Термобарометрические исследования включений в апатитах проводятся с целью определения физико-химических условий их формирования. К числу основных характеристик, получаемых в процессе этого изучения, относятся температурные условия, давление и химизм газово-жидких флюидов, отражающих в какой-то мере состав первичных рудообразующих растворов. Главными методами термобарометрических исследований являются декрепитационный, криометрический и определения газово-жидких включений, достаточно подробно освещенные в литературе [68, 69, 70, 155]. Существуют и другие методы термобарометрии, основанные на использовании данных о плотности, показателях преломления, твердости минералов и соотношении минеральных пар, рассматриваемых как твердые растворы [63, 139].

Радиометрические методы исследования апатитовых руд основаны на измерении естественной радиоактивности или концентрации радиоактивных элементов ( $U$ ,  $Th$ ,  $^{40}K$ ). В их задачи наряду с изучением измерения радиоактивности различных типов горных пород и руд входит определение природы радиоактивности (по соотношению содержаний  $Th$  и  $U$ ) и обоснование интерпретации полевых скважинных наблюдений. Радиометрические исследования позволяют устанавливать суммарную ( $\alpha + \beta + \gamma$ ) радиоактивность и раздельное определение радиоактивных элементов — методы  $\gamma$ -спектрометрии, комбинированные  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ -методы с применением временной селекции и др. [246]. Кроме того, эти методы способствуют выяснению пространственной приуроченности радиоактивных элементов к апатитовым рудам, апатитоносным горным породам и минералам определенных типов ( $\alpha$ ,  $f$ -радиография, электронная радиография).

Детальное изучение связей радиометрических параметров с особенностями минерально-петрографического состава горных пород и руд служит основой корреляционного анализа, направленного на разработку радиометрических методов поисков и оценки месторождений апатитовых и комплексных апатито содержащих руд. Методики измерения радиоактивности и содержания радиоактивных элементов зависят от выбора аппаратуры и способа регистрации радиоактивного излучения [80, 246]. Для исследований готовится порошкообразный препарат (200—500 меш) массой 20—500 г в зависимости от метода изучения.

Технологические испытания руд проводятся для выяснения возможности получения из них апатитового и других рудных

и нерудных концентратов, соответствующих требованиям ГОСТов, и определения целесообразности постановки разведочных работ на изучаемых объектах.

Технические испытания включают измерения средней плотности, влажности, газонасыщенности, кусковатости, коэффициента разрыхляемости, твердости, пластичности, сопротивления раздавливанию и ряда других свойств руд и пород. Необходимые сведения по методике технических испытаний изложены в работе В. М. Крейтера [126].

### Глава III

## СПОСОБЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ АПАТИТОВЫХ РУД

В общем комплексе прогнозно-поисковых исследований перспективная оценка тех или иных проявлений апатита и определение прогнозных запасов апатитовых руд (или  $P_2O_5$  в рудах) осуществляются на заключительных этапах всех подстадий поисков. В отличие от запасов категорий А, В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, подсчитываемых в пределах блоков, установленных по геологоразведочным и геофизическим данным, прогнозные запасы относятся к категории предполагаемых, определяемых косвенно, без чёткого установления «... контуров их распространения и без аналитического определения качества полезного ископаемого» [7, с. 227] или с частичным привлечением аналитических данных.

Оценка прогнозных запасов производится с учетом множества геолого-геофизических и геохимических факторов, характеризующих в конечном счете условия образования, закономерности размещения и локализации апатитового оруденения в пространстве и во времени. Данные о прогнозных запасах позволяют судить о возможности расширения сырьевой базы апатитовых руд и улучшения её территориального положения. Одновременно они способствуют перспективному планированию и оптимальному выбору направления работ на апатиты на всех стадиях геологоразведочного процесса.

### 1. Классификация прогнозных запасов

Прогнозные запасы классифицируются с учетом принципа последовательного отдаления от изучаемых объектов (месторождений, рудных полей, районов и т. д.). Соответственно выделяются прогнозные запасы следующих групп, рекомендованных В. М. Борзуновым (1977 г.): возможные — прогнозные запасы площадей (участков), соответствующих рудоносным структурам с известным промышленным апатитовым оруденением, в пределах которых по имеющимся критериям есть вероятность

открытия новых месторождений, рудных тел или существенного увеличения запасов апатита на флангах и более глубоких горизонтах разведанных или эксплуатируемых объектов; предполагаемые — прогнозные запасы площадей, соответствующих геологическим структурам, в пределах которых известны перспективные проявления апатита и обнаруживаются поисковые критерии, указывающие на вероятность открытия промышленного оруденения; проблематичные — прогнозные запасы площадей, отвечающих геологическим структурам, в пределах которых еще не известно промышленное апатитовое оруденение, но оно предполагается теоретически, исходя из косвенных признаков.

По данным Д. В. Рундквиста и др. [176], допустимая ошибка подсчета запасов по категории С<sub>2</sub> ± 50—75 %. Для прогнозных запасов указанных групп предлагаются принять следующие вариационные значения с отклонением от истинных: возможных (вероятных, или запасов категории D<sub>1</sub> по Д. В. Рундквисту и др.) — в 2 раза, предполагаемых (перспективных, или категории Е) — в 3 раза, проблематичных (потенциальных, или категории F) — в 5 раз. Однако применять в настоящее время указанные отклонения надо с большой осторожностью, поскольку серьезных исследований в этом направлении не проводилось и соответственно не существует методики их определения.

Разработка поисковых критериев и методов количественной оценки прогнозных запасов осуществляется на примере конкретных промышленных типов месторождений апатита, прежде всего освоенных или намеченных к освоению, и определенных территорий их сосредоточения. Основные методы перспективной оценки апатитоносных объектов — структурно-формационный и рудно-формационный с использованием всей имеющейся информации (геолого-геофизической, минералого-геохимической и др.).

Достоверность оценки прогнозных запасов зависит от масштаба исследований, степени изученности объектов, обоснованности и информативности поисковых предпосылок и признаков, сложности геологического строения рудоносных площадей, месторождений, рудных тел и характера оруденения. Базовыми материалами для подсчета прогнозных запасов служат прогнозные карты различного масштаба. В каждом конкретном случае они составляются до глубин, доступных для эксплуатации в современных условиях, в ближайшей и обозримой перспективе.

Соответственно расчет прогнозных запасов производится в двух вариантах: 1) исходя из существующих кондиций по эксплуатируемым, разведенным или разведуемым месторождениям; обычно планируется изучать и осваивать эти запасы (главным образом возможные) в ближайшие 10—15 лет; 2) с учетом вероятных изменений кондиций, обусловленных научно-техническим прогрессом в добыче, обогащении и потреблении апатитового сырья; сюда следует отнести снижение бортового содержания  $P_2O_5$  (до 4 и даже 2 %), увеличение глубины и эффективности

отработки апатитовых руд, вовлечение в изучение известных перспективных и потенциальных проявлений апатита; рассматриваемые прогнозные запасы (преимущественно предполагаемые и проблематичные) могут быть освоены промышленностью через 20–30 лет.

## 2. Методы количественной оценки прогнозных запасов

Методика количественной оценки прогнозных запасов апатита до настоящего времени оставалась не разработанной. Применившийся метод экспертных оценок по ряду объектов приводил к противоречивым прогнозным заключениям, вследствие чего конечные результаты (выводы) в большинстве случаев принимались волевым решением.

Необходимо заметить, что перспективной оценке запасов в основном рудных полезных ископаемых посвящено большое число работ. Принципы и методы определения запасов весьма разнообразны и базируются на различных исходных данных. Для прогноза масштаба оруденения используют материалы литогеохимических съемок [29, 106, 195 и др.], геофизических исследований, особенно магнитометрических [30], определения показателей сложности геологического строения и степени изученности территории с учетом других диагностических факторов [25, 64, 86], математической статистики, дискретного и информационного анализа, метода распознавания образов [1, 88, 117, 170, 221 и др.]. Анализ этих материалов позволяет рекомендовать для количественной оценки прогнозных запасов апатита следующие методы: 1) геолого-статистический, 2) относительных баллов и 3) информационно-логические. При применении этих методов широко используют математический аппарат и расчеты на ЭВМ.

Сущность геолого-статистического метода состоит в сравнительном анализе и распространении с определенными поправочными коэффициентами (или без них) основных характеристик эксплуатируемых или разведанных месторождений на неразведанные, слабо изученные части (глубокие горизонты, фланги и т. д.), перспективные участки и структуры в пределах рудного поля. При этом либо устанавливаются удельные запасы  $P_2O_5$  в единице объема (1 или  $10\text{ m}^3$ ), которые с внесенными корректировками или без изменения применяют для расчетов на прогнозных площадях, либо вычисляются устойчивые усредненные параметры рудных тел эталонных объектов (содержание  $P_2O_5$ , мощность и протяженность, склонение и др.), используемые в дальнейшем для оценки новых объектов.

Анализ материалов разведки показывает, что у магматических и метаморфогенных месторождений апатита наиболее варьируют мощность и протяженность рудных тел, в то время как глубина залегания тел и содержание  $P_2O_5$  в рудах остаются

сравнительно выдержаными или меняются постепенно. При количественном прогнозе экзогенных проявлений помимо их связей с той или иной продуктивной формацией и структурно-геоморфологическими факторами необходимо учитывать состав исходного субстрата, масштабы его развития, содержание в нем  $P_2O_5$ , морфогенетический тип и полноту проявления зональности коры выветривания. Доказано, что промышленные остаточные и остаточно-инфилтратионные месторождения апатита (франклита) формируются преимущественно на карбонатном субстрате с первичным содержанием  $P_2O_5$  не менее 3–4%. В результате процессов выветривания концентрация  $P_2O_5$  в конечном продукте возрастает, как правило, в 2,5–3 раза, в то время как на силикатных горных породах и рудах она увеличивается весьма незначительно.

Таким образом, при прогнозировании запасов необходимо учитывать изменение мощности, длины рудных тел по простиранию и падению, содержания  $P_2O_5$ , а также ряд других геологических факторов (наличие пострудной тектоники, интрузивной деятельности и др.). В соответствии с изложенным для оценки возможных прогнозных запасов предлагаются следующие формулы:

$$Z_v = K_o \cdot B \cdot P, \quad (1)$$

$$Z_v = K_o \cdot C \cdot P \cdot D / 100\%, \quad (2)$$

где  $Z_v$  — возможные прогнозные запасы, т;  $K_o$  — общий поправочный коэффициент;  $B$  — удельные запасы  $P_2O_5$ , т/ $\text{m}^3$ ;  $P$  — объем рудного тела (рудной массы месторождения),  $\text{m}^3$ ;  $C$  — среднее содержание  $P_2O_5$  в руде или рудной массе, %;  $D$  — средняя плотность руды в недрах, т/ $\text{m}^3$ .

Перечисленные параметры определяются на эталонном объекте и корректируются по данным детальной или крупномасштабной прогнозной карты. Общий поправочный коэффициент ( $K_o$ ) выводится путем перемножения частных коэффициентов, отражающих, например, степень изученности объектов ( $K_u$ ), сложность их строения ( $K_c$ ), неравномерность распределения промышленного оруденения ( $K_p$ ) и др. Коэффициент рудоносности ( $K_p$ ) вводится для исключения безрудных участков в тех случаях, когда известно, что прогнозируемые месторождения характеризуются крайне неравномерным распределением промышленно ценных руд. Он представляет собой отношение объема рудной части месторождения (залежи, участка или отдельного блока) ко всему объему продуктивных пород, подсчитанному на месторождении (залежи, участке и др.) [22]. Коэффициент рудоносности всегда меньше единицы и чаще всего равен 0,9–0,7, в отдельных случаях уменьшается до 0,3 [172].

Метод относительных баллов (или логико-вероятностный) может быть использован для расчета прогнозных запасов всех групп, но наиболее целесообразно его применение для оценки

предполагаемых и проблематичных запасов. Суть метода заключается в выборе поисковых предпосылок и признаков апатитового оруденения на конкретных эталонных объектах, разработке балльной шкалы (в абсолютных цифрах) для оценки степени благоприятности и информативности (меры совпадения) указанных признаков и в проведении сравнения (по относительным баллам) прогнозируемых объектов с эталонными с учетом поправочных коэффициентов. Формула подсчета относительных баллов выглядит следующим образом:

$$O_6 = B \cdot 100\% / 5H, \quad (3)$$

где  $O_6$  — относительная сумма баллов;  $B$  — абсолютная сумма баллов;  $H$  — число известных устойчивых предпосылок и признаков апатитового оруденения, учитываемых при сравнении; 5 — условно принятая балльная шкала.

Оценка производится в следующей последовательности. В таблице, где в боковике показаны сравниваемые объекты (месторождения, проявления), а в головке — поисковые предпосылки и признаки, проставляются баллы в условно принятой разбивке (в частности, 5-балльной). Для каждого объекта подбивается сумма баллов (абсолютная), а затем рассчитывается сумма относительных баллов — как отношение абсолютной суммы к произведению числа известных факторов на их максимальную оценку.

Ю. М. Кирнарский и Л. А. Стрельникова (1972 г.) считают, что данная операция обусловлена неполнотой сведений по многим районам о тех или иных геологических факторах размещения и локализации полезной минерализации, в связи с чем затруднительно прямое сопоставление по абсолютной сумме баллов разведанных месторождений и достаточно хорошо изученных площадей с неразведенными или слабо исследованными проявлениями и территориями. Это заставляет применять относительные величины, выраженные в процентах. Непосредственно количественная оценка прогнозных запасов производится с учетом сходства относительной величины сравниваемых проявлений (рудоносных площадей) с относительными величинами эталонных объектов. Формула расчета имеет вид:

$$Z_n = \frac{S_n}{S_e} \cdot \frac{O_{6(n)}}{O_{6(e)}} \cdot Z_e, \quad (4)$$

где  $Z_n$  — предполагаемые прогнозные запасы, т;  $S_n$  — площадь прогнозируемого объекта, м<sup>2</sup>;  $S_e$  — площадь эталонного объекта, м<sup>2</sup>;  $O_{6(n)}$  — сумма относительных баллов прогнозируемого объекта;  $O_{6(e)}$  — сумма относительных баллов эталонного объекта;  $Z_e$  — запасы эталонного объекта, т. В ряде случаев в формулу (4) может быть введен дополнительно общий поправочный коэффициент ( $K_o$ ), определяемый, как и для формул (1) и (2), перемножением частных коэффициентов ( $K_i$ ,  $K_p$  и др.).

Сущность информационно-логических методов, базирующихся в основном на математической теории распознавания образов и документалистике, состоит в проведении диагностического анализа и в поиске ответов на поставленную прогнозную задачу путем сравнения материала обучения на эталонах с материалами экзамена на пробах — месторождениях, рудопроявлениях, рудоносных площадях. Формационная принадлежность тех или иных объектов определяется предварительно по совокупности предпосылок и признаков с помощью критерия Пирсона ( $\chi^2$ ) или многофакторного анализа [117].

Применение рассматриваемых методов в геологии месторождений апатита сдерживается главным образом недостаточной изученностью подавляющего числа известных проявлений, в связи с чем затрудняется отбор и классификация признаков, которые явились бы общими для всех исследуемых объектов. Необходимость использования при решении прогнозной задачи информации одного уровня ограничивает число учитываемых геологических факторов. Указанными причинами объясняется ограниченная применимость информационно-логических методов, в частности — только для оценки возможных и иногда предполагаемых прогнозных запасов.

Использование информационно-логических методов предусматривает в первую очередь разработку шкалы системы предпосылок и признаков месторождений апатита, которые можно разделить на шесть групп: 1) геотектонические, 2) структурно-тектонические, 3) возрастные (стратиграфические), 4) петрологово-петрографические, 5) минерало-геохимические и 6) геофизические. В дальнейшем осуществляется сбор и накопление информации, ее кодирование и записывание на перфокарты. Первой стадией обработки накопленного «... материала являются логические и статистические прикидки, выполненные специалистом по данному виду месторождений с использованием перфокарт. Извлеченные затем из перфокарт данные служат основой для составления сводных таблиц, в свою очередь обрабатываются с помощью электронно-вычислительных машин методами математической статистики и дискретного анализа» [117, с. 76].

В результате оценки полученных данных выявляются объективные признаки принадлежности месторождения к той или иной геологической и рудной формации и определяются меры сходства с эталоном (эталонным типом), что позволяет уже судить о количестве прогнозируемого полезного ископаемого. Эти же приближенные сведения можно вывести путем построения по рудным эталонам многомерного уравнения регрессии, показывающего зависимость запасов от информативных критериев.

Для решения прогнозных задач особенно пригодны информационные методы, основанные на качественных (присутствует

или отсутствует признак) или полуколичественных данных, например с оценками проявления критерии в баллах. Так, в геологии довольно часто используется метод дискретной математической обработки информации, согласно которому по выработанному коду все признаки дискретны и могут принимать значения «1» — признак выполнен, «0» — признак не выполнен, прочерк — сведения отсутствуют. Составленная таким способом матрица, где строкам соответствуют эталоны, а столбцам — признаки, обрабатывается на ЭВМ с целью получения информационных весов признаков. Результаты этих исследований либо опровергают возможность сходства сравниваемого объекта с эталоном, либо его допускают, но в различной мере.

Применение дискретного анализа регламентируется следующими правилами [66]: 1) сведения отбираются и классифицируются, 2) определяется степень существенности предпосылок и признаков, производится их упорядочение по степени существенности и формируется поисковый критерий, 3) по комплексу признаков классифицируются ранее изученные объекты, 4) в построенной классификации находится место изучаемого объекта и по мере аналогии с изученными объектами оценивается его перспективность. Необходимо заметить, что применение дискретного анализа не приносит требуемого эффекта, если не соблюдаются следующие условия: 1) изучаемые объекты должны характеризоваться высокой степенью однородности по минеральному составу и геологическим условиям нахождения; 2) они должны быть расположены в пределах единого рудного поля или района, при этом небольшого по размерам (фактор однородности строения). Один из существенных недостатков метода, основанного на дискретном анализе, помимо указанного качественного характера исходных данных — большая затрата машинного времени при значительном числе признаков.

В геологии применяется еще ряд алгоритмов распознавания образов, большинство из которых также оперирует качественными параметрами («Кора», «Диагноз», «Обобщенный портрет», «Голотип» и др.). Для алгоритмов, использующих статистические методы («Расстояние Махалонобиса» и др.), при описании каждого класса необходимо привлекать значительное число эталонов, а при этом многообразие признаков отрицательно сказывается на качестве классификации.

Как уже отмечалось, в настоящее время число эталонных месторождений апатита незначительно, хотя число признаков изученных объектов весьма велико, а информативность признаков чаще всего неизвестна. В этих условиях можно предложить относительно простой алгоритм, суть которого заключается в построении в многомерном пространстве известных признаков точек, соответствующих исследованным объектам, среди которых находятся эталоны рудного и безрудного классов, а также объекты, подлежащие классификации, т. е. находящиеся в стадии

перспективной оценки. Из совокупности признаков выбирается система максимальной информации, в пространстве которой эталоны различных классов составляют компактные группы, причем группы различных классов максимально удалены друг от друга. Степень компактности объектов определяется вычислением коэффициента корреляции между ними по системе признаков.

Получение информативной системы производится в следующей последовательности: 1) находятся коэффициенты корреляции между эталонами по сумме признаков; 2) из исходной совокупности поочередно отбрасывается каждый признак, и коэффициенты корреляции вычисляются заново в новом многомерном пространстве. Сравнивая полученные корреляционные матрицы с исходной, выявляют такие признаки, которые наиболее нарушают компактность групп эталонов и поэтому должны окончательно отбрасываться. Повторяя указанную операцию, в конечном итоге получают такую систему признаков, в которой группы эталонов располагаются компактно, т. е. несут наиболее информативные сведения для решения поставленной задачи.

Измерение в многомерном пространстве информативной системы признаков коэффициентов корреляции между эталонами и изучаемыми объектами дает возможность оценить степень их близости и отнести последние к тому или иному классу. На следующем этапе приближенно определяются прогнозные запасы объектов, для чего по рудным эталонам строится многомерное уравнение регрессии, показывающее зависимость запасов от информативных признаков. Подставляя в это уравнение данные по объектам, получают наиболее вероятные прогнозные запасы.

Для прогнозных целей можно рекомендовать также применение упрощенных математических методов, заимствованных из теории распознавания образов и апробированных при металлогенических исследованиях. Сюда следует отнести, например, методы подсчета корреляции минерального состава руд сравниваемых месторождений с использованием формул [117, 235]:

$$\rho = 1 - \frac{\sigma}{\sigma_{\max}}, \quad (5)$$

где  $\rho$  — коэффициент сходства месторождений;  $\sigma$  — сумма модулей разностей содержаний одноименных минералов,  $\sigma_{\max}$  — максимальная сумма модулей разностей для данной группы месторождений;

$$\rho = \frac{\langle ab \rangle}{|a||b|} = \frac{a_1 b_1 + a_2 b_2 + \dots + a_n b_n}{\sqrt{a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_n^2} \cdot \sqrt{b_1^2 + b_2^2 + \dots + b_n^2}}, \quad (6)$$

где  $a_1, \dots, a_n$  — число минералов в первом месторождении;  $b_1, \dots, b_n$  — число минералов во втором месторождении;  $n$  — число сравниваемых минералов. Формула (6) позволяет вычислить коэффициент сходства при недостаточно установленной

частоте встречаемости отдельных минералов [235]. По значениям коэффициента сходства определяется принадлежность групп месторождений к той или иной рудной формации. Обычно для одноформационных месторождений его величина превышает 0,6 [7]. Для однородных по минеральному составу месторождений затем составляется шкала устойчивых предпосылок и признаков, оцениваемых балльным методом.

Сравнение месторождений (рудных полей, районов и провинций) может быть проведено путем расчетов по формуле [129]:

$$K = \frac{n}{2} \cdot \frac{N_a + N_b}{N_a \cdot N_b}, \quad (7)$$

где  $K$  — коэффициент близости;  $n$  — число совпадений признаков объектов  $a$  и  $b$ ;  $N_a$  и  $N_b$  — число признаков объектов  $a$  и  $b$ . Этот метод требует предварительной детальной разработки шкалы устойчивых предпосылок и признаков на эталонных месторождениях\*.

Конкретное использование и комплексирование рассмотренных методов количественной оценки прогнозных запасов апатита определяется исходя из фактических материалов. Предварительно можно рекомендовать геолого-статистический метод для расчета возможных прогнозных запасов глубоких горизонтов и флангов апатит-нефелиновых месторождений Хибинских тундр, апатит-редкометальных и апатит-редкометально-железорудных месторождений карбонатитовых массивов и ряда других объектов. Для месторождений Хибинского plutона и карбонатитовых массивов целесообразно также применение информационно-логических методов, существенно повышающих точность подсчета возможных прогнозных запасов.

Методы относительных баллов и информационно-логические пригодны для подсчета предполагаемых прогнозных запасов апатита в карбонатитовых массивах Карело-Кольской, Восточно-Саянской, Маймеч-Котуйской, Алданской, Енисейской, Кокчетавской, Сетте-Дабанской, Украинской и Приморской провинций. Для оценки проблематичных запасов малоисследованных в отношении апатитоносности районов Средней Азии, Казахстана, севера Сибирской платформы и некоторых других территорий наиболее пригоден метод относительных баллов.

Результаты подсчета прогнозных запасов показываются либо непосредственно на прогнозной карте рядом с оцениваемыми объектами в соответствующих графах информационных блоков, либо выносятся на ее поля. Кроме того, к прогнозной карте прилагаются таблица прогнозных запасов и краткая объяснительная записка.

\* Примеры количественной оценки различных групп прогнозных запасов апатитовых руд с помощью указанного алгоритма и других рассмотренных методов приведены в работе А. С. Зверева и др. [169].

## Глава IV

### МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

#### 1. Месторождения апатита формации агпайтовых нефелиновых сиенитов

**Методика прогнозирования.** Методический подход к прогнозированию месторождений глинозем-фосфорной рудной формации, связанной с массивами агпайтовых нефелиновых сиенитов, определяется геолого-генетическими особенностями проявления, строения и размещения в пространстве и во времени указанных массивов. В числе таких главных факторов можно назвать следующие: 1) провинции апатитоносных массивов рассматриваемой формации располагаются на щитах, их склонах и в краевых частях платформ, а также в пределах других консолидированных структур, испытавших тектоно-магматическую активизацию; 2) наиболее высокопродуктивны многофазные, обычно концентрически-зонального строения массивы центрального типа с отчетливо проявленной кристаллизационной дифференциацией магматического вещества, характеризующиеся средними и высокими значениями коэффициента агпайтности; 3) промышленное апатитовое оруденение генетически (или парагенетически) связано со специфической группой магматических горных пород — ийолит-уртитовой ассоциацией — и приурочено к разрывным и складчатым структурам одинаковых типов.

Из перечисленных положений вытекают основные задачи, стоящие перед прогнозно-металлогеническими исследованиями разного масштаба: 1) обзорными и мелкомасштабными — выделение рудно-магматических апатитоносных провинций, зон, районов и узлов; 2) региональными — выделение в пределах названных металлогенических подразделений площадей с различной потенциальной перспективностью на основе сравнительной оценки состава, истории формирования, внутреннего строения и степени апатитоносности пород известных массивов и выявление новых перспективных объектов по результатам анализа геолого-геофизических, минералого-geoхимических и других материалов; 3) локальными — определение структурной позиции и ожидаемых минеральных и морфологических типов апатитового оруденения, научное предсказание поведения оруденения на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений.

Реализация поставленных задач осуществляется в ходе комплексного геолого-металлогенного анализа с привлечением системы прогнозно-поисковых предпосылок и признаков, выработанной в результате обобщения материалов поисков, разведки и специальных тематических исследований (табл. 22).

Таблица 22

## Прогнозно-поисковые критерии месторождений апатита-формации агпантовых нефелиновых сиенитов

Критерий	Масштабы прогнозных исследований		
	Обзорный и мелкий	Региональный	Локальный
<i>Предпосылки</i>			
Геотектонические Главные геотектони- ческие элементы	Шиты, склоны и краевые части древних платформ	—	—
Этап развития	Активационный	—	—
Эндогенно-вещественный профиль структур	Фемический	—	—
Геолого-геофизические	Области поднятия мантии и наименьшей мощности земной коры	—	—
Структурно-тектониче- ские	Сводовые поднятия, системы рифтов (авлакогенов), зоны глубинных сквозьструктурных разломов	Грабенообразные вулкано-тектонические депрессии, гра- ници блоков с различной геологической историей, коорди- национно-тектонические зоны (пересечения 'палеорифтов' поперечными и диагональными разрывами), центральные части региональных колывевых структур по дешифрирова- нию космических снимков	—
<i>Тектоно-магматические</i>			
Стратиграфические	Кальдерные депрессии	Кольцевые, конические разломы и внутриинформационные срыва, радиальные, разломы	Флексурыные перегибы, склад- чатые формы высоких поряд- ков
Формационные	Области проявления щелочного магматизма в активизи- рованных тектонических элементах земной коры	—	—
Петрологические	Агпантовые нефелиновые сиениты и других щелочных формаций, в том числе ультрасосновых — щелочных пород и карбонатитов	—	—
Фазово-фациональные	Многофазные расслоенные интрузивы, эвтектика сдвигу- та в сторону нефелина	Высокая степень дифферен- циации пород ийолит-ургито- вой ассоциации	—
<i>Минералого-петрографи- ческие</i>			
Петрографические типы пород	Наличие самостоятельной ийолит-ургитовой фазы, эндокон- тактовые фации средних и поздних субфаз	Ийолит-ургитовая группа по- род	Фойяиты, хибиниты, лявохориты, рищорриты, ийолиты, ургиты и сопутствующие им комплексы щелочных эфу- зивов (эпилейцитовые порфирь, фонолиты и т. д.); малая доля агпантовых пород; в дайковой серии распространены щелочные лампрофирь и щелочные базальтоиды

Масштабы прогнозных исследований			
Критерий	Обзорный и мелкий	Региональный	Локальный
<b>Минералогические особенности состава пород</b>	Главные и второстепенные: эвдиалит, лампрофиллит, астрофиллит, сфен, титаномагнетит, мурмансит, лопарит и т. д.; характерные акцессории и редкоземельные: апатит, эвдиалит, флюорит, ринколит, лампрофиллит, лепидомелаит, пектолит, энгматит	—	—
<b>Петрохимические</b>	Коэффициент апатитности 1,0—1,1; Na>K; Fe — много; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ ; Ca + Mg — позиционное количество	Минералы, содержащие легчие компоненты: висмутомит, содалит, нозеан, апатит, сфен, титаномагнетит	—
<b>Глубины эрозионного спреза</b>	—	Предпочитительны средние и, возможно, нижние части мас-сивов	—
<b>Петрофизические</b>	Данные о магнитной восприимчивости и радиоактивности приведены в табл. 19	—	—
<b>Геофизические</b>	Характеристика магнитных, гравитационных, радиоактивных аномалий приведена в табл. 19	—	—
<b>Неогеотоннические</b>	Зоны и пояса повышенной сейсмоактивности, эпицентры низкобалльных землетрясений	—	—
<b>Геоморфологические</b>	Наличие горных массивов с платообразными вершинами, резко возвышающимися над окружающими плоскогорьями, с рельефом; радиальный и радиально-концентрический рисунок гидросети	—	Кольцеобразные резкие изгибы речных долин
<b>Дешифропочечные</b>	Региональные кольцевые структуры, зоны сопряжения продольных и диагональных разломов (материалы космических и высотных съемок)	—	Кольцевые, серповидные, радиальные зоны повышенной трещиноватости
<b>Признаки Минерализации (тип минерализации)</b>	—	Апатит-нефелиновый, нефелин-апатитовый (основных, залежей), сфен-титаномагнетитовый, (высокого бока залежей)	—
<b>Минералогические</b>	—	Наличие апатитовых и апатитодержащих руд, ийолит-уритовых групп пород в виде валунов, галек, обломков	—
<b>Геохимические</b>	—	Комплексные шлиховые ореолы: апатит-сфен-титаномагнетитовые, апатит-сфеновые, апатит-титаномагнетитовые	—
<b>Особенности экзоконтактовых и перекрывающих тела пород</b>	—	Первичные литохимические ореолы: F, Cl, Sr, Hf, TR, Zr, Ta, Nb; вторичные литохимические ореолы: P, Sr, TR, Zr, Ta, Nb; гидрохимические аномалии с повышенным содержанием в грунтовых и подземных водах F, Cl и фосфат-аниона; атмогеохимические аномалии углеводородных газов,	—
<b>Типоморфные особенности апатита</b>	—	Наличие ксенолитов «сливная», сферолитовая, короткостолбчатая, игольчатая, зернистая; размер кристаллов 1—11 мм, преобладает 2—3 мм; цвет светло-зеленый, белый, сероватый, зеленовато-желтый; $n_o = 1,636$ , $n_e = 1,633$ ; плотность 3,39—4,90 г/см <sup>3</sup> ; высокое содержание стронция (3,39—4,90 %), редкоземельных элементов (главным образом церия, лантана, фтора) — 2,8—3 %	—

*Обзорный и мелкомасштабный прогноз* начинается с оценки самых общих представлений о возможной геотектонической позиции апатитоносной формации агпайтовых нефелиновых сиенитов. В сферу анализа вовлекаются наиболее устойчивые, консолидированные тектонические элементы земной коры: щиты, их склоны, краевые части платформ, интракратонные поднятия фундамента (кристаллические массивы) и срединные массивы геосинклинально-складчатых областей фанерозоя, представляющие собой обломки древних платформ. В пределах указанных геотектонических элементов весьма благоприятными магмоконтролирующими структурами являются системы рифтов, отдельные палеорифты и зоны сквозьструктурных разломов, возникшие в активизационный этап развития того или иного региона.

Поскольку комплексы осадочных и вулканогенно-осадочных образований, синхронных процессам тектономагматической активизации, сохраняются исключительно редко, выделение границ названных структур базируется на совокупном анализе пространственного размещения формаций агпайтовых нефелиновых сиенитов, ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, щелочно-габброидной, а также образований складчато-разломной тектоники. В общем геотектоническом плане рифтовые зоны тяготеют, как правило, к осевым частям сводово-глыбовых поднятий древних складчатых областей. Последние, как показывают данные глубинного сейсмического зондирования, отличаются малыми мощностями земной коры, значительным подъемом поверхности Мохоровичча и повышенной сейсмоактивностью.

Результаты формационно-тектонического анализа отражаются на структурно-вещественной основе прогнозных карт. Показываются ареалы развития щелочных, щелочно-ультраосновных и щелочно-габброидных массивов, особыми знаками выделяются рудоносные участки и геофизические аномалии, природа которых может быть объяснена невскрытыми телами агпайтовых нефелиновых сиенитов и ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Сведения об апатитопроявлениях и месторождениях глинозем-фосфорной рудной формации совместно с другими фактическими данными, косвенно указывающими на потенциальную апатитоносность региона (о перспективных массивах, геофизических аномалиях, кольцевых структурах и др.), выносятся на вспомогательную карту прогнозных предпосылок и признаков (или карту рудной нагрузки).

В результате анализа всех имеющихся материалов в дальнейшем проводится металлогеническое районирование с выделением провинций, зон, крупных рудных районов и узлов. Затем на основе сравнительной оценки геологометаллогенических критериев обосновляются площади с разной степенью потенциальной апатитоносности и намечается очередность их дальнейшего изучения с указанием конкретных видов работ.

Более детальное определение закономерностей размещения апатитового оруднения выполняется в процессе мелкомасштабного прогнозирования. Выявляется рудоносность грабенообразных вулканических депрессий, шовных зон, блоков с различной геологической историей развития, координационно-тектонических зон и т. д. Наряду с материалами геологических методов анализа (тектонических, формационных и др.) используются результаты космических и высотных фотосъемок, дающих дополнительные сведения для выделения массивов центрального типа, положительных и кольцевых структур, благоприятных для обнаружения этих массивов. Привлекаются данные геофизических исследований — магнитометрических, гравиметрических, сейсмометрических и радиометрических. На этапе мелкомасштабного прогноза начинают учитываться также возрастные, петрохимические, минералого-петрографические и петрологические факторы.

Возрастной диапазон формирования массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов одной и той же провинции укладывается обычно в рамки периода, но близодновременные массивы могут иметь совершенно различную продуктивность. Более перспективны интрузивы, испытавшие глубинную магматическую дифференциацию, в связи с чем они отличаются многоэтапным характером внедрения. Общий повышенный геотермический градиент, обусловленный длительностью становления таких массивов, способствует еще большему расслоению вещества как в ходе его внедрения, о чем свидетельствуют субфазовые взаимоотношения горных пород, их порфировидные и трахитоидные структуры, так и во время нахождения в камере интрузива (кристаллизационная дифференциация — расслоенные, «стратифицированные» тела).

Отделение апатитового расплава от магмы идет в том случае, когда коэффициент агпайтности составляет 1—1,1. Миаскитовые комплексы, как известно, не несут промышленных концентраций апатита, поэтому определение соотношения содержаний суммы щелочей и глиноэма в тех или иных ассоциациях щелочных пород уже на этапе мелкомасштабного прогноза позволяет дифференцировать массивы нефелиновых сиенитов по степени их перспективности. Благоприятными факторами рудогенеза служат также сверхнормативное содержание железа, преобладание  $Fe_2O_3$  над  $FeO$ , низкая концентрация кальция и магния, резкое преобладание натрия над калием. Все эти показатели свойственны массивам предположительно со средним уровнем эрозионного среза.

*Региональный прогноз* начинается с пересмотра структурно-тектонических предпосылок, определяющих неоднородное, узловое размещение щелочных массивов внутри провинций, зон и районов. Анализ выполняется по материалам среднемасштабных геологических и геофизических съемок и результатам де-

шифрирования аэрофотоснимков. На данном этапе большое значение приобретает выяснение деталей внутреннего строения магмоконтролирующих вулкано-тектонических депрессий — выделение в них структур типа кальдер проседания и позитивных блоков, узлов сопряжения разрывных нарушений высокого порядка с региональными разломами, как возможных участков локализации апатитоносных массивов.

Погребенные и «слепые» интрузивы прогнозируются на основе геолого-геофизических факторов, в частности с привлечением карт аномальных геофизических полей ( $\Delta T$ ,  $\Delta Z$ ,  $\Delta g$ ). Массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов выделяются комплексными положительными аномалиями силы тяжести, отрицательными или положительными изометрическими концентрически-зональными магнитными и несколько повышенными радиоактивными аномалиями.

При региональном прогнозе помимо структурно-тектонического, формационного, рудно-формационного и других методов, используемых при обзорном и мелкомасштабном исследовании, решающее значение приобретают методы фазово-фациальный, минералого-петрографический, необходим также учет величины эрозионного среза. Влияние последнего критерия видно из сравнения апатитоносности Хибинского и Ловозерского plutонов. Относительно пониженное положение Ловозерского plutона в магмалокализующей структуре и связанный с этим заметно меньший срез обусловили вскрытие малопродуктивной (в отношении апатитового оруденения) апикальной части интрузива. По гравимагнитным данным продуктивный ийолит-уртитовый комплекс ожидается на большей глубине.

Позитивными факторами продуктивности массивов представляются их крупные размеры и многоэтапность формирования, выраженная появлением многочисленных петрографических разностей пород (фойяитов, хибинитов, лявочорритов, рисчорритов, ийолит-уртитов) и сопутствующих им комплексов щелочных эфузивов. Для дайковой серии таких интрузивов характерны щелочные лампрофиры и щелочные базальтоиды. Отличительной чертой горных пород щелочных массивов служит наличие в их составе весьма специфических минералов, в том числе с высоким содержанием летучих компонентов (см. табл. 22).

Весьма важный признак наличия промышленного апатитового оруденения — присутствие в сложном комплексе щелочных пород ийолит-уртитовых образований. В связи с особенностями их кристаллизации, обусловленными сдвигом эвтектики в сторону нефелина, апатит выделяется и кристаллизуется несколько позднее нефелина, накапливаясь в эндоконтактовых зонах средних и поздних субфаз указанного комплекса. Это обстоятельство позволяет выделять участки развития ийолит-уртитовых пород в качестве наиболее перспективных для поисков апатита.

При прогнозе необходимо учитывать также общий структурный рисунок апатитоносных магматических комплексов внутри массивов. В частности, комплексы могут быть представлены серией серповидных и пластообразных разобщенных тел, что вызвано особенностями строения магмалокализующей структуры либо влиянием конических разломов, сопровождающих рудоносные зоны и рудные поля. Для выяснения морфологии тел ийолит-уртитов используют результаты прямых геологических наблюдений, материалы горно-буровых работ, дешифрирования аэрофотоснимков, а в районах с мощными четвертичными отложениями — данные гравиметрии. Апатитоносные ийолит-уртитовые образования выделяются линейными положительными аномалиями  $\Delta g$  на фоне нормального спокойного поля вмещающих пород.

Ийолит-уртиты образуются на средних этапах формирования массивов центрального типа. Имея интрузивную природу (несмотря на, казалось бы, четкую «стратификацию»), они могут внедряться во все более ранние комплексы пород (автономные тела). Нельзя оставлять без внимания и более молодые образования, так как при общей пологой структуре массива и при наличии в ней камер отслоения также возможно появление промышленной минерализации. По геофизическим данным такие участки отмечаются комплексными положительными гравимагнитными аномалиями и отражающими горизонтами, соответствующими, возможно, кровле плотных пород ийолит-уртитового комплекса.

Локальное прогнозирование ведется преимущественно на структурно-петрографической основе и ограничивается главным образом полями развития пород ийолит-уртитовой ассоциации. В связи с этим анализируются в первую очередь петрологические, фазово-фациальные, структурные, геофизические и геохимические факторы контроля и локализации апатитового оруденения.

Прежде всего исходя из генетической концепции выделяются площади многофазного строения ийолит-уртитового комплекса, а среди них — участки, сложенные массивными уртитами, с которыми тесно связаны промышленные залежи апатита. Локализация рудных тел, как показывает практика, возможна в верхней части этих образований на контакте с перекрывающими породами и внутри них, вплоть до лежачего бока. При прогнозе необходим учет всех возможных вариантов размещения рудных тел. Однако более вероятна их локализация в пологих структурах, осложненных флексурными перегибами и складчатостью высокого порядка. Важное значение приобретает анализ элементов залегания поверхностей контактов разновозрастных интрузивных комплексов.

Специфические рудоконтролирующие структуры рудных залежей щелочных массивов — конические и кольцевые разломы.

Они располагаются обычно по границам комплексов пород, сформировавшихся в разные фазы. Постинтрузивные подвижки по ним и секущим разрывам усложняют размещение апатитовых тел, смещают их по падению или расчленяют на отдельные блоки по простирианию. Так, конический разлом Хибин более крутого падения, чем у рудных залежей, определил в ряде случаев их тектоническое выклинивание на глубине и тем самым формирование их конечного морфологического облика.

Разломы данного типа надежно выделяются геологическими методами с детализацией по материалам аэрофотосъемки. Обоснование же наличия радиальной системы разрывов, которые некоторыми исследователями считаются типичными для щелочных массивов, связано с трудностями прямого геологического картирования этих разрывов. Поэтому для решения вопроса о существовании нарушений подобного типа привлекаются аэрофотоматериалы, результаты неотектонических, геоморфологических и геофизических исследований.

На возможное положение не вскрытых эрозией рудных тел указывают локальные положительные магнитные и гравиметрические аномалии, фиксирующие сферовую минерализацию, сопровождающую обычно апатитовое оруденение. Непосредственными индикаторами рудных тел на глубине могут быть ореолы первичных образований — жилы и гнезда апатитового, сфер-апатитового или сферового состава, жилы уртитов, ювитов, ийолитов, малиньитов, мельтейгитов и луярбитов, пегматитов, метасоматически измененные участки пород, обогащенные нефелином, эгирином, лепидомеланом, сфером, титаномагнетитом, апатитом, зоны шпреуштейнизации. Косвенными показателями слепого оруденения служат также ксенолиты ийолит-уртитов в более молодых магматических породах, в том числе в их дайках. Значение первичных литогеохимических ореолов Nb, Ta, Sr и других элементов при разных глубинах залегания рудных тел пока однозначно не установлено, работы в этом направлении продолжаются. То, что присутствие таких ореолов является положительным признаком прогнозирования, — не вызывает сомнений.

Локальный прогноз опирается на совокупность представлений о строении рудолокализующих структур и рудных тел, данных по их вещественному и минеральному составу и др. Прежде всего определяется минеральный и структурно-текстурный типы руд. Промышленные руды обычно пятнисто-полосчатые нефелин-апатитового и апатит-нефелинового состава. Сфер-апатитовые, сфер-апатит-нефелиновые, сферовые и сфер-титаномагнетитовые руды не представляют большого интереса. Однако их появление используется в прогнозных целях, поскольку в большинстве случаев они слагают висячие бока и фронтальные части промышленных рудных тел. Имеются примеры, когда эти руды образуют самостоятельные объекты.

Руды промышленных типов характеризуются также специфическими особенностями морфологии и состава самого апатита, которые могут быть использованы при локальном прогнозировании (см. табл. 22). К их числу относится короткостолбчатый габитус кристаллов, «сливной» или сферолитовый тип строения. Окраска зерен обычно светло-зеленая, белая, сероватая, зеленовато-желтая. Игольчатые и крупнозернистые темноокрашенные разности апатита свойственны участкам, испытавшим перекристаллизацию под воздействием поздних интрузивных фаз. Иногда такой тип минерализации встречается в залывных бандах уртитовых жил на незначительном удалении от рудных залежей.

Для прогнозных целей важно использование физических свойств рудных тел. В геофизических полях апатит-нефелиновые залежи отличаются от вмещающих ийолит-уртитов заметно большей плотностью; в свою очередь над последними фиксируются положительные гравимагнитные аномалии, в то время как над апатитовыми рудами увеличение силы тяжести не сопровождается повышением интенсивности магнитного поля. Из этого правила исключаются участки развития сферовых, сфеританомагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых руд, которые имеют обычно локальное распространение.

При научном предсказании глубины распространения промышленных руд необходимо учитывать подмеченную закономерность вариаций их мощности тел, длины по простирианию и падению, выражющуюся соотношением 1:10 (20):5 (8). Эти параметры определяют пластообразную и линзовидную форму рудных тел, иногда нарушающую интра- и пострудными тектоническими подвижками. Протяженность и мощность апатит-нефелиновых залежей значительны, поэтому на локальных прогнозных картах они показываются в истинных контурах.

В процессе формирования рудные тела и месторождения наследуют анизотропию вмещающей среды. Они размещаются во флексурных полостях отслоения, повторяя элементы пространственной ориентировки (падение, простириание, склонение); в случае выполнения тектонических зон рудные тела подчинены внутренней структуре разрывов. Поэтому при локальном прогнозировании важное значение приобретает анализ структурных элементов вмещающих комплексов горных пород, способствующий выяснению ожидаемой морфологии рудных тел.

Для прогноза оруденения привлекаются, кроме того, данные изучения вторичных ореолов рассеяния фосфора и элементов-индикаторов (Sr, TR, Zr, Ta, Nb и др.), гидрохимического опробования грунтовых вод (аномальные концентрации F, Cl и фосфат-иона) и результаты атмогеохимических исследований (аномалии углеводородных газов). Всесторонний учет и критическая оценка информативности всех предпосылок и признаков (см. табл. 22) позволяют обеспечить высокую эффектив-

ность следующих за прогнозно-металлогеническими исследованиями поисковых работ.

**Методика поисков.** Критерии поисков апатит-нефелиновых месторождений определяются прежде всего охарактеризованными факторами связи этих объектов с интрузивным комплексом ийолит-уритов. Общим отражением такой связи служит магматический контроль или постоянная и тесная пространственная приуроченность промышленных месторождений и проявлений апатита к породам ийолит-уритовой ассоциации. Поэтому в задачи поисков на ранних подстадиях входят обнаружение массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов и проведение в их пределах исследований, направленных на выявление интрузии ийолит-уритов и предварительную оценку их апатитоносности. Поисково-оценочные работы ставятся уже на локализованных перспективных участках ийолит-уритов и включают решение вопросов обоснованного выбора тех или иных объектов под предварительную разведку.

*Общие и детальные поиски* осуществляются с применением следующих методов: 1) геологической съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 10 000; 2) геофизических (магнито-, грави- и радиометрии и сейсморазведки); 3) литогеохимических; 4) шлихоминералогического и протолочно-шлихового; 5) маршрутных поисков; 6) горно-буровых и опробовательских. Их проведению предшествует выполнение комплекса аэрогеофизических исследований (магнито-гаммаспектрометрической съемки), дополняемых дешифрированием аэрофотоснимков и аэровизуальными наблюдениями. Проверка аэроаномалий производится наземными геофизическими методами — магнито-, грави- и сейсморазведкой.

**Схема рациональной методики поисков месторождений апатит-нефелиновых руд формации агпайтовых нефелиновых сиенитов в районах:**

открытых

закрытых

*Общие поиски*

1. Комплексная аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка (масштаб 1 : 50 000—1 : 25 000).
2. Геологическая съемка со специальными задачами (масштаб 1 : 200 000—1 : 100 000).
3. Магнито- и гравиразведка, радиометрия.
4. Поисковые маршруты, сопровождаемые литогеохимической съемкой по вторичным и первичным ореолам рассеяния и шлиховым опробованием водотоков.

открытых

закрытых

*Детальные поиски*

1. Геологическая съемка со специальными задачами (масштаб 1 : 50 000—1 : 10 000).
2. Геофизические исследования (грави-, магнито-, электро- и сейсмометрия).
3. Литогеохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния.
4. Поисковые маршруты.
5. Горно-буровые и опробовательские работы.

*Поисково-оценочные работы*

1. Геофизические исследования (грави-, магнито- и радиометрия).
2. Буровые и опробовательские работы (в том числе НАК).
3. Мелкообъемное технологическое опробование.

То же что и в открытых районах.

Отличительная черта гравимагнитных полей, создаваемых щелочными массивами, — их концентрически-зональное строение, выражющееся чередованием сопряженных разной интенсивности кольцевых, полукольцевых и серповидных локальных аномалий. По характеру их размещения и смены геофизических полей в пространстве в первом приближении выясняется складчато-разломная структура района в целом и внутреннее строение отдельных массивов. По дешифровочным и аэровизуальным признакам контуры некоторых щелочных массивов могут быть отбиты по границе развития платообразных горных сооружений, заметно возвышающихся над окружающими увалисто-холмистым или мелкосопочным пенепленизованным рельефом. Системы разрывов отражаются зонами региональной повышенной трещиноватости пород, радиальным и радиально-концентрическим рисунком гидросети.

Применение наземных геофизических методов возможно при отличии ийолит-уритов от окружающих комплексов большими плотностью и намагниченностью. На фоне спокойных однородных физических полей эти образования отмечаются четкими аномалиями  $\Delta g$  и  $\Delta Z$ . Сейсморазведка методом отраженных волн на определенных глубинах фиксирует по отражающим горизонтам поверхности, отождествляемые с кровлей продуктивных ийолит-уритов.

Одновременно с геофизическими исследованиями проводятся поисковые маршруты и геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с попутными радиометрическими наблюдениями (гамма-съемка и выборочная гамма-спектрометрия), сопровождае-

мые литогеохимическим и шлиховым опробованием, прходкой горных выработок, картировочных скважин и их опробованием. Целесообразно также проведение на относительно перекрытых участках гамма-шпуровой или эманационной съемок.

В результате выполнения указанного комплекса работ, соответствующих подстадии общих поисков, удается осветить главные черты строения тех или иных массивов, выявить среди них ийолит-уртитовые и охарактеризовать их общие перспективы на апатитовое оруденение. В необходимых случаях, особенно когда предполагается залегание на глубине слепых рудных тел, проходятся два-три профиля буровых скважин по сетке (2000—3000) × (500—1000) м.

Детальные поиски начинаются грави- и магнитометрическими исследованиями. Как показывает практика, апатит-нефелиновые рудные тела выделяются положительной аномалией  $\Delta g$  (0,1—0,3 мгалл) при нейтральном магнитном поле, не отличающемся от поля  $\Delta Z$  над уртитами. В то же время контакты ийолит-уртитового комплекса с рисчорритами выделяются исключительно четко, так как поле  $\Delta Z$  над немагнитными рисчорритами характеризуется очень слабыми аномалиями, амплитуда которых в десятки раз меньше, чем над ийолит-уртитами. Следовательно, магниторазведка для проведения прямых поисков рудных тел не применима, зато она является хорошим картировочным методом и косвенно способствует выявлению апатитового оруденения.

С помощью геологической съемки масштаба 1:10 000, как поискового метода, выясняются границы распространенияrudовмещающих ийолит-уртитовых пород, их внутреннее строение (стратификация), последовательность формирования, положение в разрезе продуктивных тел, их морфология и т. д. В составе съемки или самостоятельно осуществляются радиометрические (гамма-спектрометрические) исследования, литогеохимические съемки по первичным и вторичным ореолам рассеяния, потолочно-шлиховые и другие виды опробования пород и руд. Проходятся также горные выработки и картировочные скважины.

В совокупности со съемкой целесообразно изучение опорных разрезов продуктивного комплекса, расположенных последовательно на расстоянии 2—2,5 км друг от друга вкрест простирации интрузии. По этим опорным профилям проводится более подробное и непрерывное описание всех пересекаемых пород с разделением их на разновидности, характеристикой структурно-текстурных особенностей и взаимосвязей, определением относительного возраста и т. д., а также с опробованием для анализов разных видов.

Планомерные поисковые маршруты рекомендуется начинать с участков с установленным трехчленным строением ийолит-уртитового комплекса, включающего продуктивные массивные ур-

титы (II субфаза), трахитоидные ийолит-уртиты (I субфаза) и перекрывающие трахитоидные ийолиты, уртиты, ювиты, мельтейгиты и малиниты (III субфаза). Основное внимание при этом уделяется изучению и опробованию контакта массивных уртитов с породами III субфазы, где проявляется обычно промышленная апатитовая минерализация. Следует учитывать, кроме того, другие возможные позиции оруденения, в частности приуроченность его к внутренним частям горизонта (толщи) уртитов вплоть до лежачего бока.

При неполном (одно- или двухчленном) строении ийолит-уртитовой интрузии в ее разрезе на поверхности могут отсутствовать продуктивные массивные уртиты. Тогда для выяснения относительного возраста щелочных пород необходимо изучать их вещественный и геохимический состав. Известно, что пострудные образования III субфазы отличаются от пород I субфазы широким развитием полевошпатовых разновидностей — малинитов, луявритов, ювитов, приуроченных к верхним частям разреза, меланократовых разновидностей — мельтейгитов (в том числе слюдистых), находящихся в середине и низах разреза. Из акцессорных и вторичных минералов шире, чем в породах I субфазы, распространены эвдиалит, лампрофиллит, ринколит, содалит и слюды. В свою очередь породы I субфазы отличаются более повышенным содержанием фосфора и более тесной корреляционной его связью с титаном.

Все эти данные и ряд других (см. табл. 22) позволяют использовать для поисков слепых рудных тел помимо геофизических методов литогеохимическую съемку по первичным ореолам рассеяния, гидрохимическое и протолочно-шлиховое опробование. На слабо перспективных и важных для раскрытия геологической ситуации участках бурятся картировочные и поисково-структурные скважины по профилям, проходятся линии горных выработок (канавы, иногда шурфы), по которым осуществляется комплексное опробование (включая каротаж).

Скважинами ийолит-уртиты пересекаются на всю мощность с выходом во вмещающие нефелиновые сиениты. Глубины, в пределах которых возможно обнаружение новых апатитовых заливей, а также до которых целесообразно вести детальные поиски, находятся обычно на отметках 500—1000 м, что и определяет необходимую глубину структурно-поисковых скважин (около 1000—2000 м). Каждый рудный объект должен быть пересечен одной-двумя линиями скважин, расстояние между линиями 1000—3000 м, по линиям между скважинами — от 500 до 1800 м.

Поисково-оценочные работы выполняются главным образом с помощью горно-буровых и опробовательских методов. При изучении и оценке фронтальных частей рудных тел, если они выходят на дочетвертичный эрозионный срез, применяется вскрытие их расчистками и канавами на полную мощность с выходом во

вмещающие породы. Горные выработки задаются вкrest про-стирания рудных тел через 100—200 м, в зависимости от их мор-фологии, выдержанности, состава и т. д.

С учетом предполагаемой объемной фигуры рудного тела, установленной еще на подстадии детальных поисков, проходятся профили поисково-структурных скважин, которые размещаются таким образом, чтобы два-три из них пересекли рудное тело, а остальные два на флангах привели бы к его оконтурива-нию. Расстояние между профилями 600—800 м; по профилю скважины располагаются с учетом угла падения рудного тела, создания равноточечной сети выработок и прослеживания ору-денения до глубины 300—500 м.

Для перспективной оценки нижних горизонтов иногда прохо-дятся единичные скважины с расчетом подсечения руды на глу-бине 800—1000 м. Все горные выработки и скважины опробуют-ся; по скважинам осуществляется комплексный каротаж. На рассмотриваемой подстадии из руд всех минеральных типов от-бираются технологические пробы для лабораторных или полу-заводских испытаний. Результаты поисково-оценочных работ ложатся в основу технико-экономического обоснования пред-варительной разведки.

## 2. Месторождения апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов

**Методика прогнозирования.** Методы и приемы прогнозирования и оценки месторождений апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов базируются на анализе закономерностей их размещения в пространстве и во времени и вытекающих из этого анализа поисковых (прогнозно-поисковых) критериев. Наиболее общие закономерности размещения месторождений апатита определяются в первую очередь структурно-геологическими условиями локализации мас-сивов указанной формации [23, 236 и др.]: 1) приуроченностью к наиболее стабильным участкам земной коры либо к областям, в значительной мере утратившим подвижность задолго до вне-дрения щелочной магмы; 2) расположением в краевых частях платформ, часто в зонах разломов, возникших в связи с текто-ническими движениями в смежных геосинклинальных областях и участках завершенной складчатости; 3) проявлением в склад-чатых областях на заключительных этапах тектоно-магматиче-ских циклов в посторогенное время и размещением в наиболее консолидированных участках (срединных массивах), а также вдоль краевых швов платформ и складчатых поясов; 4) связью со значительными по протяженности зонами глубинных разло-мов древнего заложения, неоднократно обновлявшихся в после-дующие периоды тектонической деятельности; разломы этого ти-па пересекают различные структуры и захватывают как древ-

ние платформы, так и складчатые области (линеаменты или сквозьструктурные разломы).

Особенно широко массивы ультраосновных — щелочных по-род и карбонатитов представлены в зонах протяженных поясов повышенной тектонической активности (линеаментов) и в струк-турах рифтового типа, развитие которых тесно связано с внут-ренним строением фундамента платформ и обычно определяется пространственным положением и ориентировкой древних гео-синклинальных трогов и глубинных разломов в периоды активи-зации земной коры. Большинство массивов располагаются в уз-лах пересечения линеаментом краевых швов платформ и круп-нейших разломов складчатых систем, разнонаправленных лине-аментов и рифтов или линеамента с молодым рифтом (Восточ-ная Африка). В пределах линеаментов массивы тяготеют к их краевым приподнятым частям [51].

В последнее время телевизионными космическими снимками установлено, что некоторые провинции (Карело-Кольская, Май-мече-Котуйская) целиком располагаются в пределах гигантских кольцевых структур диаметром несколько сот километров. В свою очередь они состоят из аналогичных меньших структур; к узлам пересечения кольцевых, линейных и радиальных струк-тур обычно тяготеют массивы ультраосновных — щелочных по-род и карбонатитов.

В прогнозно-поисковых целях интересны установленные про-странственные соотношения щелочно-ультраосновных и карбона-титовых комплексов с полями развития траппов, трубок-кимбер-литов, даек и трубок пикритов, альнеитов и дамкъернитов: 1) в большинстве случаев на платформах описываемые образ-ования примыкают к краям, а кимберлиты располагаются в центральных частях платформ; 2) в провинциях сквозьстру-ктурных разломов поля распространения кимберлитов и уль-траосновных — щелочных пород сближены или даже совмещены; однако в отличие от массивов указанных пород трубы кимбер-литов, пространственно тяготея к линеаментам и рифтам, как правило, не находятся непосредственно в них; 3) трубы и дайки пикритов — альнеитов не только размещаются в пределах мас-сивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, но и часто являются их спутниками, образуя крупные поля, рои и зоны, трассирующие провинции развития ультраосновного — ще-лочного магматизма; 4) траппы и комплексы ультраосновных — щелочных пород, как показал Ю. М. Шейнманн, либо совсем независимы, либо последние приурочены к краям базальтовых областей (Маймече-Котуйская, Восточно-Бразильская, Индо-стянская и другие провинции); во всяком случае, большие поля базальтов считаются бесперспективными для выявления среди них карбонатитовых массивов.

Необходимо дополнительно отметить, что в пределах линеа-ментов массивам сопутствуют иногда докембрийские анортозиты

и расслоенные основные интрузии, обогащенные нередко медью, никелем, платиной и другими элементами глубинных источников [51]; кроме того, в некоторых провинциях массивы сопровождаются апатитоносными интрузивами формаций агпайтовых нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов и др.

Региональные и более локальные закономерности размещения месторождений апатита обусловлены влиянием главным образом структурно-тектонических, структурных и магматических факторов. В частности, отмечается постоянная приуроченность карбонатитовых комплексов к зонам глубинных протяженных разломов и особенно к узлам пересечения последних разрывами более высоких порядков. Показательно также расположение массивов в пределах грабеноподобных структур или отдельных приподнятых жестких блоков на участках повышенной трещиноватости. В приповерхностных платформенных образованиях более локальное размещение интрузий контролируется инъективными купольными структурами диаметром до 40–45 км, распознаваемыми четко на региональных гравиметрических картах (Маймече-Котуйская провинция).

Структурные и магматические факторы определяют строение массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов и зональное размещение комплексного оруденения в плане и по вертикали. Так, с ранним комплексом ультрабазитов и пироксен-нефелиновых пород связана пространственно и генетически апатит-перовскит-титаномагнетитовая минерализация, которая к периферии магматических тел сменяется апатит-диопсид-флогопитовой (massивы Африканский и Шава).

В массивах, сложенных преимущественно пироксен-нефелиновыми породами ряда ийолит — якупирангит, сиенитами и карбонатитами, проявлено горизонтальная зональность оруденения центростремительного типа. В них ранние кальцитовые карбонатиты замещаются по направлению к центру интрузивов более поздними доломитовыми или анкерит-сiderитовыми разностями. В соответствии с этим апатит-пиroxилор-кальцитовые (апатит-редкометально-карбонатные) проявления, расположенные в основном по периферии карбонатитовых штоков, в центре уступают место апатит-редкоземельным, апатит-гематитовым или флюоритовым (Восточно-Саянская провинция).

В более полном наборе камафориты (апатит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и др.) сменяются апатит-пиroxилоровыми (Букусу) или апатит-борнит-халькопиритовыми рудами (Палабора). Появление камафоритов контролируется обязательным наличием на одном эрозионном срезе ранних ультрабазитов (дунитов или оливинитов, пироксенитов и перidotитов) и карбонатитов; в массивах, где такие соотношения отсутствуют, камафориты практически не устанавливаются [23]. Кроме того, массивы, с которыми связаны месторождения камафоритов,

«...сложены широкой гаммой геологически разновозрастных пород (от древних к молодым): ультрабазиты (дуниты, оливиниты, пироксениты), ультращелочные породы (ийолиты, мельтейгиты и др.), щелочные породы (щелочные и нефелиновые сиениты), карбонатиты» [23, с. 53].

Вертикальная зональность комплексного оруденения, согласно концепции А. А. Фролова [220], в общем неосложненном виде проявляется по следующей схеме. Внизу магматические апатит-перовскит-титаномагнетитовые месторождения в ультрабазитах сменяются существенно апатитовыми (щелочная субформация) и далее камафоритами. Выше следуют апатит-силикатные, апатит-флогопитовые, апатит-пиroxилор-кальцитовые руды ранних карбонатитов. На более высоком уровне большое значение при надлежит апатит-паразит-бастнезитовым (монацитовым), флюоритовым, гематитовым и барит-стронцианитовым месторождениям, локализованным, как правило, среди доломитовых и анкерит-сiderитовых карбонатитовых штоков. Над последними в породах кровли фиксируются ториево-редкоземельные жилы, жильные зоны и штокверки, содержащие сравнительно повышенные концентрации апатита, сульфидов меди, свинца и цинка. Суммарный вертикальный размах комплексного оруденения в рассматриваемых массивах определяется А. А. Фроловым в 8–10 км, а его отдельных типов от 1–2 км (апатит-редкоземельного, флюоритового, гематитового и др.) до 3–5 км (апатит-редкометально-карбонатного, апатит-магнетитового).

В структурном плане чрезвычайно большую роль в размещении, контроле и внутреннем строении месторождений апатита играет трещинная тектоника. Обычны крутопадающие конические и кольцевые трещины или разломы, к которым приурочены кулисообразные, серповидные, дайкообразные кольцевые или полукульцевые и неправильной формы линзовидные тела; реже отмечаются линейные тектонические зоны с системой рудных жил, линз и прожилков. Штоки и штоквидные тела располагаются в месте пересечения двух или более тектонических зон радиального или линейного направления.

Все массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов и связанные с ними месторождения апатита достаточно четко подтверждаются косвенными факторами — ореолами околодрудно измененных пород, шлихи-минералогическими, геохимическими, геофизическими и геоморфологическими аномалиями. В зависимости от масштаба исследований, типа оруденения и состояния изученности той или иной территории применяются различные методы прогнозирования и используются для оценки апатитоносности объектов (структур, площадей, массивов и др.) различные поисковые критерии.

При обзорном и мелкомасштабном прогнозировании, где объектами выделения и изучения служат в основном провинции, зоны и крупные районы, применяются следующие главные мето-

ды: структурно-формационный, тектонический, рудно-формационный, геолого-геофизический и возрастной (геохронологический). С помощью комплекса этих методов определяются геотектоническая позиция, возрастная приуроченность, масштабы и форма проявления ультраосновного — щелочного магматизма, в самых общих чертах выясняется металлогеническая специализация выделенных структурно-тектонических подразделений, интенсивность и тип апатитового оруденения.

На рассматриваемом уровне массивы группируются в провинции: 1) щитов и краевых частей платформ, 2) зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей, 3) срединных массивов, 4) зон сквозьструктурных разломов и 5) зон автономной (докембрийской) активизации платформ. Наиболее продуктивны в отношении апатитового оруденения провинции двух первых типов и провинции зон сквозьструктурных разломов. Здесь отмечаются как собственно апатитовые месторождения, так и комплексные апатит-железорудные, апатит-редкометальные, апатит-флогопитовые и др.

Важное значение для ограничения прогнозируемых территорий и выделения новых провинций имеют отмеченные общеоблачные закономерности размещения массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов и их пространственные ассоциации с другими формационными комплексами, а также генетическая природа и возраст структур, контролирующих развитие ультраосновного — щелочного магматизма. Концентрированные его проявления происходят вблизи зон растяжения земной коры (зон рифтообразования).

Развитие этих структур тесно связано с внутренним строением фундамента платформ и обычно определяется пространственным положением и ориентировкой древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов в периоды активизации платформ и консолидированных складчатых областей. В СССР максимальное проявление ультраосновного — щелочного магматизма и связанного с ним комплексного оруденения наблюдается прежде всего в каледонской и герцинской, в меньшей степени в протерозойской эпохах, в Африке — в мезо-кайнозойской, докембрийской и др.

Таким образом, важнейшими структурно-тектоническими элементами обзорных и мелкомасштабных прогнозных карт на апатиты во всех случаях служат различные по порядку, морфологии и генетическим особенностям разрывные нарушения, отделяющие структуры древних щитов от примыкающих к ним областей консолидированной складчатости и подчеркивающие различные детали тектоники зон сквозьструктурных разломов — линеаментов и рифтов. Положения скрытых нарушений подобного типа, в разной мере заличенных, нередко передают те или иные черты структуры перекрывающих отложений платформенного чехла: иногда это вулканоструктуры с ассоциациями эффе-

зивных, субвулканических и интрузивных образований семейства ультрабазитов повышенной щелочности; в ряде районов — определенные неотектонические формы рельефа.

Большую роль в выделении и прослеживании надпорядковых, первого и второго порядков тектонических структур различного плана (линейного, колышевого, дуговидного, радиального и др.) играют результаты дешифрирования космических и высотных фотоснимков и интерпретации мелкомасштабных грави- и магнитометрических съемок. Немаловажное значение для расшифровки закономерностей пространственного размещения массивов имеют также данные глубинного сейсмического и магнито-теллурического зондирования земной коры.

Результаты обзорных и мелкомасштабных прогнозных исследований наносятся на металлогенические и прогнозные карты, выполняемые на структурно-формационной или эндогенно-вещественной основе. Такие карты составлены, например, для Маймача-Котуйской апатитоносной провинции (рис. 10, 11).

Территория была условно разбита на участки площадью 100 км<sup>2</sup>, по которым был собран и обработан первичный фактический материал. Выводы об относительной перспективности отдельных блоков региона сделаны методом «двух показателей» [1], заключающимся в определении значения каждого признака по коэффициентам рудонасыщенности признака (частное от деления числа совпадений «руда — признак» на общую частоту встречаемости этого признака на площади исследований) и относительной продуктивности признака (частное от деления числа совпадений «руда — признак» на число «рудных» квадратов). Произведение этих коэффициентов принималось для определения значения того или иного признака. Для участка определялось значение каждого признака и всех признаков. Окончательной стадией расчета являлось сравнение этого суммарного значения всех признаков для всех участков.

Всего проанализировано свыше 200 признаков; после отбора малонинформативных их число снизилось до 40. Все они разделены по важности (значению) на следующие группы: 1) региональные рудоконтролирующие факторы; 2) локальные рудоконтролирующие факторы; 3) поисковые факторы (прямые и косвенные). Расчеты сделаны по шести вариантам относительной перспективности, учитывающим различный исходный материал. Три варианта были выполнены для выявления площадей с максимальным комплексом признаков, благоприятствующих рудным объектам (интрузии вообще; апатитоносные интрузии; с исключением уникальных массивов), и три — с целью выявления околоврудных площадей, поскольку локально расположенные точки с максимальной важностью признаков, но удаленные от известных объектов, могут указывать либо на находящиеся вблизи, но еще не обнаруженные интрузии, либо на не вскрытые эрозией массивы.

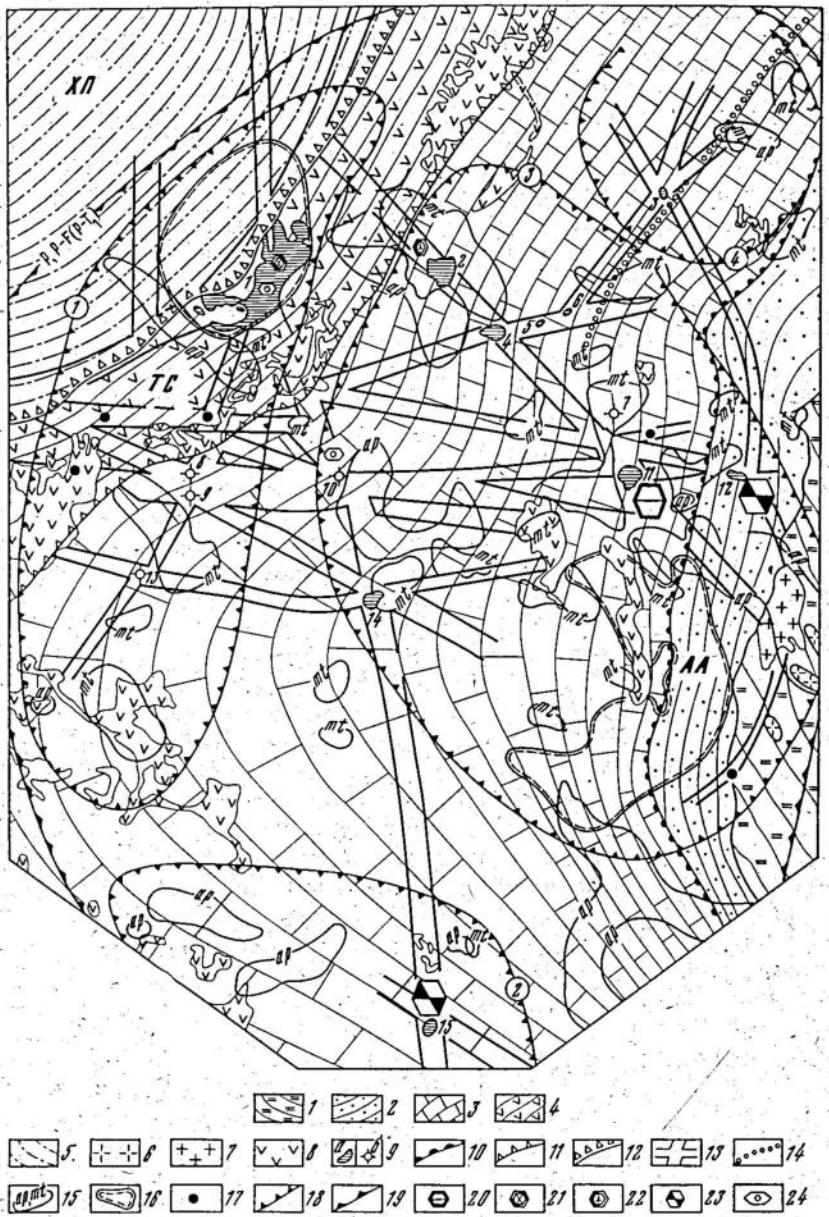


Рис. 10. Макет мелкомасштабной прогнозной карты на апатиты Маймеч-Котуйской провинции (металлогеническая основа). Составлен В. В. Барко-вым, В. П. Голубевым, Е. Л. Данилиным при участии Е. Н. Козлова, с ис- пользованием материалов С. М. Прохорова (1965 г.).

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации: 1 — кристаллических сланцев и гней-сов, AR (докарельско-раннекарельский структурный ярус); 2 — терригенная, PR<sub>3</sub> (поздне-

В результате анализа геологического материала выделены 10 наиболее информативных признаков (в условных единицах в по-рядке уменьшения их важности): 1) градиент магнитного поля выше 30 мЭ — 1522; 2) содержание магнетита в шлихах более 100 г/м<sup>3</sup> — 867; 3) радиометрическое поле активностью выше 10 мкР/ч — 625; 4) приуроченность к зоне глубинных разломов — 448; 5) отрицательное магнитное поле ниже 5 мЭ — 443; 6) содержание оливина в шлихах более 5 г/м<sup>3</sup> — 368; 7) оста-точное поле силы тяжести выше 20 мгалл — 273; 8) содержа-ние апатита в шлихах 1% — 246; 9) градиент трещиноватости выше 40—112; 10) расстояние до ближайшего рудного узла 30—40 км — 107.

Проделанная работа позволила выделить группы площадей различной степени перспективности (см. рис. 11) с суммарной важностью признаков (в условных единицах): 1) более 1200, 2) 1000—1200 и -3) 800—1000. Предполагаемые прогнозные за-пасы по ним вычислены на основании формулы (4) (см. гла-зу III).

В задачи *регионального прогнозирования* входит разбивка выделенных провинций (зон, районов) на площади разной пер-спективности на апатитовое оруденение. Для исследования при-влекаются в первую очередь структурно-тектонические, форма-ционные, геофизические и минералого-геохимические методы.

При региональном прогнозе необходимо учитывать, что кон-центрированное выражение комплексы ультраосновных — ще-лочных пород и карбонатитов имеют в тех местах, где наблюда-ется пересечение глубинных разломов с некоторыми древними, но обновленными структурами вмещающего субстрата: границами разновременных формаций (структурно-формационных зон), тектоническими границами древних подвижных поясов, краевых поднятий платформ, древних грабенов и т. п.

карельско-раннерифейский структурный ярус); 3 — карбонатная, PR<sub>3</sub> (позднерифейско-герцинский структурный ярус); 4 — вулканогенно-осадочная, P-T (позднегерцинский структурный ярус); 5 — терригенно-угленосная, K (мелозойский структурный ярус). Магматические формации: 6 — анортозитовая (vAR); 7 — граносиенитовая (γAR); 8 — (трараповая (vβT<sub>1</sub>); 9 — массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (vP-T); а — в масштабе карты, б — внемасштабное изображение (цифры на макете: 1 — Гулинский, 2 — Одиличина, 3 — Немакит, 4 — Кугда, 5 — Сона, 6 — Чурбука, 7 — Дьогдью, 8 — Атырдык, 9 — Романиха, 10 — Далбыха, 11 — Маган, 12 — Йраас, 13 — Чан-гит, 14 — Бор-Урях, 15 — Ессей). Границы структур: 10 — антиклиз (AA — Анабарская антиклиза), 11 — синеклиз (TC — Тунгусская наложенная синеклизы), 12 — прогибов (ХП — Хатангский наложенный прогиб); 13 — зоны глубинных разломов; 14 — выход на по-верхность фосфоритоносных отложений; 15 — шлиховые ареалы рассеяния (ap — апатит, mt — магнетит); 16 — площадные магнитные аномалии; 17 — локальные магнитные ано-малии; 18 — границы структурно-металлогенических зон и их названия (цифры в круж-ках: 1 — Гулинская, 2 — Ессейская, 3 — Маганская, 4 — Немакитская); 19 — граница фос-форной, фосфорно-железорудной провинции, P-T. Месторождения и рудопроявления апатита магматически-метасоматические, связанные с формацией ультраосновных — ще-лочных пород и карбонатитов; 20 — апатит-силикатные (фосфорная рудная формация), 21 — апатит-редкометально-карбонатные (фосфорно-редкометальная рудная формация), 22 — апатит-флогопитовые (фосфорно-флогопитовая рудная формация), 23 — с рудами сложного полиминерального состава, 24 — экзогенные проявления, связанные с остаточ-ными корами выветривания (апатит-франковитовые)

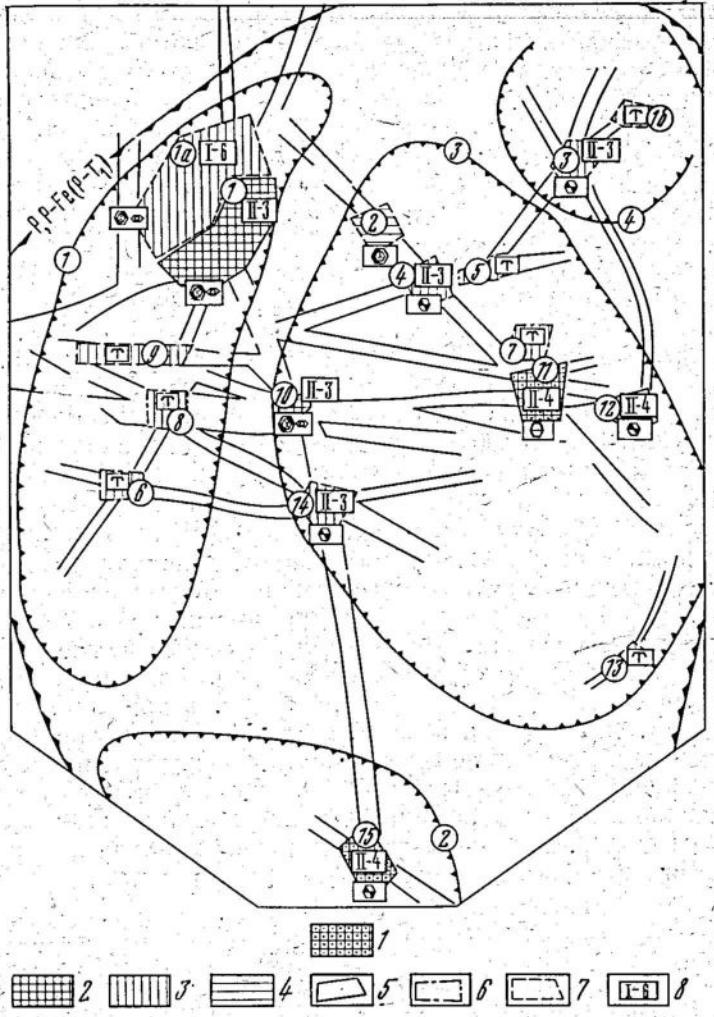


Рис. 11. Макет мелкомасштабной прогнозной карты на апатиты Маймече-Котуйской провинции (составлено-прогнозная нагрузка). Составлен В. В. Барковым, В. П. Голубевым, Е. Л. Данилиным при участии Е. Н. Козлова.

Площади: 1 — весьма перспективные, 2 — потенциально перспективные, 3 — с неясными перспективами, 4 — малоперспективные; границы перспективных площадей, рекомендованных для поисковых работ: 5 — первой очереди, 6 — второй очереди, 7 — третьей очереди (площади — цифры на макете в кружках); прогнозные запасы  $P_2O_5$ , среднее содержание  $P_2O_5$  в прогнозируемых рудах и глубина прогнозируемого оруденения: 1 — Гуллинская, 1а — Верхнегулинская 40 млн. т, 4—6%  $P_2O_5$ , 100 м, 2 — Одишинчинская 2—3 млн. т, 5—7%  $P_2O_5$ , 200 м, 3 — Немакитская, 4 — Кугдинская, 5 — Сона-Чурбуская, 6 — Чангитская, 7 — Дьогдьосская, 8 — Атырдяк-Романинская, 9 — Западная, 10 — Далбыхинская 1,5—2 млн. т, 5—7%  $P_2O_5$ , 200 м, 11 — Маганская 250 млн. т, 9%  $P_2O_5$ , 500 м, 12 — Ыраасская 310 млн. т, 8—9%  $P_2O_5$ , 500 м, 13 — Юго-Восточная, 14 — Бор-Урхская, 15 — Ессейская 170 млн. т, 10—17%  $P_2O_5$ , 500 м, 16 — Северо-Восточная; 8 — стадии и виды рекомендованных работ (1—6 — геологическое картирование с прогнозированием, II-3 — детальные поиски, II-4 — поисково-оценочные, Т — тематические). Остальные условные обозначения см. на рис. 10

Структурно-тектонические условия формирования рудоносных массивов определяют их размеры, форму и глубину залегания. Эти параметры, весьма важные для общей перспективной оценки территории, могут быть выяснены по материалам ранее проведенных геолого-геофизических исследований. Например, интрузивы с апатит-магнетитовой и апатит-редкометальной минерализацией фиксируются совмещенными локальными аэромагнитными и аэрогамма-спектрометрическими аномалиями, обычно изометричной формы с амплитудой магнитного поля до 0,8 А/м и более, гамма-поля — до нескольких десятков микрорентген в час при смешанной уран-ториевой природе.

Нередко карбонатитовые комплексы выделяются только магнитными или радиоактивными аномалиями; в первом варианте они указывают на присутствие апатит-магнетитовых руд либо ультрабазитов с апатит-перовскит-титаномагнетитовой минерализацией, во втором — свидетельствуют о наличии апатит-редкометальных или апатит-редкоземельных руд. Размер магнитных аномалий в плане варьирует от 10—20 до 40—60 км<sup>2</sup>. Над массивами отмечаются также локальные гравиметрические аномалии амплитудой от нескольких до десяти миллиграмм и более.

В комплексе с геофизическими методами весьма эффективно использование аэрофотоматериалов. Известно, например, что большинство массивов в рельфе выражено возвышенностями — холмами. В осадочном чехле они сопровождаются четкими куполовидными (иногда кольцевыми) структурами с постепенным задиранием слоев (падение изменяется от 0—5° до 70—75° на отрезке 3—5 км) к контакту массива (на контакте в среднем 45°), в связи с чем просвечивают при дешифрировании сквозь толщу вмещающих пород (Маймече-Котуйская провинция).

Кроме того, купольные поднятия во вмещающих терригенно-карбонатных отложениях платформенного чехла вызывают значительные вертикальные перемещения масс пород, фиксируемые на поверхности в виде зон разрывных нарушений. Эти зоны четко выявляются на аэрофотоснимках вследствие того, что по разломам — ослабленным участкам — активно происходит выщеривание, проникающее на значительные глубины (свыше 200 м).

Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов сопровождаются также гипергеническими ореолами и потоками распределения фосфора и элементов-индикаторов (Nb, TR, Sr, Ba, Mn, Zr, Be и др.) и шлихо-минералогическими потоками типоморфных минералов (апатит, бадделеит, цирклит, пирохлор, перовскит, колумбит, магнетит и др.), ареалы развития которых определяют площади распространения ультраосновного — щелочно-магматизма. Представляется весьма перспективным использование в прогнозных целях типоморфных особенностей самого апатита, в частности его размеров, окраски, показателя преломления и химического состава [213].

Слепые массивы выражаются зонами специфической минерализации (ториево-редкоземельной, барит-флюоритовой, сульфидной и др.), протягивающимися в направлении их погружения или располагающимися в апикальных частях и во вмещающих породах кровли. Указанная минерализация обычно ассоциирует с трубками и дайками пикритовых порfirитов, сиенитов и ореолами альбитизации, окварцевания, фенитизации, флюоритизации и карбонатизации в породах субстрата. Для прогнозирования слепого оруденения могут быть использованы также геохимические признаки: 1) существенно ториевая природа радиоактивности жильных проявлений; 2) комплексный цериево-иттриевый состав редких земель; 3) характерный набор элементов в первичных ореолах рассеяния ( $Nb$ ,  $Ta$ ,  $TR$ ,  $Zr$ ,  $Va$  и др.); 4) преимущественно железисто-магнезиальный состав жильных карбонатитов (доломитовый, анкерит-сидеритовый).

В закрытых районах, когда некоторые геологические и геофизические предпосылки «не работают», для прогнозирования обязательно привлечение данных по неотектонике и геоморфологическим особенностям, а также материалов изучения минералогии и геохимии трансгрессивных толщ, перекрывающих площади, перспективные для нахождения массивов. В описываемых условиях целесообразно использование результатов гидро-геохимической съемки: вблизи карбонатитовых массивов грунтовые и артезианские воды носят резко выраженный карбонатный состав, насыщены фосфором и другими элементами-индикаторами апатитового оруденения.

Для целей регионального прогнозирования рекомендуется учитывать также некоторые эмпирически установленные факты. Это касается, например, «шага массива» — межинтрузивного расстояния, колеблющегося для различных апатитоносных провинций в среднем от 8—10 до 36—45 км. Значительное отклонение шага от среднего показателя, выделенного для той или иной территории, в какой-то мере свидетельствует о наличии между известными объектами нового массива. Заслуживает внимания и «индекс апатитоносности» — величина, отражающая процент массивов с промышленной апатитовой минерализацией от суммарного их числа в конкретной провинции (зоне, районе). Проведенные расчеты показали, что он варьирует для отдельных площадей в пределах 15—25%.

В задачи регионального прогнозирования входит также общая характеристика перспективности карбонатитовых массивов, обнаруженных в процессе ранее проведенных геолого-геофизических исследований. В основе такой оценки лежит определяющее выяснение степени многофазности магматических комплексов, что уже само по себе говорит о наличии той или иной продуктивной минерализации.

Совместный анализ указанных и некоторых других второстепенных факторов обеспечивает наибольшую эффективность ре-

гионального прогноза, результаты которого наносятся на прогнозно-металлогеническую или прогнозную карту.

Объектами локального прогнозирования служат сам рудоносный интрузив и его составляющие — ультрабазиты, щелочные породы, камафориты, карбонатиты и экзоконтактовые ореолы фенитов, а также рудоносные участки, перспективные на открытие слепых или погребенных карбонатитовых массивов. Пространственная позиция, масштабность и тип оруденения определяются с помощью комплекса методов, из которых в первую очередь следует отметить геолого-структурные, магматические (петрографические), минералого-геохимические и геофизические.

На наличие продуктивной апатитовой минерализации в пределах интрузий (участков) и экзоконтактовых ореолов могут указывать следующие факторы: 1) штокобразная и дайкообразная форма карбонатитовых тел; 2) прямая зональность и симметричное концентрически-зональное строение массивов; иногда зоны с повышенной апатитоносностью контролируются кольцевыми структурами и пространственно тяготеют к внешним краям редкометальных зон; 3) обязательное присутствие полного ряда ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, что в большинстве случаев гарантирует наличие камафоритов и апатит-редкометальных руд; ассоциация щелочных пород и карбонатитов говорит скорее о присутствии апатит-редкометальных (кальцитовых разностей) или апатит-редкоземельных (кальцит-доломит-анкеритовых разностей) проявлений; наличие ультрабазитов позволяет прогнозировать апатит-перовскит-титаномагнетитовую минерализацию; 4) оптимальное отношение площадей ранних кальцитовых и поздних доломит-анкеритовых карбонатитов (не ниже 1); 5) генетическая природа рудных тел; как правило, наиболее продуктивны те из них, которые образовались путем выполнения системы трещинных полостей в сочетании с широким метасоматическим замещением вмещающих пород.

Первостепенный интерес для открытия апатитового оруденения представляют зоны интенсивной трещиноватости и повышенной пористости горных пород, центральные части крупных дайковых тел, жил, линз и штоков, трубок взрыва, узлы сопряжения рудных зон различного простирания, участки экзоконтакта ультрабазитов, щелочных сиенитов, кальцитовых и доломит-анкеритовых карбонатитов; из кальцитовых карбонатитов в первую очередь заслуживают внимания их меланократовые разности, а также перекристаллизованные и пегматоидные. Из фенитов экзоконтактов массивов (преимущественно ийолитового состава) перспективны те, которые возникли по существенно-кварцевым породам (песчаникам, кварцитам) или гнейсам (апатит-эгириновые проявления).

Ценную информацию дают геофизические методы: магнитными аномалиями до нескольких тысяч гамм четко выделяются камафориты, ультрабазиты, несколько менее амплитуд-

ными — кальцитовые разности карбонатитов. Иногда камафориты (апатит-магнетитовые руды) характеризуются также узкокалочными радиометрическими аномалиями вследствие присутствия циркона, бадделеита, гатчettолита и других уран- и торий-содержащих редкометальных минералов.

Повышенную радиоактивность (до нескольких десятков — первых сотен микрорентген в час) имеют апатит-редкометальные и апатит-редкоземельные карбонатиты, при этом кальцитовые их разности в зависимости от состава оруденения выделяются либо урановой природой радиоактивности (Ta), либо смешанной уран-ториевой (Nb), а доломит-анкеритовые и сидеритовые — обычно ториевой (TR). Эта зависимость может быть использована при интерпретации радиометрических аномалий, поскольку обычно пирохлоровая минерализация сопровождается повышенными концентрациями апатита.

Вблизи массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов и непосредственно в их пределах шлиховая ассоциация обогащается новыми типоморфными минералами — паризитом, бастнезитом, гатчettолитом, флюоритом, гематитом, сульфидами и др., позволяющими судить о минеральных типах эндогенных руд, развитых на площади изучаемых объектов. Этому же способствуют гипергенные ореолы рассеяния фосфора и элементов-индикаторов: над анкеритовыми карбонатитами фиксируются ореолы La, Ce и Sc, над кальцитовыми — Nb, Ta, Y и P, над камафоритами — Zr, Nb, P, Sr, иногда Ta и т. д. В целом массивы выделяются совмещенными вторичными ореолами рассеяния Nb, Y, P, Ba, F, Mp, Ti и др.

Таким образом, к обоснованию предсказанию масштабов и минеральных типов апатитового оруденения на этапе локально-го прогнозирования можно подойти при учете комплекса предпосылок и признаков: площади массивов, их формы и строения, числа и состава фрагментов, наличия широких ореолов метасоматитов, формы и состава тел камафоритов и карбонатитов, приуроченности оруденения к определенным комплексам (субформациям) и структурам, степени эродированности массивов, наличия геофизических и геохимических аномалий и т. д.

Прогнозирование проводится на специальной структурно-петрографической основе, трансформированной из геологической карты массива (рудного участка). В отличие от последней основа прогнозной карты упрощена по фактической нагрузке в результате объединения родственных магматических и метасоматических образований в металлогенические группы или комплексы (если это не наносит ущерба ее содержанию) и выделения главных рудоконтролирующих и рудолокализующих структур (рис. 12, 13, 14).

**Методика поисков.** На подстадии общих поисков решаются следующие задачи: 1) в пределах провинций, зон, рай-

онов и узлов выявляются и оконтуриваются массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, а также площади (участки), благоприятные на их обнаружение; 2) среди интрузий центрального типа выделяются главные рудогенерирующие комплексы (пироксениты, щелочные породы, карбонатиты), производится их общая оценка на апатитоносность с предварительным установлением минерально-морфологических и генетических типов оруденения. Эти задачи выполняются с помощью геофизических (аэро- и наземных) и минералого-геохимических методов, дешифрирования аэрофотоснимков, геолого-поисковых маршрутов, горно-буровых и опробовательских работ.

#### Схема рациональной методики поисков месторождений апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в районах:

открытых

закрытых

#### Общие поиски

1. Комплексная аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка (масштаб 1 : 50 000—1 : 25 000).
2. Дешифрирование аэрофотоснимков.
3. Шлиховое опробование водотоков и изучение валунно-галечного материала.
4. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам и потокам рассеяния.
5. Магниторазведка, электроразведка, гравиметрия; гамма-спектрометрия, шпуровая или эманационная съемка; фторонейтронно-активационная съемка.
6. Поисковые маршруты.
7. Горно-буровые и опробовательские работы.

#### Детальные поиски

1. Профильная магниторазведка, гравиразведка, электроразведка, гамма-спектрометрическая съемка.
2. Литогеохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам рассеяния.
3. Специализированная геологическая съемка (масштаб 1 : 10 000) с проведением поисковых маршрутов.
4. Горно-буровые и опробовательские работы.
5. Магнитный и нейтронно-активационный каротаж скважин.

## Поисково-оценочные работы

1. Горно-буровые работы.
  2. Магниторазведка; магнитный и нейтронно-активационный каротаж скважин.
  3. Проходка отдельных структурных скважин глубиной до 500 м и более и отбор технологических проб по минеральным типам руд с их последующим лабораторным испытанием.
  4. Мелкообъемное технологическое опробование.
- To же что и для открытых районов.

На ранних этапах основной метод поисков карбонатитовых массивов и связанных с ними месторождений апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд — комплексная крупномасштабная ( $1:50\,000$ — $1:25\,000$ ) аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка. В условиях открытых районов она гарантирует выявление почти всех крупных и значительной части средних и мелких массивов. Кроме того, комплексная аэросъемка надежно картирует по линейным и изометричным аномалиям зоны глубинных тектонических разломов и узлы их пересечения, что служит дополнительным критерием уточнения перспективных площадей и рудоносных участков в пределах материнских интрузий. С аналогичными целями применяются детальное дешифрирование аэрофотоснимков (выявление и траксирование зон разрывных нарушений, купольных структур и т. д.).

Наземная проверка комплексных аэрофизических аномалий (перспективных участков) осуществляется вначале с помощью магнитной и гамма-съемок (включая гамма-спектрометрические определения). Существенно радиометрические аномалии, вызываемые обычно редкometальными или редкоземельными карбонатитами, проверяются гамма-съемкой (либо шуро-



Рис. 12. Структурно-петрографическая карта Саянского карбонатитового массива. Составили Р. М. Файзуллин, И. С. Садыков (1977 г.) по материалам А. А. Фролова [220], В. Г. Кузнецова, Ю. А. Пчелкина, И. И. Егорова.  
 1 — аллювиальные отложения; вмещающие массив метаморфические и магматические образования (PR); 2 — конгломераты, сланцы филлитовидные и песчанистые, 3 — песчаники кварцитовидные, 4 — габбро-диабазы; комплекс ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов; 5 — ильолиты, ургиты, мельтейгиты, нефелиновые пироксениты, пикритовые порфириты и их брекчи, 6 — нефелиновые, щелочные и субщелочные сиениты, 7 — фениты — пироксен-полевошпатовые, 8 — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты I стадии, 9 — пегматоидные и грубозернистые кальцитовые карбонатиты II стадии, 10 — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты III стадии, 11 — анкеритовые карбонатиты IV стадии, 12 — кальцитизация в фенитах, 13 — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатитов, 14 — элементы залегания: а — слоистости и сланцеватости, жилы, тектонических нарушений, контактов, б — полосчатости карбонатитов, 15 — границы массива: а — установленные, б — предполагаемые и постепенных переходов; 16 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые

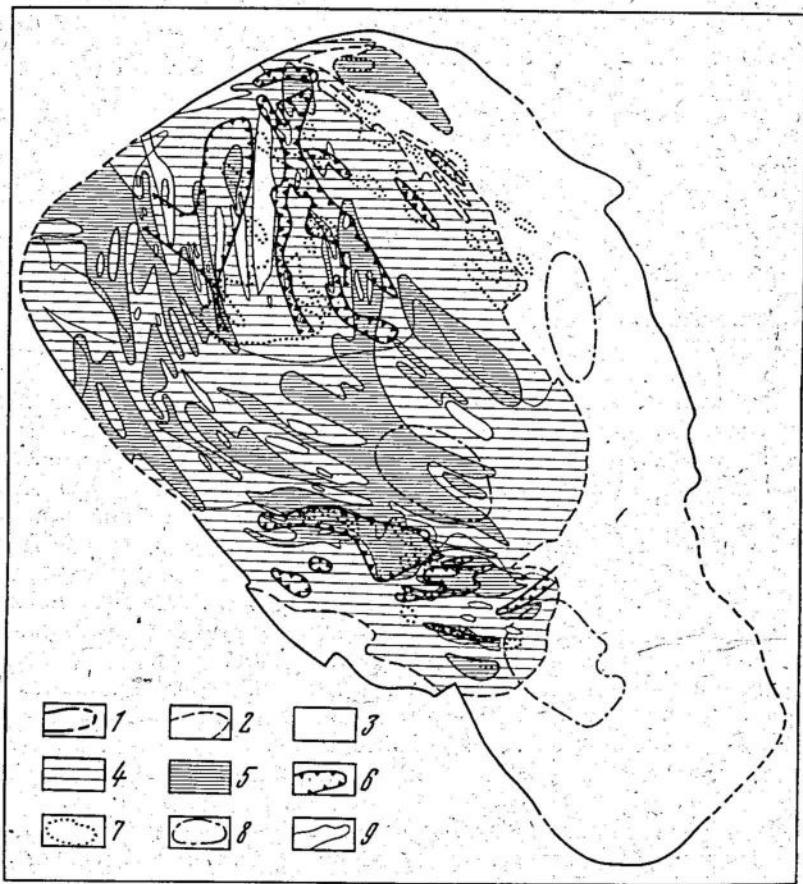
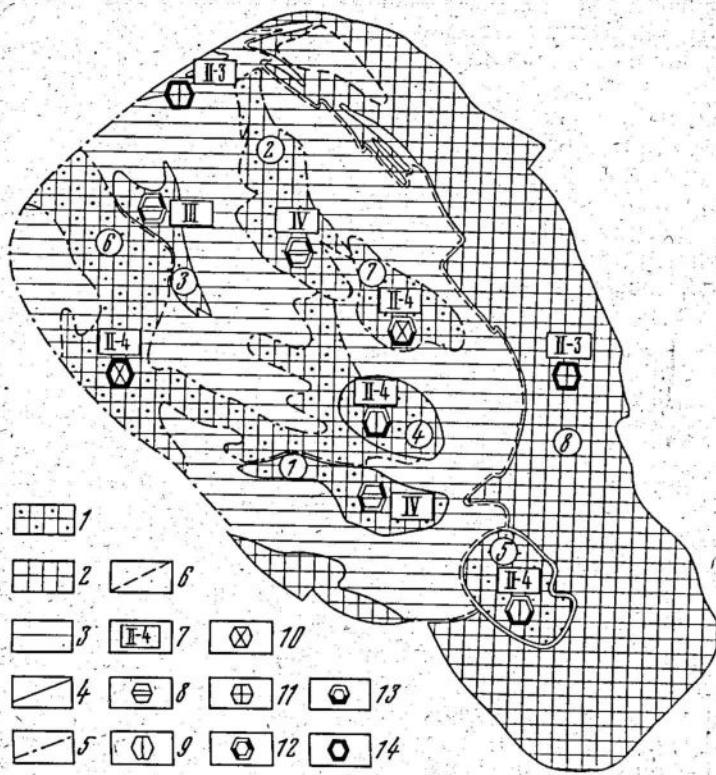


Рис. 13. Карта рудной нагрузки и геофизических аномалий Саянского карбонатитового массива на структурно-петрографической основе (см. рис. 12). Составили Р. М. Файзуллин, И. С. Садыков, С. Г. Брысаев (1977 г.) по материалам В. Г. Кузнецова, И. И. Егорова, А. А. Фролова, Г. С. Вахромеева и Ю. А. Пчелкина.

1 — контур массива; 2 — контур развития карбонатитов и зон интенсивной карбонатизации силикатных пород; содержание  $P_2O_5$  (в %): 3 — <2,5, 4 — 2,5—4, 5 — >4; 6 — зоны повышенного содержания Nb и Ta; геофизические аномалии: 7 — радиометрические (свыше 100 мкР/ч), 8 — магнитные (свыше 3000 гамм); 9 — контур коры выветривания. Результаты литогеохимической съемки по первичным и вторичным ореолам рассеяния фосфора, редких и редкоземельных элементов реализованы при выделении контуров зон апатитовой и апатит-редкометальной минерализации.

вой) или эманационной съемкой, что зависит от ландшафтно-геоморфологических и геохимических условий местности.

Магниторазведка (масштаба 1 : 25 000 и рекогносцировочная) весьма эффективна для выявления апатит-магнетитовых и апатит-перовскит-титаномагнетитовых руд. Успешно она используется вместе с радиометрическими методами для поисков апа-



тист-редкометальных проявлений, но почти ничего не дает для прямого обнаружения апатит-эгириновых образований. Однако в последнем случае важное значение приобретают косвенные результаты магнитной съемки: прослеживание контактов пород,

обнаружение зон разрывных нарушений, метасоматически измененных магнетитсодержащих пород и т. п.

Так, например, ийолиты и эгирины четко различаются по намагниченности, что позволяет в какой-то мере откартировать эти породы уже на подстадии общих поисков. Следует также учитывать, что магнитная съемка позволяет выявить и закартировать в целом рудосодержащие объекты, но для оконтуривания отдельных рудных тел в пределах тех или иных рудоносных зон она не всегда эффективна. Связано это с тем, что нет четкой зависимости между интенсивностью магнитного поля и степенью насыщенности того или иного участка апатит-магнетитовыми телами; кроме того, непостоянны соотношения апатита и магнетита в рудах, нередко влияет степень мартитизации магнетита и т. д.

Гравиметрическая съемка (масштаба 1 : 50 000—1 : 10 000) способствует выявлению в пределах массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов значительных масс апатит-магнетитовых руд, карбонатитов (и связанного с ними оруденения) и в комплексе с магниторазведкой дает возможность проследить рудные тела на глубину, а также определить их размеры и форму. Применяемые в комплексе магниторазведка, гравиразведка и электроразведка (метод индукции) позволяют откартировать в масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000 ультраосновные и щелочные породы, выделить древние (оливинитовые) ядра массивов и зоны рудных метасоматитов в пироксенитах (апатит-перровскит-титаномагнетитовая минерализация). При детализации (в масштабе 1 : 10 000) с помощью этих методов можно определить местоположение и контуры рудных зон по совокупности следующих признаков [126]: наличию магнитного поля сложной морфологии (интенсивностью до 40 000 гамм), локальным аномалиям  $\Delta g$  определенной величины, схождению векторов  $V_{xz}$  (градиентометрии) и области минимумов  $r_k$ .

Наряду с геофизическими методами (параллельно или с некоторым отставанием) применяются литогеохимическая съемка, по вторичным ореолам и потокам рассеяния фосфора и элементов-индикаторов (особенно для поисков апатит-редкометальных руд), фторонейтронно-активационная съемка (главным образом для поисков апатит-эгириновых и других апатит-силикатных руд) и шлиховое опробование.

Результаты геофизических и шлихово-геохимических исследований, а также данные дешифрирования проверяются геологопоисковыми маршрутами, горными выработками и бурением (картировочным и единичными колонковыми скважинами), сопровождающимся опробованием (штуфным, бороздовым, точечным и керновым). Рекомендованный комплекс методов на подстадии общих поисков представляется оптимальным для открытых районов. На закрытых территориях большее значение приобретают магниторазведка (аэро- и наземная), гравиразведка,

возможно применение электроразведки и сейсмики, а также гидрохимической съемки. Работы завершаются бурением и опробованием керна скважин.

Методика детальных поисков основывается на следующих положениях: 1) проведение работ ограничивается пределами конкретного массива (включая экзоконтактовые ореолы) или его части, а также перспективного участка, где на некоторой глубине предполагается залегание слепого или погребенного интрузива; 2) поиски в большинстве случаев осуществляются одновременно и взаимосвязанно с детальной геологической съемкой (масштаба 1 : 10 000) массива или перспективного участка.

Следовательно, главные задачи детальных поисков следующие: 1) выяснение общей формы и структуры массива и его экзоконтактовой зоны, морфологии скрытого интрузива и мощности надынтрузивной толщи; 2) определение степени продуктивности (апатитоносности) всех выделенных геологической съемкой магматических и гидротермально-метасоматических горных пород; 3) установление минеральных и морфологических типов апатитового оруденения, выяснение его связи с конкретными металлогеническими группами и разновидностями пород и основных закономерностей размещения в пространстве; выявление комплекса геологических факторов, влияющих на локализацию оруденения.

В соответствии с указанными задачами предусматривается следующий комплекс поисковых методов: 1) геофизические (магнито-гравиразведка, гамма-спектрометрическая съемка, электроразведка); 2) литогеохимическая съемка по вторичным и первичным ореолам рассеяния, фторометрическая нейтронно-активационная съемка; 3) геологопоисковые маршруты; 4) горно-буровые и опробовательские работы.

Применение геофизических и геохимических методов на данной подстадии предусматривает решение тех же вопросов, что и на подстадии общих поисков, отличается лишь большей детальностью работ и их конкретизацией. Существенное значение на рассматриваемой подстадии приобретают проходка канав (иногда шурфов) и колонковое бурение. Использование канав необходимо для вскрытия на поверхности рудных тел, их оконтуривания и изучения морфологии. Канавы проходят между скважинами; допускается их проходка секциями, но обязательно полное изучение рудной зоны не менее чем двумя пересечениями. Колонковое бурение проводится по профилям; сеть скважин определяется в каждом конкретном случае в зависимости от формы и размеров рудных зон, типов апатитового оруденения, морфологии рудных тел и т. д. При необходимости осуществляется проходка одной-двух структурных скважин и отбор малообъемных технологических проб для лабораторных испытаний.

В поисково-оценочную подстадию производится перспективная оценка выявленных проявлений апатита в пределах массива или его экзоконтактовой оторочки с целью выбора среди них наиболее интересных, заслуживающих предварительной разведки.

В эту подстадию поставленные задачи решаются главным образом с помощью бурения, горных работ и опробования; на всех этапах подстадии вспомогательными методами служат литеохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния, магниторазведка (особенно в скважинном варианте) и НАК. Наибольшую сложность представляет выбор сети скважин, обеспечивающей возможность отнесения части запасов к категории  $C_2$ . Она может быть в два раза реже, чем для категории  $C_1$ , исходя из того, что погрешность определения запасов для категории  $C_2$  60—100%, а для  $C_1$  45—50% [126].

Большинство месторождений апатита в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов близко к крупным месторождениям второй группы, для которых рекомендуется сеть при разведке по категории  $C_1$   $300 \times 200$  м. Отсюда ориентировочная сеть для категории  $C_2$  в среднем должна быть  $500 \times 400$  или  $400 \times 400$  м. В каждом конкретном случае, однако, сеть скважин корректируется исходя из размеров месторождения, сложности его строения, равномерности распределения апатита и т. д. Глубина скважин должна обеспечивать вскрытие первичных (невыветрелых) рудных тел.

В поисково-оценочную подстадию необходима проходка отдельных структурных скважин глубиной до 500 м (иногда и более) и отбор технологических проб по минеральным типам руд (из расчисток, специально пройденных горных выработок и керна скважин). На основании результатов поисково-оценочных работ составляется ТЭО для предварительной разведки.

### 3. Месторождения апатита формации щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов

Типичные магматические комплексы формации щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочно-габброидной) приурочены к относительно жестким участкам земной коры — платформам (щитам), срединным массивам, структурам типа антиклиниориев, реже они встречаются в миогеосинклиналях [105]. Наблюдается пространственная и генетическая связь интрузий щелочных габброидов с эфузивами щелочно-базальтоидного состава и приуроченность их к зонам глубинных разломов, разделяющим блоки фундамента с различной мощностью земной коры. Большинство массивов локализуется в местах пересечений наиболее крупных тектонических нарушений.

Известные апатитоносные комплексы формации представлены в различной степени дифференцированными магматическими

образованиями (массивы Ельтозерский, Гремяха-Вырмес, Ошурковский, Тажеранский и др.), отличающимися структурными особенностями, минеральным составом и химизмом. На ранних стадиях становления апатитоносных интрузий формируются породы базитовой серии, на заключительных — щелочные. Апатитовое оруденение связано обычно с первыми, причем наиболее высокие концентрации  $P_2O_5$  отмечаются в разностях, подвергшихся процессам метасоматического преобразования и обогащенных темноцветными минералами — пироксенитах, меланократовых ортоклазовых габбро, эсекситах и диоритах.

По аналогии с комплексами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов среди интрузивных образований описываемой формации выделяются массивы центростремительного и центробежного типов; с последними связаны повышенные концентрации апатита. В целом же докембрийские комплексы щелочных габброидов более продуктивны.

По особенностям химизма породы, слагающие апатитоносные массивы щелочно-габброидной формации, относятся к натровым разностям или характеризуются примерно равными содержаниями калия и натрия. В массивах калиевой линии апатит крупных скоплений не образует. В объектах натровой линии относительно богатое апатитовое оруденение тяготеет к комплексам, отличающимся повышенным содержанием щелочей в алюмосиликатах. Параметры их характеристики  $a$  (по А. Н. Заварницкому) в породах массивов, обогащенных апатитом, меняются от 9 до 13 (в интервале  $b$  20—40).

Апатитоносные интрузии формации возникают в условиях фаций различной глубинности — от абиссальной до субвуликанической; промышленные концентрации типичны для гипабиссальных комплексов (Ошурковский массив). В пределах отдельных интрузий апатитовое оруденение локализуется в приапикальных частях, обогащенных ксенолитами вмещающих пород; с глубиной содержание  $P_2O_5$  понижается. На распределение апатитовой минерализации заметно влияет позднемагматическая тектоника, обусловливающая линейное размещение залежей апатита и нередко штокверковый характер оруденения.

Апатит в массивах щелочно-габброидной формации встречается всегда в тесном парагенезисе с железо-титановыми минералами. Последние в гипабиссальных комплексах присутствуют в виде бедной вкрапленности, в мезо- и абиссальных — образуют скопления, имеющие иногда практическое значение. В зависимости от глубины формирования апатитоносных интрузий меняется и состав рудной минерализации: в малоглубинных совместно с апатитом отмечаются гематит, ильменит и рутил, глубже — ильменит и титаномагнетит. Существенное влияние на распределение апатитовой минерализации оказывает присутствие щелочных пород (гидротермально-метасоматические процессы).

Таким образом, перспективны на апатитовое оруденение среднезернистые интрузии, залегающие среди пород субстрата с повышенным содержанием фосфора и сложенные эсекситами, сиенито-диоритами, ортоклазовыми габбро и другими меланократовыми разностями щелочных габброидов, несущими признаки гибридизма, метасоматоза и интенсивной гидротермальной переработки. В составе щелочных габброидов широко развиты ксенолиты кровли, преобладает гематит-ильменитовая минерализация.

Апатитоносные интрузии щелочно-габброидной формации отражаются в геофизических полях локальными положительными магнитными (аэро- и наземными) и гравитационными аномалиями. Как правило, они сопровождаются первичными и вторичными литогеохимическими ореолами рассеяния Р, F и Ti, шлиховыми потоками апатита, ассоциирующего с магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, сфеном и цирконом.

Затрагивая вопросы методики прогнозирования и поисков проявлений апатита щелочно-габброидной формации, нужно подчеркнуть, что их разработка в настоящее время затруднена из-за недостаточности фактического материала и отсутствия эталонного объекта, выдерживающего требования экономики, независимо от местоположения\*. При современных знаниях об апатитовом оруденении, связанном со щелочно-габброидными комплексами, могут быть использованы элементы методики прогнозирования и поисков, рекомендованные для месторождений апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.

В частности, для выявления и оконтуривания апатитоносных интрузий и в их пределах рудных участков предлагается комплексная магнитная и гамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 и крупнее (в аэро- и наземном варианте), гравиразведка, а иногда и электроразведка. Для оценки апатитоносности перспективных участков целесообразны литогеохимическая съемка по вторичным ореолам на фосфор и фторометрическая нейтронно-активационная съемка, а также шлиховое опробование.

Указанный комплекс методов предложен в значительной мере из опыта работ на Ошурковском месторождении. Так, апатитоносные диориты (эсекситы) этого объекта отличаются от других гибридных образований и тем более от вмещающих гранитов избыточной плотностью (около 2,27 г/см<sup>3</sup>), большей намагниченностью и сравнительно низкой (в 2—3 раза) радиоактивностью. Соответственно они выделяются локальным повышением гравитационного поля и четкой аномалией  $\Delta T_a$ , достигаю-

\* Ошурковское месторождение на данном этапе вряд ли следует принимать за эталонное (содержание Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рудах около 4%), поскольку в ряду промышленных оно отнесено только из-за выгодного географо-экономического положения. (Отв. ред.)

щей 1600 гамм в центральной, наиболее апатитоносной части [114].

Одновременно данный участок на фоне гамма-активности выше 20 мкР/ч отмечается понижением гамма-поля до 15—5 мкР/ч. Следовательно, применение гамма-съемки дает косвенные сведения о распределении апатитовой минерализации. Положительные результаты были получены также при использовании полевого нейтронно-активационного метода изучения ореолов рассеяния фтора (глубинность 7—10 см). Как показали проведенные работы, наблюдается четкая картина совпадения зон повышенных концентраций фтора и апатита в диоритах.

#### 4. Комплексные апатитсодержащие месторождения базитовых формаций

Магматические комплексные апатитсодержащие месторождения базитовых формаций не могут (за редким исключением) рассматриваться в качестве объектов собственно фосфатных руд. В большинстве месторождений (первый тип) главные промышленные компоненты — Ti, Fe, иногда Cu и V; фосфор (в форме апатита) присутствует обычно в виде незначительной примеси. В некоторых же проявлениях (второй тип) содержание ни одного из указанных элементов не достигает в отдельности промышленного значения, вследствие чего освоение возможно при утилизации всего комплекса полезных ископаемых. Данное обстоятельство требует разработки специальной методики прогнозирования и поисков таких месторождений, в которой учитывались бы все виды связанного с ними сырья и где существенную роль играли бы вопросы технологии и экономики. Однако это не входит в задачи данной работы.

Тем не менее проанализированный материал позволяет наметить главные геологические факторы размещения и локализации апатитового оруденения в связи с магматическими комплексами базитовых формаций и предложить ряд поисковых критериев, на основе которых возможно прогнозирование объектов с промышленными концентрациями апатита.

**А н о р т о з и т о в а я ф о�мация.** Продуктивные анортозитовые (габбро-анортозитовые) комплексы располагаются в краевых частях архейских консолидированных структур в зонах крупных разрывных нарушений, существенно затронутых более поздними тектоническими движениями и магматизмом, а также в пределах протерозойских складчатых областей. В последнем случае они чаще всего приурочены к приподнятым блокам и контролируются глубинными разломами и их пересечениями. Вмещающими породами анортозитовых комплексов служат обычно основные вулканиты, регионально метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (гранулиты, чарнокиты, мангериты); наблюдается пространственная сопря-

женность аортозитов с гранитами рапакиви, щелочными гранитами и сиенитами.

Апатитоносные аортозитовые и габбро-аортозитовые комплексы образуют крупные дифференцированные многофазные плутоны; характеризуются они малым эрозионным срезом и сложены преимущественно андезиновыми и лабрадоровыми аортозитами. В пределах конкретных массивов промышленно интересные скопления апатита встречаются почти всегда в ассоциации с титаномагнетитом, ильменитом, магнетитом, а в слабо эродированных комплексах — с рутилом и гематитом среди ультрабазитов (перидотитов, пироксенитов, оливинитов, вебстеритов), аортозитов и габбройдов. Ультрабазиты нередко размещаются в краевых частях массивов.

Концентрации апатита отмечаются, кроме того, в пределах крупных зон тектонических нарушений позднемагматической стадии. В стратифицированных (расслоенных) габбро-аортозитовых комплексах максимальной рудоносностью характеризуются придонные части интрузий, представленные чередующимися полосами и линзами габбро, габбро-норитов, аортозитов и пироксенитов. Более высокие уровни массивов перспективны локально на жильный тип оруденения.

Комплексные апатитсодержащие месторождения аортозитовой формации сопровождаются нередко остаточными и переотложенными корами выветривания и постоянно — щлиховыми потоками типоморфных минералов (ильменита, апатита, титаномагнетита, магнетита, рутила, сульфидов меди, циркона и др.). В связи с ними отмечаются гидрохимические аномалии Си, Zn, сульфат-иона, литогеохимические аномалии фосфора и редких земель [90]. Массивы и их составляющие (рудные базиты, ультрабазиты, апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды) выделяются повышенными положительными магнитными (от 4000—5000 до 17 000—20 000 гамм) и гравитационными аномалиями; к породам высокой плотности ( $2,8$ — $3$  г/см $^3$ ) относятся меланократовые разности габбро-аортозитов и некоторые ультрабазиты [89].

Наряду с этим отмечается локализация аортозитовых плутонов (Украинского щита) в пределах региональных минимумов силы тяжести, свидетельствующих о значительном понижении плотности данных участков земной коры (возможно, и верхней части мантии). Одновременно устанавливается пространственная связь локальных минимумов силы тяжести с выходами отдельных габбро-аортозитовых массивов [153]. По радиоактивности породы и руды аортозитовой формации дифференцируются нечетко: максимальные значения не превышают 5—15 мкР/ч и близки к фоновым [91].

**Дунит-пироксенит-габровая формация.** Апатитоносные магматические комплексы рассматриваемой формации размещаются в срединных частях геосинклиналей

вдоль крупных и протяженных тектонических разломов (Уральская провинция). Особенно благоприятны для их локализации породы зеленосланцевой фации метаморфизма, широко развитые в нижне-среднепалеозойских складчатых областях.

Отдельные рудоносные массивы характеризуются крупными размерами, дифференцированностью и многофазностью. Отличительные их признаки — незначительная эродированность, развитие в эндоконтактовых участках диоритовых фаций и пород щелочного ряда (сиенитов и др.).

Апатитовое оруденение тесно связано с меланократовыми разностями габбро, пироксенитами и находится в парагенезисе с титаномагнетитом, сульфидами меди и ванадия. В структурном плане рудные апатитсодержащие зоны тяготеют к сводовым стратифицированным частям массивов, где наблюдаются элементы складчатости (псевдоантиклинали); отмечается, кроме того, приуроченность руд к висячему боку залежей и их расположение на контакте габбро с кварцевыми диоритами. Большую контролирующую роль для жильных рудных тел играют прототектонические элементы — трещины и ослабленные зоны, возникающие на последних стадиях становления массивов.

Апатитсодержащие медносульфидные руды локализуются среди пироксеновых и, частично, биотитсодержащих габбро с плагиоклазами № 60—80, титаномагнетитовые и апатит-титаномагнетитовые — среди такситовых пироксеновых и в меньшей мере оливинсодержащих габбро, для которых показательны плагиоклазы № 70—90. Рудоносные массивы и рудные габбро выделяются соответственно интенсивными площадными и локальными магнитными и гравитационными аномалиями. Рудные зоны и вмещающие их габбройды сопровождаются литогеохимическими ореолами рассеяния Си, V и P.

**Сиенито-габровая формация.** Апатитоносные массивы данной формации характерны для нижнепалеозойских геосинклиналей, где они обычно размещаются в краевых частях антиклиниориев и в пределах выступающих блоков докембрийского фундамента; известны их проявления и в более молодых консолидированных структурах.

Комплексное оруденение приурочено к автономным стратифицированным воронкообразным и желобовидным интрузивам с ритмически расслоенным строением. Рудные апатитсодержащие тела располагаются в составе ранних фаз магматических комплексов, представленных габбройдами. Последние отличаются резкой недосыщенностью кремнеземом, несколько повышенной щелочностью, высокой титанистостью (в связи с широким развитием титаномагнетита, ильменита, титанавгита, высокотитанистой роговой обманки, титанистого биотита), пониженной основностью плагиоклаза (№ 36—50) и повышенной железистостью оливина. Максимальные скопления апатита, постоянно ассоциирующегося с титаномагнетитом и ильменитом, приуроче-

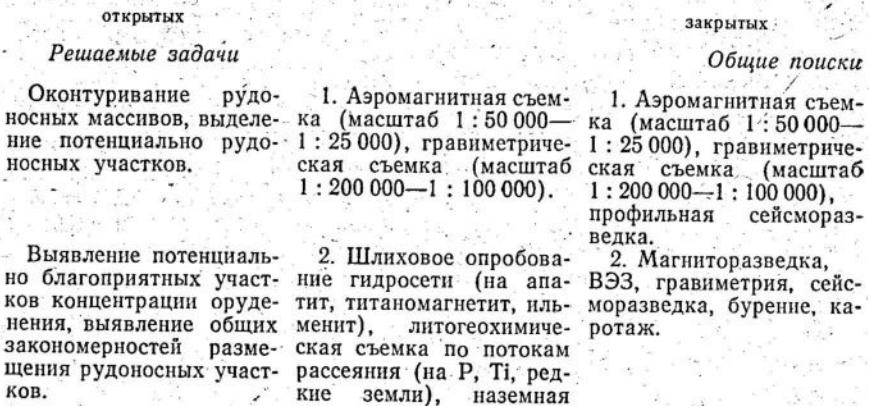
ны к меланократовым породам — рудным дифференциатам оливин-базальтовой магмы (рудным габбро, коссвитам, казанским, плагиоклазсодержащим клинопироксенитам).

Сиенито-габбровые рудоносные массивы характеризуются положительными гравитационными и магнитными аномалиями; последние хорошо подчеркивают контуры интрузивных тел полями напряженностью от 100 до 600 гамм. Внутри магнитные поля имеют очень сложное строение и дифференцируются на многочисленные локальные аномалии интенсивностью до 1200—1700 гамм. Габбродиная часть массивов сопровождается литохимическими ореолами рассеяния фосфора и шлиховыми потоками типоморфных минералов рудных тел — апатита (до 10 г/м<sup>3</sup> и более), титаномагнетита, ильменита, сфена и др.

Указанные особенности размещения и поисковые критерии апатитового оруденения в комплексных проявлениях базитовых формаций служат основой для прогнозных построений и составления прогнозных карт, а также для выбора оптимального комплекса поисковых методов. Представляется целесообразным рекомендовать на ранних этапах общих поисков применение магниторазведки (аэро- и наземной) в сочетании с гравиметрией, а на более детальных подстадиях с подключением электроразведки (ВЭЗ — ВП) и скважинных модификаций этих методов.

Основным поисковым методом на всех подстадиях поисков и в различных геолого-геоморфологических условиях остается магниторазведка. Для локализации апатитового оруденения возможно применение шлихового опробования (общие поиски), литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния фосфора и фторометрической нейтронно-активационной съемки (детальные поиски). Необходимо также технологическое опробование комплексных руд, осуществляющее уже на подстадии общих поисков.

#### Схема рациональной методики поисков месторождений комплексных апатитсодержащих руд базитовых формаций в районах:



#### открытых

магниторазведка (масштаб 1:25 000 и крупнее), поисковые маршруты, фторометрическая нейтронно-активационная съемка (масштаб 1:25 000 и крупнее).

Определение общих масштабов оруденения, качества руд, первичная технологическая оценка, прогнозная оценка, выделение участков для проведения детальных поисков.

#### закрытых

3. Бурение, каротаж, опробование.

#### Детальные поиски

Оконтуривание перспективных участков, уточнение критериев размещения оруденения.

1. Наземная магниторазведка (масштаб 1:10 000 и крупнее), поисковые маршруты (структурно-петрологическая съемка), фторометрическая нейтронно-активационная съемка, литохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам рассеяния фосфора.

Оценка перспективных участков по масштабам оруденения, качеству, типам руд, оценка прогнозных запасов, выделение участков для поисково-оценочных работ, оценка технологических свойств погеодезические работы.

Наземная магниторазведка, ВЭЗ, гравиметрическая съемка, бурение, каротаж, опробовательские работы.

#### Поисково-оценочные работы

Типизация руд, выделение промышленных типов, установление геологических границ, прогноз оруденения на глубину, оценка части запасов по категориям С<sub>2</sub>, выбор объектов для предварительной разведки.

Детальная магниторазведка, горные и опробовательские работы (сгущение сети канав, редкие профили скважин, мелкообъемное технологическое опробование).

Детальная магниторазведка, ВЭЗ, гравиметрия; бурение по профилям, каротаж, опробование, мелкообъемное технологическое опробование.

#### 5. Месторождения апатита формации коры выветривания

Промышленные гипергенные остаточные и остаточно-инфилтрационные месторождения апатита, апатита — франколита и других сопутствующих полезных ископаемых образуются в ос-

новном в результате выветривания карбонатитов и камафоритов, в силу чего сохраняют присущие указанным рудным комплексам главные черты строения и закономерности размещения.

Необходимо отметить, что линейно-площадные и линейные коры выветривания развиваются в основном по кальцитовым разностям камафоритов, кальцитовым и доломит-кальцитовым карбонатитам (II и III стадий) и карбонатизированным фенитам, подвергшимся предварительно интенсивному дроблению. В зоне современного умеренного гумидного климата они располагаются в депрессионных формах рельефа, нередко под днищами озер и речных долин, чему способствует, очевидно, активная циркуляция подземных вод. В силу сказанного, объектами прогнозирования и поисков таких кор «...должны быть не только поверхности выравнивания, но (и в большей мере) расширенные участки речных долин в пределах карбонатитовых массивов» [83, с. 71].

На севере встречаются и обратные соотношения, когда коры отмечаются на куполовидных возвышенностях карбонатитов (некоторые массивы Карело-Кольской и Маймеч-Котуйской провинций). Такая же картина наблюдается в тропиках, где кальцитовые карбонатиты часто выветриваются слабее, чем щелочные породы [103]. По профилю коры выветривания промышленные скопления апатита приурочены к зонам гидрослюдисто-глинистой и охр (остаточный элювий), а франколита (штаффелита) или апатита — франколита — к зоне цементации или вторичного обогащения.

Следовательно, одним из важных признаков наличия кор выветривания в пределах тех или иных массивов служит присутствие наряду с первичными минералами (апатитом, магнетитом, пирохлором, бадделеитом и т. д.) новообразованных типично гипергенных компонентов (франколита, гидроокислов железа и марганца, вермикулита, сунгулита, каолина и др.).

Необходимо иметь в виду, что состав продуктов выветривания зависит от состава карбонатитов или камафоритов. Так, по белым апатитом анкерит-доломитовым карбонатитам промышленных франколитовых руд не образуется. Верхние зоны подобных кор выветривания богаты гидроокислами железа, марганца и остаточным баритом. Если исходные карбонатиты богаты пирохлором и флогопитом, соответственно в коре выветривания руды приобретают комплексный характер. Помимо франколита и остаточного апатита (или одного из них) практическое значение имеют пирохлор и образующийся по флогопиту вермикулит. Выходы накоплений остаточного апатита на поверхность указывают на большую глубину эрозионного среза и бесперспективность прогнозирования и поисков инфильтрационных франколитовых руд.

Важное значение при прогнозе имеет морфоструктурный тип коры выветривания. Для гипергенной минерализации наиболее

благоприятен площадной тип, имеющий максимальные масштабы и полно выраженный профиль выветривания. Линейные коры выветривания обычно связаны с тектоническими нарушениями и контактами различных пород (например, фенитов и карбонатитов). Показательно отсутствие четко выраженной зональности коры выветривания, но зато имеется большая ее протяженность на глубину (до 200 м и более). Наименее благоприятна трещинная кора выветривания, редко приводящая к образованию промышленных концентраций франколита или остаточного апатита.

Таким образом, для прогнозирования фосфатоносных остаточных или остаточно-инфилтратационных кор выветривания имеют решающее значение состав субстрата, геохимия процессов и профиль коры выветривания, морфоструктурные и геоморфологические факторы, уровень эрозионного среза. В ряде случаев может возникнуть необходимость в составлении специальной локальной прогнозной карты на гипергенные проявления апатита или франколита.

Выполнение ее представляет сложную в техническом отношении задачу, поскольку она должна совмещать элементы исходного субстрата (состав, строение, структуры, топографию рельефа), коры выветривания (зональность, мощность, продуктивность, границы распространения) и перекрывающего чехла рыхлых отложений (мощность, границы, развитие). Основа такой карты литолого-петрографическая: цветом на ней рекомендуется изображать главные апатитоносные петрографические группы и разновидности горных пород (ультрабазиты, щелочные сиениты, камафориты, карбонатиты и т. д.), условными черными линиями — складчатые структуры и разрывные нарушения, цветными горизонталями — рельеф погребенного ложа. Металлогеническая и прогнозная нагрузка таких карт аналогична нагрузке карт, составляемых на эндогенные месторождения апатита.

Поиски гипергенных апатитовых и апатит-франколитовых руд производятся обычно методом геологической съемки (масштаба 1 : 50 000—1 : 10 000 и крупнее) с широким использованием геофизических исследований, горно-буровых и опробовательских работ. В частности, как показывает опыт поисков на массивах Ковдорском и Сокли (Финляндия), большую помощь оказывают магнитометрический и сейсмометрический методы. Магниторазведкой на Ковдорском массиве успешно выделялись по профилям и по площади карбонатиты и связанные с ними апатит-франколитовые руды. На массиве Сокли сейсмическим профилированием выделены участки с повышенной мощностью коры выветривания.

На Белозиминском апатитовом месторождении проводимость рыхлых образований коры выветривания, возникшей на карбонатитах, значительно выше, чем коренных пород, и характери-

зуется средней величиной порядка 500 Ом·м при достаточно узком диапазоне изменений — от 390 до 617 Ом·м. Этого вполне достаточно для эффективного применения электроразведки с целью картирования мощности продуктивных отложений остаточной коры выветривания и выявления их стратификации по разрезу.

После оконтуривания кор выветривания и получения на основании геофизических и геологических исследований первого представления о их протяженности, мощности и строении, проходятся вкрест простирации зон минерализации два-три профили колонковых буровых скважин по сети  $800 \times (400-200)$  м; скважины бурятся до коренного ложа (неизмененных первичных пород).

На первом этапе (общие поиски) производится минералогическое и химическое опробование керна, причем в пробу отбирается его половина, а длина секции не должна превышать 2 м. Отобранная проба после сушки подвергается дезинтеграции на грохоте, затем материал ее делится на две части, одна из которых обрабатывается как обычная керновая проба. Из второй части после взвешивания удаляются обломки размером +5 мм; класс — 5 мм раздельно подвергается обработке на лотке (класс от —5 до +1 мм) и на концентрационном столе (класс —1 мм). Концентраты порознь сушатся, взвешиваются и отправляются на минералогический анализ [74].

Необходимость проведения анализов двух видов диктуется соображениями наиболее полного изучения минералогии кор выветривания и выяснения достоверного содержания основных промышленных компонентов. Сравнение результатов минералогического и химического анализов показывает, что между ними иногда существуют значительные расхождения.

На последующих подстадиях поисков сеть буровых скважин сгущается до  $400 \times 200$  (детальные поиски) и  $400 \times 100$  м (поисково-оценочные работы); бортовые части залежи проверяются шурфами, а в некоторых случаях магистральными канавами. Кроме того, проходятся специальные контрольные шурфы для определения расхождений в опробовании по керну скважин и бороздовым (или валовым) пробам в горных выработках. На этих подстадиях производится уже технологическое опробование материала кор выветривания с учетом природных минеральных и предположительно промышленных типов руд.

В заключение следует подчеркнуть, что при выборе оптимальных расстояний между поисковыми линиями буровых скважин необходимо учитывать изменчивость геологических факторов, контролирующих оруденение, характер и условия залегания компонентов, составляющих рыхлую толщу, а также состав отдельных участков толщи и его изменение в зависимости от геологического строения коренного ложа.

## Глава V МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕТАМОРФЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Проведенный анализ апатитоносности метаморфических образований докембрия и нижнего палеозоя показал [145], что промышленные и перспективные проявления апатита связаны в основном с формациями мраморно-gneйсовой, метакремнисто-карбонатной, порфиро-лептитовой и лептитовой. В данной главе рассматриваются проявления только мраморно-gneйсовой формации. Месторождения апатита метакремнисто-карбонатной формации в целом сохраняют присущие первичнофосфоритовым залежам (или фосфатсодержащим толщам) черты строения и характеризуются теми же поисковыми предпосылками и признаками\*. Но размещение их контролируется пространственным расположением интрузий гранитоидов и фронтом их метаморфического воздействия, зависящим от состава магматических комплексов горных пород, размера и формы массивов, условий залегания магматических тел и степени предынтрузивной нарушенности продуктивных осадочных залежей. Комплексные апатитсодержащие месторождения порфиро-лептитовой и лептитовой формаций (Северная и Центральная Швеция) достаточно подробно освещены в литературе [43, 217]. В СССР прямые аналоги этих формаций пока не выявлены, вследствие чего разработка вопросов методики прогнозирования и поисков ассоциирующих с ними проявлений апатита затруднена.

Из совокупности известных проявлений мраморно-gneйсовой формации перспективными для изучения представляются редкоzemельно-апатитовые (селигдарский и ниряндинский типы) и собственно апатитовые (слюдянский тип). Большинство этих проявлений располагается на пересечении диагональных (иногда ортогональных) зон разломов, в участках флексураобразного изгиба складок; часть рудопроявлений приурочена к крыльям и ядрам синклинальных и антиклинальных складок (нередко опрокинутых) и к периферии гранито-gneйсовых куполов.

\* В Лаокайском бассейне (СРВ) аналогично ведут себя апатитоносные остаточные коры выветривания, широко развитые по образованиям метакремнисто-карбонатной формации. Размещение их целиком подчиняется условиям залегания исходных рудных горизонтов (стратиграфическим и структурным), а масштабы апатитовой минерализации обусловлены первичным минеральным составом руд и положением уровня подземных вод. Все промышленные концентрации гипергенного апатита в пределах рудных полей расположены в зоне аэрации, повторяющей рельеф поверхности в несколько сложенном виде [101]. Соответственно в котловинообразных его участках мощность фосфатоносной коры выветривания уменьшается, а на возвышенностях значительно увеличивается. В зоне ниже уровня подземных вод с горизонтальной их циркуляцией качество гипергенных руд в значительной мере снижается.

Ряд объектов (например, селигдарского типа) контролируются как зонами разломов, так и складчатыми структурами, другие — только зонами разрывных нарушений (ниряндгинский тип) или складчатости. Приурочены они к стратиграфическим горизонтам (или пачкам), сложенным доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, диопсидовыми, кварц-диопсидовыми и диопсид-скаполитовыми породами, диопсидсодержащими гнейсами и сланцами, реже кварцитами с кордиеритом, диопсидом, флогопитом, гранатом, антофиллитом и силлманитом.

Эти продуктивные горизонты залегают, как правило, среди пироксен- и амфиболсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов в пределах зон амфиболитовой фации метаморфизма (зон диафтореза), являющейся большей частью наложенной на гранулитовую фацию более раннего регионального метаморфизма. Эта установленная общая закономерность связывается с усилением миграции фосфора при повышении степени метаморфизма; максимальная миграция элемента наступает в гранулированной фации метаморфизма.

Довольно часто апатитовая минерализация наблюдается на тех участках, где отмечается развитие (наряду с карбонатными и субкарбонатными породами) докембрийских гранитоидов реоморфического происхождения, причем некоторые рудные тела располагаются вдоль зон нарушений среди гранитов и гранитогнейсов (Нириянда и др.). Наблюдается также некоторая пространственная сближенность апатитопроявлений мраморно-гнейсовой формации с месторождениями флогопита, железа, урана, иногда золота. В одних случаях это обусловлено общностью происхождения полезных компонентов (Р, флогопит Fe, U) и соответственно их приуроченностью к одним и тем же продуктивным горизонтам (пачкам), в других — расположением в одинаковых и тех же зонах долгоживущих разломов (Р, U, Au).

Приведенные геолого-структурные критерии размещения апатитопроявлений могут быть дополнены следующими поисковыми предпосылками и признаками.

1. Минералого-петрографические. Промышленно-интересные скопления апатита тяготеют в пределах продуктивных горизонтов к определенным по составу горным породам: в юго-западном Прибайкалье — к кварц-диопсидовым кварцитам с типичным белым мелкозернистым диопсидом [243], на Украинском щите — к кордиерит-флогопитовым, флогопит-антофиллит-кордиеритовым, флогопит-кордиерит-силлманитовым и гранат-кордиерит-биотитовым кварцитам и доломитовым мраморам [244], в Центрально-Алданском районе — к доломитовым мраморам с гематитом и мартитом, кварц-полевошпато-гематитовым образованием и флогопит-диопсидовым кальцифиром.

Характерно проявление апатитовой минерализации в районах широкого развития рассеянного флогопита (Украинский и

Алданский щиты, Южное Прибайкалье), иногда кордиерита и антофиллита (Украинский щит) в метаморфических комплексах. Нередко тесную связь с апатитопроявлениями обнаруживают метасоматически измененные горные породы — карбонатизированные, гематитизированные, альбитизированные и калишпатизированные.

В Центрально-Алданском районе некоторые проявления сопровождаются довольно крупными делювиальными развалами апатит-карбонатных и апатит-кварцевых пород и руд, иногда «сухаревидного» облика и красноватой окраски; в аллювии речных долин, дренирующих месторождения, часто наблюдаются на расстоянии более 2—3 км валуны и гальки апатитсодержащих пород (особенно апатит-кварцевых).

2. Минералого-geoхимические. В аллювии горных рек и ручьев, размывающих апатитоносные метаморфические комплексы, постоянно отмечаются диопсид, апатит, магнетит, гематит, монацит, мартит, реже кордиерит, форстерит, силлманит и другие менее типичные минералы. Наиболее информативны для промышленного апатитового оруденения отдельных районов следующие шлиховые ассоциации: апатит-гематит-мартитовая с характерным бурым радиоактивным апатитом (селигдарский и нириандгинский типы), апатит-диопсидовая с белым диопсидом (слюдянский тип) и апатит-кордиеритовая (криворожский тип).

Протяженность проявлений типоморфных ассоциаций минералов вдоль водотоков до 10—12 км. Ореолы распространения типоморфных минералов и их количественное содержание в аллювии могут быть весьма значительными в результате дополнительного размыва промежуточных коллекторов — древних метаморфизованных и более молодых кор выветривания (например, в районе Селигдарского месторождения).

Геохимическими исследованиями доказано наличие над апатитоносными породами и рудами селигдарского типа вторичных ореолов рассеяния фосфора, превышающих по содержанию местный фон (0,6%) в несколько раз, и меньших по размерам аномалий Ce (до 1%), La (0,1—1%), Mp и Y (0,003—0,08%). Последние фиксируют участки с особенно высокой концентрацией апатита в доломитовом субстрате [214]. Аналогичные ореолы рассеяния фосфора и редких земель наблюдаются над проявлениями апатита, расположенными в пределах Украинского щита и Южного Прибайкалья.

3. Геофизические. В целом физические свойства апатитовых руд метаморфогенного происхождения изучены слабо. Имеются лишь некоторые сведения о радиоактивности и магнитности рудных образований селигдарского, нириандгинского и слюдянского типов. Геофизические исследования, проведенные на Селигдарском месторождении и соседних с ним площадях, показали, что руды этого объекта радиоактивны, причем интенсивность гамма- поля весьма неравномерна; максимальной радиоактивностью

выделяются участки повышенной концентрации апатита. Природа радиоактивности ториевая либо смешанная уран-ториевая; торий концентрируется в редкоземельном апатите, уран — в гематите и гематитизированном апатите.

Примерно такие же величины радиоактивности показательны для многих других проявлений апатита селигдарского и ниряндинского типов в Центрально-Алданском районе. Меньшими значениями радиоактивности, но все же выделяющимися на фоне вмещающих пород, характеризуются проявления апатита слюдянского типа [59]. В совместном интенсивном знакопеременном магнитном и отрицательном гравитационном поле рудные тела Селигдарского и Тигрового месторождений выделяются спокойной отрицательной магнитной аномалией до 1500—2000 гамм.

Изложенный материал послужил основой для создания предварительной схематичной методики прогнозирования апатитопроявлений, главным образом селигдарского типа.

*Методика прогнозирования. При обзорном и мелкомасштабном прогнозе* для решения привлекаются структурно-формационные, рудно-формационные, структурно-тектонические и геофизические методы в следующей последовательности.

1. Среди структур щита выделяются области древних ядер платформы и примыкающие к ним области консолидированной складчатости с развитием архейских и раннепротерозойских метаморфических комплексов; анализируются тектонические нарушения глубинного заложения (в том числе скрытого типа и кольцевые), выясняется их рудоконтролирующее значение.

2. Путем изучения стратиграфического разреза и петрографического состава слагающих его горных пород (с учетом по-ведений в пространстве реперных горизонтов, их соотношения с другими слоями и пачками пород и т. д.) производится формационный и рудно-формационный анализ докембрийских образований с выделением продуктивных метаморфических комплексов в ранге рядов формаций или конкретных формаций.

3. По минеральным парагенезам (индекс-минералам) проводятся изограды метаморфизма, позволяющие выделить области развития амфиболитовой (особенно регressiveвой) фации метаморфизма.

4. Корректировка границ амфиболитовой и менее низкотемпературных фаций осуществляется путем сопоставления карт метаморфических фаций и намагниченности; по сравнению с комплексами гранулитовой фации, амфиболитовые, как уже отмечалось, выделяются более низкими значениями средней намагниченности, не превышающими  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС [202].

5. Привлекаются все имеющиеся данные по металлогенезу региона и по строению земной коры; в частности, Алданский щит характеризуется утоненной корой (мощностью 38—42 км), блоковым ее строением, непостоянным соотношением мощностей

гранитного и базальтового слоев и общим пониженным значением аномалий гравитационного поля [47, 202].

Синтез всех этих материалов достаточен для выделения провинций, зон и районов, перспективных на обнаружение апатитопроявлений селигдарского типа.

Инструментом *регионального и локального прогнозирования* служат критерии главным образом формационные, структурно-тектонические и структурные, литолого-петрографические, геофизические и геохимические, использование которых осуществляется примерно в следующей последовательности.

1. На основании изучения литолого-петрографического строения докембрийских комплексов производится уточнение и более дробное подразделение ранее выделенных формаций; в частности выделяются субформации (гнейсовая, сланцево-гнейсовая, амфиболито-гнейсовая, кварцитовая и др.), внутри них — продуктивные горизонты, насыщенные парапородами — доломитовыми мраморами, кальцифирами, кварцитами, диопсидовыми сланцами и гнейсами, диопсид-скаполитовыми кристаллическими сланцами и др.

2. Анализируются складчатые структуры и выделяются замковые части и ядра синклиналей и антиклиналей, участки центриклинального и периклинального замыкания, ядра попечерных складок, участки флексуорообразного искривления крыльев или ядер и сложной изоклинальной складчатости. Тем самым в сочетании с данными формационного и литолого-петрографического анализа обеспечивается более надежное оконтуривание благоприятных для концентрации апатитовой минерализации синклинальных участков, имеющих фемический профиль, более насыщенных фосфором, к которым в большинстве случаев приурочены выходы продуктивных горизонтов.

Одновременно производится отбраковка малоперспективных и неперспективных площадей антиклинального сложения, имеющих салический профиль и слабо фосфороносные (толщи насыщены лейкократовыми гнейсами, гранито-гнейсами и др.). Структурно-формационный анализ способствует также исключению из сферы прогнозирования полей гранитизации и мигматизации (гранито-гнейсовых куполов) и других территорий с широким развитием гранитоидных интрузий.

3. Для контроля апатитового оруденения селигдарского типа важное значение имеют и разрывные дислокации, вследствие чего производится их анализ и классификация; наибольшего внимания заслуживают крупные протяженные разломы, вдоль которых (на их пересечении или в их пределах) отмечаются выходы доломитовых мраморов и других высокомагнезиальных пород (в основном диопсидодержащих). С разломами металлогенически связаны магматические образования: во-первых, как поставщики рудогенных элементов (в том числе фосфора), особенно из основных интрузий и вулканитов синклинальных зон

под влиянием процессов метаморфизма; во-вторых, как факторы тепловой мобилизации компонентов из вмещающих метаморфических комплексов и, в-третьих, как показатели наличия нарушений, по которым проникали магма и рудогенерирующие растворы [204].

4. В геофизическом аспекте апатитоносная территория Центрального Алдана характеризуется значительными колебаниями положительных и отрицательных значений магнитного поля (от -6 до +20 мЭ), причем простижение аномалий согласуется, как правило, с общим направлением складчатых структур [47]. Максимальные значения магнитного поля приурочены к выходам пород мраморно-гнейсовой формации, минимальные — связаны с метаморфитами гнейсо-кварцитовой формации. Однако апатит-доломитовые руды и породы в составе как мраморно-гнейсовой, так и других формаций выделяются отрицательными значениями магнитного поля, совмещенными с неоднородными, но в целом повышенными радиоактивными аномалиями урановой и урано-ториевой природы.

5. Минералого-геохимические критерии пространственной локализации апатитового оруденения выражаются наличием шлихто-минералогических потоков рассеяния типоморфных минералов (апатит, мартит, гематит, магнетит, монацит, сфен, циркон) и литогеохимических вторичных ореолов рассеяния фосфора и элементов-индикаторов (Y, La, Ce и Mn). Косвенным показателем присутствия апатитовой минерализации могут служить ореолы карбонатизированных, гематитизированных, окварцованных и флогопитизированных пород.

Указанные критерии достаточны для предварительного оконтуривания в пределах установленных провинций рудных районов, узлов, рудных полей и месторождений с апатитовой минерализацией селигдарского типа.

Материалы обзорного, мелкомасштабного, регионального и локального прогнозирования находят свое выражение — на металлогенической и прогнозной картах. В комплексе вспомогательных карт составляется карта метаморфических фаций, на которой показываются площади распространения фаций регионального метаморфизма (прогрессивного и регressive этапов) и линии изоград метаморфизма различных фаций по индекс-минералам.

Особое внимание уделяется выделению на структурно-формационной (или структурно-петрографической) основе синклинальных зон фемического типа, полей гранитизации (гранито-гнейсовых куполов) и зон разрывных нарушений диагонального и ортогонального плана. Среди метаморфических образований (формаций, субформаций) специальными обозначениями выделяются продуктивные (регионально-маркирующие) горизонты,

сложенные существенно парапородами — доломитовыми мраморами, кальцифирами и др.

Целесообразно, кроме того, составление совмещенной карты геофизических, геохимических и шлихто-минералогических аномалий. Анализ ее позволяет выделить (с привлечением и других критериев) площади и участки, характеризующиеся одновременно повышенной радиоактивностью, отрицательным магнитным полем, ореолами и потоками типоморфных минералов, фосфора и элементов-индикаторов, что в целом свидетельствует об их перспективности на обнаружение апатитового оруденения селигдарского типа.

**Методика поисков.** Поиски месторождений апатита селигдарского типа основываются преимущественно на учете характера геолого-геофизических, геохимических и шлихто-минералогических аномалий. В связи с этим система поисковых работ включает комплекс геологических, геофизических (аэро- и наземных), минералогических, литогеохимических и горно-буровых методов. В процессе проведения поисковых маршрутов, а в большей степени при специализированном геологическом картировании, применяются формационный и структурно-литологический [222] или петрографо-тектонический [229] методы.

**Общие поиски**, как и для месторождений апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, целесообразно начинать с аэрогеофизических исследований — комплексной магнитной и гамма-спектрометрической съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000.

Схема рациональной методики поисков метаморфогенных месторождений апатита селигдарского типа в районах:

открытых

закрытых

Общие поиски

- |  |  |
|--|--|
| 1. Комплексная аэромагнитная и аэромагнитная съемка (масштаб 1 : 50 000—1 : 25 000). | 1. Аэромагнитная съемка (масштаб 1 : 50 000—1 : 25 000).                           |
| 2. Геологическая съемка со специальными задачами (масштаб 1 : 200 000—1 : 50 000).   | 2. Геологическая съемка со специальными задачами (масштаб 1 : 200 000—1 : 50 000). |
| 3. Магниторазведка и гамма-съемка.   | 3. Магнито- и электроразведка.   |
| 4. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам и потокам рассеяния.                | 4. Буровые и опробовательские работы.  |
| 5. Шлиховое опробование водотоков.   |  |
| 6. Поисковые маршруты.   |  |
| 7. Горно-буровые и опробовательские работы.  |  |

открытых

закрытых

### Детальные поиски

- |   |   |
|---|---|
| 1. Профильная магниторазведка, гамма-шпуровая (или эманационная) съемка с выборочным гамма-спектрометрическим определением. | 1. Профильные магнито- и электроразведка. |
| 2. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния.   | 2. Буровые и опробовательские работы.     |
| 3. Поисковые маршруты.  |   |
| 4. Горно-буровые и опробовательские работы.   |   |

### Поисково-оценочные работы

- |   |                                 |
|---|---------------------------------|
| 1. Магнито- и гравиметрическая съемка (масштаб 1 : 5000). | То же что и в открытых районах. |
| 2. Буровые и опробовательские работы (в том числе НАК).   |                                 |
| 3. Мелкообъемное технологическое опробование.             |                                 |

Аэрогеофизические данные позволяют проследить по характеру размещения положительных и отрицательных магнитных полей предположительно продуктивные горизонты, отчленить мраморно-гнейсовую формацию от других геологических тел, прорассировать зоны глубинных разломов и наметить узлы их сочленения с оперяющими нарушениями, а также в грубых чертах выделить синклиниорные зоны фемического профиля.

После анализа и разбраковки аэрогеофизических аномалий организуется их наземная проверка с использованием магнитной съемки (в ряде случаев рекогносцировочной), гамма-съемки (в модификации шпуровой гамма-съемки) или эманационной съемки, выборочно гамма-спектрометрического измерения и электроразведки (электропрофилированием, методом заряда). Этот комплекс геофизических методов наиболее эффективен для обнаружения апатитовых рудных тел селигдарского типа. В дополнение к нему рекомендуется применение литогеохимической съемки по потокам рассеяния фосфора и элементов-индикаторов и шлихового опробования аллювия водотоков.

Поисковые маршруты прокладываются как вкрест аномальных площадей, так и вдоль их простирации с целью прослеживания и оконтуривания горизонтов (пластов, пачек) доломитовых мраморов, кальцифиров и других парапород, выделения зон разломов, играющих роль рудоконтролирующих и нередко рудовмещающих структур. Расстояние между поперечными маршрутами не должно превышать 500 м. Во всех маршрутах проводится радиометрия, обнажения и элювиально-делювиальные развалы (высыпки) горных пород подвергаются качественному анализу на  $P_2O_5$ , при положительной реакции из них отбираются штуфные и точечные пробы массой 3—5 кг.

Для общей характеристики оруденения аномальных зон производится в процессе проведения маршрутов отбор литогеохимических проб из горных пород (на обнаженных участках) и из под почвенного слоя (на закрытых участках). В ходе поисковых маршрутов большое внимание уделяется замерам кристаллизационной сланцеватости, гнейсовидности и полосчатости метаморфитов с целью расшифровки структур и увязки разрозненных и прерывистых выходов парапород.

По долинам ручьев и рек, дренирующих перспективные площади, производится шлиховое и литогеохимическое (по потокам рассеяния) опробование аллювиального материала (2—3 пробы на 1  $km^2$ ). Желательно, кроме того, использование галечно-статистического метода, особенно на дальних подступах к установленным аномалиям.

На завершающей стадии общих поисков осуществляется предварительная оценка оконтуренной апатитовой минерализации с помощью горных выработок или мелких скважин при наличии насосов большой мощности (свыше 10 м). Горные выработки (секционные канавы, шурфы) и скважины располагаются по поперечным профилям, отстоящим друг от друга не менее чем на 250 м, а по профилю — через 50—100 м; длина секционных канав не более 10 м.

Кроме того, проходятся одна или две магистральные канавы, вскрывающие все выходящие на поверхность рудные тела и минерализованные зоны. Из полотна канав, шурfov и керна буровых скважин отбираются соответственно бороздовые и керновые пробы длиной 2—4 м и сечением 10×5 см (для канав и шурфов). Все пробы анализируются на  $P_2O_5$ , часть из них, характеризующих типы руд, подвергается полному химическому и спектральному анализу.

Общие поиски завершаются оценкой перспектив опробованной площади с определением прогнозных запасов апатитового сырья и выделением конкретных участков для детальных поисков.

На подстадии детальных поисков осуществляется обследование продуктивных горизонтов, уточняется морфогенетический тип апатитового оруденения, оцениваются размеры известных рудопроявлений, определяется содержание фосфора и других полезных компонентов в рудах, изучается их вещественный состав; уточняется геологическая позиция известных проявлений и организуются поиски новых на продолжении продуктивных горизонтов и перспективных рудоносных зон; проверяются все геохимические, шлихо-минералогические, радиоактивные и отрицательные магнитные аномалии.

Комплекс методов, применяемых на этой подстадии поисков, зависит от конкретной геологической обстановки и степени обнаженности территории. Весьма эффективны поисковые маршруты с радиометрией по естественным коренным обнажениям и

элювиально-делювиальным развалам. При сильной задернованности перспективные участки вскрываются плужными канавами через 200—400 м с последующим проведением поисковых маршрутов.

Для оконтуривания и прослеживания оруденения селигдарского типа целесообразна магниторазведка по сети 200×20 м с последующей разбраковкой выявленных аномалий гамма-шпуровой или гамма-спектрометрической съемками. Целесообразно также применение электроразведки и площадной литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния фосфора и элементов-индикаторов (Y, Ce, La и Mn) по сети (150—200)×20 м. Эти же методы применяются на площадях, выделенных для доизучения и характеризующихся, как правило, недостаточной обнаженностью. Здесь не исключается также использование электроразведки и гидрогеохимической съемки.

Горные выработки (секционные канавы, шурфы) и мелкие буровые скважины для вскрытия рудных тел проводятся по сети 200×20 или 200×40 м. По данным пунктирных пересечений устанавливаются примерные размеры рудных тел (зон), вскрываемых затем канавами на полную мощность и опробуемых по полотну канав сплошной секционной бороздой. Длина борозды зависит от мощности рудного тела (зоны) и характера оруденения, но не должна превышать 4 м.

Бурение скважин глубиной более 50 м на данной подстадии применяется в небольшом объеме. Для оценки вертикальной протяженности оруденения на особо крупных проявлениях бурятся одиночные профили скважин. Результат детальных поисков — оценка перспектив изученных площадей (участков) с выделением первоочередных объектов (рудопроявлений) для дальнейшего изучения. Производится оценка их прогнозных запасов.

На поисково-оценочной подстадии изучаются лишь наиболее перспективные проявления апатита, промышленное значение которых весьма вероятно. Эта подстадия подготовительная к предварительной разведке. Работы выполняются в масштабе 1:10 000—1:2 000 в зависимости от сложности геологического строения объекта и детальности ранее проведенных на нем исследований.

В задачи поисково-оценочных работ входят уточнение контуров апатитового оруденения с поверхности, оценка его глубины с помощью бурения, изучение морфологии и структуры проявления, выяснение изменчивости оруденения по простиранию и падению, детальное изучение вещественного состава апатитовых руд с выделением основных типов и с предварительной технологической оценкой. В результате поисково-оценочных работ должна быть дана прогнозная (и частично по категории С<sub>2</sub>) оценка запасов месторождения и выработаны рекомендации по методике и технике проведения предварительной разведки. На

данной подстадии выполняются лабораторные технологические испытания апатитовых руд.

Поисково-оценочные работы осуществляются с помощью проходки горных выработок и бурения скважин с использованием полевых и каротажных геофизических и геохимических методов (магнитной и гравиметровой съемки, нейтронно-активационного каротажа, литогеохимической съемки по фосфору и элементам-индикаторам). На Селигдарском месторождении в подстадию детальных поисков канавы и мелкие скважины были пройдены по сети 400×(40—20) м и частично 200×20 м, что не позволило, однако, оценить характер изменения оруденения в пространстве.

На подстадии поисково-оценочных работ сеть поверхностных выработок была сгущена до 200×20 м, а также было пройдено несколько сплошных магистральных канав через все месторождение на расстоянии 400 м друг от друга. Колонковые скважины глубиной 400—600 м бурились по сети 800×200 м, что может быть рекомендовано и для других подобных объектов. Целесообразна также проходка двух-трех структурных скважин глубиной до 500—600 м.

## Глава VI ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОЯВЛЕНИЙ АПАТИТА НА СТАДИИ ПРОГНОЗНЫХ И ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Планирование освоения минерально-сырьевой базы апатита требует тщательного геолого-экономического обоснования начиная с самых ранних прогнозных и поисковых стадий изучения месторождений. Геолого-экономический анализ на этом этапе направлен на выявление минимальных природных параметров (запасов, среднего содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и др.), необходимых для обеспечения освоения месторождений с предусматриваемой на перспективу экономической эффективностью капиталовложений, исходя из дефицита в сырье и с учетом промышленной освоенности и перспектив развития района, географического расположения объектов, предстоящих затрат на изучение, производство и создание инфраструктуры.

Необходимо заметить, что подавляющее большинство экономических разработок последних лет посвящено экономической оценке месторождений полезных ископаемых на поздних предэксплуатационных подстадиях разведки или уже эксплуатируемых [28, 33, 171]. В меньшей мере разработана специфика экономической оценки месторождений на ранних этапах изучения, особенно тех объектов, которые расположены в экономически слабо освоенных районах [60, 62, 225, 232, 233 и др.]. Мало освещенными остаются вопросы экономической оценки ми-

ральных ресурсов как основы оптимального планирования геологоразведочных работ. В этом аспекте представляется своевременным появление публикаций [42, 96, 165], в которых наряду с раскрытием состояния проблемы рассматриваются некоторые положения по комплексной оценке месторождений.

Предлагаемые рекомендации разработаны на основе анализа экономики 25 действующих предприятий, представляющих собой звенья цепочки изучения и освоения минеральных ресурсов: геологические поисковые и разведочные партии, горнорудные предприятия (шахты, карьеры), предприятия по переработке руд и концентратов (обогатительные фабрики, заводы по переделу).

Сущность методических рекомендаций состоит в выявлении всех предстоящих производственных затрат по основным наиболее капиталоемким звеньям (добыче, обогащению, переделу) и инфраструктуре. Оценка проводится по двум направлениям — комплексному территориальному и региональному отраслевому — и включает выявление эффективности наиболее экономически рационального варианта по возможно более полному комплексному освоению месторождений с последующим сопоставлением всех рассмотренных объектов между собой, с подготовленной к эксплуатации и осваиваемой сырьевой базой отрасли в целом. Комплексность сырья определяется при помощи коэффициента дифференциации, учитывающего одновременно стоимостные и физические параметры [232].

В зависимости от стадий исследования (достоверности информации) геолого-экономическая оценка проявлений апатита разделяется на следующие виды: 1) прогнозную (стадия геологического прогнозирования), 2) условную (подстадии общих и детальных поисков), 3) относительную (подстадия поисково-оценочных работ), 4) предварительную (предварительная разведка) и 5) заключительную (детальная разведка).

Прогнозная оценка состоит в определении минимальных природных параметров месторождений иrudопроявлений, необходимых и достаточных для освоения объектов с планируемой эффективностью капиталовложений. Производственная цепь при этом планируется как минимум до получения фосфорной кислоты, транспортировка — до условных пунктов переработки концентратов. Затраты определяются с учетом специфики освоения сырья предполагаемого или предварительно установленного качества. В оценку включаются возможные параметры проявлений (по осваиваемым либо подготовленным к освоению месторождениям-аналогам). Независимо от оцениваемых запасов и средних содержаний компонентов метод позволяет устанавливать минимальные природные параметры как функцию эффективности освоения, с учетом особенностей размещения месторождений.

При условной и относительной оценках в качестве потребителей можно рассматривать районные и областные центры рас-

пределения продукта. Эти оценки выполняются по естественно сложившимся представлениям о природных параметрах месторождений. При предварительной оценке необходимо выявление связей с конкретными потребителями с учетом объема поставок. Начиная с этой стадии, определяются бортовые содержания компонентов.

Оценка объектов осуществляется в два этапа: на первом — с включением природных параметров в пределах контуров, установленных по бортовому содержанию, выявленному относительной оценкой, и на втором — по наибольшему объему запасов из всех возможных вариантов оконтуривания по бортовому содержанию. Все варианты оконтуривания запасов составляются с соблюдением минимального среднего промышленного содержания полезного компонента.

Результаты прогнозной оценки используются как основа ориентации ранних подстадий поисков, направленных на выявление структур, благоприятных для размещения месторождений с природными минимальными параметрами, установленными расчетами; результаты условий оценки служат основанием для постановки поисково-оценочных работ.

Показатели оценки для всех одновременно рассматриваемых месторождений предлагается определять на равнозначной экономической основе — на базе действующих предприятий-аналогов, или за исходные принимать показатели, установленные ТЭДами для объектов, идентичных оцениваемым. Максимального приближения значений экономических параметров к реальным можно добиться корректировкой показателей, принятых за основу. Для этого в соответствующие исходные показатели вводятся поправки, учитывающие отличия горнотехнических условий, применение более прогрессивных материалов, более совершенных методов производства, разницу в коэффициентах на зарплату и др.

Мощность производства целесообразно определять с учетом потребности промышленности в данном сырье, исходя из предусматриваемой эффективности освоения на предприятиях-аналогах. В оценку включаются оптимальные производственные мощности. Капиталовложения на основные сооружения исчисляются по действующим предприятиям в зависимости от их производственных мощностей. Корректировка капиталовложений по мощности может осуществляться экстраполяцией данных по предприятиям-аналогам. Если планируемые мощности значительно превышают мощности предприятий-аналогов, экстраполяция производится расчетно-графическим способом [232, 233].

Объем капитальных затрат, необходимых для освоения всех запасов, устанавливается с учетом тенденций изменения этого показателя по периодам работы на действующих предприятиях в зависимости от длительности работы и мощности планируемого производства. Полная себестоимость сырья и продуктов его

переработки вычисляется исходя из значений общей себестоимости по звеньям изучения и освоения. При различных мощностях планируемых и действующих предприятий-аналогов себестоимость также корректируется расчетно-графическим способом.

Расходы на строительство транспортных путей определяются прямым расчетом согласно существующим тарифным справочникам с учетом принятых поправок на географо-экономические условия или с использованием укрупненных показателей действующих строительно-дорожных предприятий. Необходимые объемы затрат на водоснабжение выявляются с учетом принятых схем обогащения и передела, потребности населения и т. д. Мощность энергетического хозяйства, обслуживающего непосредственно производство, находится прямым расчетом по энергетическим потребностям предприятий. Затраты на строительство и эксплуатацию энергетического хозяйства устанавливаются по укрупненным нормативам в зависимости от принятых мощностей энергоисточников.

Потребность в трудовых ресурсах рассчитывается, исходя из среднегодовых объемов производства с учетом результатов анализа действующих высокорентабельных предприятий-аналогов и возможностей модернизации на планируемый период. Материальные расходы, необходимые для освоения, исчисляются по нормативным значениям на единицу товарной продукции с учетом принятых методов добычи руды, схем обогащения и передела сырья.

Поскольку до настоящего времени в определении существа и методов выявления замыкающих затрат среди исследователей нет единого мнения, в качестве ценностного критерия предлагаются отраслевые усредненные приведенные затраты, рассчитанные как нижний уровень возможных оптовых цен на планируемую перспективу: для всей группы планируемых предприятий по освоению всех рассматриваемых объектов — см. формулу (2).

Разработаны два варианта решения задачи — без применения и с применением ЭВМ. В первом — месторождения сравниваются по критерию выбора оптимальных вариантов. В качестве критерия рекомендуется условная среднегодовая эффективность капиталовложений по наиболее экономически целесообразному варианту освоения всего объема запасов, учитывающему все возможные затраты на производство и инфраструктуру, включая энергетику и транспорт:

$$E = \frac{AC_i m_i n_i (Q - q)}{C_{n_i} \Sigma R T}, \quad (1)$$

где  $A$  — извлекаемые запасы руды за весь срок эксплуатации месторождений, млн. т;  $C_i$  — содержание компонента в руде, в долях единицы (пример 5%—0,05);  $m_i$  — коэффициент извлечения полезного компонента при обогащении;  $n_i$  — то же при переделе,  $Q$  — усредненные приведенные отраслевые (или замы-

кающие) затраты на 1 т продукта (в зависимости от уровня оценки концентрата, фосфорной кислоты, аммофоса и т. д.), руб/т;  $q$  — приведенные затраты на 1 т продукта на оцениваемом месторождении, руб/т;  $C_{n_i}$  — содержание полезного компонента в продукте, в долях единицы;  $R$  — общие капиталовложения за весь срок действия предприятия, включая на инфраструктуру (транспорт, энергетику, обустройство и др.), млн. руб.;  $T$  — срок действия предприятия, в годах. Здесь

$$Q = \frac{\sum_{i=1}^{l-n} (S_i + E' K_i) H_i}{\sum_{i=1}^{l-n} H_i}, \quad (2)$$

где  $S_i$  — себестоимость 1 т продукции, руб;  $H_i$  — годовая производительность предприятия по  $i$ -му компоненту, млн. т.

За нормативное  $E'$  принимается планируемая на перспективу эффективность капиталовложений (в настоящее время  $E'$  для горнорудных предприятий принято 0,12—0,15). Значение отношения  $E$  расчетного к  $E'$  планируемому ( $F = E/E'$ ) меньше нуля свидетельствует об убыточности освоения при принятом критерии ( $Q$ ); если  $F$  больше 0, но меньше 1, освоение не убыточное, но и не обеспечивает планируемой эффективности капиталовложений; если  $F$  больше 1, — эффективность выше планируемой.

Анализ результатов оценок, проведенных разными исследователями, показал, что оптимальные варианты освоения одних и тех же объектов характеризуются относительно близкими объемами полезных компонентов, необходимых для обеспечения нормативного (с планируемой эффективностью капиталовложений) освоения.

Минимальные природные параметры, обеспечивающие нормативное освоение, определяются как функция экономической эффективности оптимального варианта по освоению, согласно следующим выражениям:

$$C_n = \frac{C_{n_i} E' K T}{A m_i n_i (Q - q)}; \quad (3)$$

$$A_n = \frac{C_{n_i} E' K T}{C_i m_i n_i (Q - q)}, \quad (4)$$

где  $C_n$  — нормативное среднее содержание компонента при данных запасах  $A$  (принятых к расчету, в долях единицы);  $A_n$  — нормативный объем запасов при данном (принятом к расчету) среднем содержании полезного компонента ( $C_i$ ); (см. обозначения к формулам (1), (2)).

Зная среднее содержание компонентов и объем запасов, необходимые для нормативного освоения объекта, можно определить минимально допустимые значения природных параметров месторождений (рис. 15).

**Природные параметры месторождений апатитового сырья в недрах, необходимые для освоения при  $F=1$  в условиях одной из провинций Приполярья**

Среднее содержание $P_2O_5$ , %	Запасы руды, млн. т
5	13054
7	9324
9	7252
11	5933
13	5020
15	4351

В тридцати случаях из тридцати шести (около 83%) минимальные промышленные средние содержания компонентов и объемы запасов руд были получены при оконтуривании рудных тел по крайним пробам со средним содержанием, обеспечивающим освоение месторождений с нулевой рентабельностью. Повидимому, при предварительной оценке бортовое содержание компонентов может быть определено ориентировочно как функция экономической эффективности освоения, согласно следующему выражению:

$$C_{bi} = \frac{C_{iq}}{QH_i}, \quad (5)$$

где  $C_{bi}$  — бортовое содержание  $i$ -го компонента (см. формулы (1), (2), (3), (4)).

Метод позволяет не только провести сравнительный анализ сырьевой базы, но и детально рассмотреть отдельные производственные звенья, выявить недочеты в организации этих элементов, а следовательно, и сформулировать конкретные рекомендации по совершенствованию производственной цепи в перспективе, и более гибко формировать варианты предстоящего освоения.

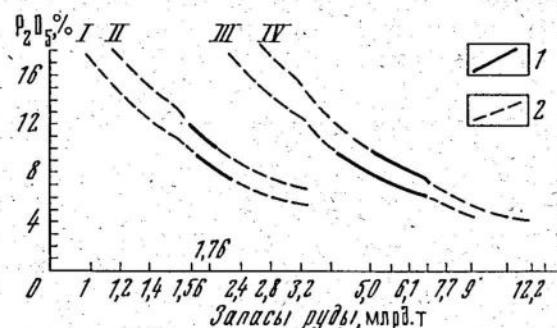


Рис. 15. Параметры месторождений апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд при принятых оценках условиях освоения.

Нижний предел природных параметров, обеспечивающий нормативное освоение месторождений: 1 — при условиях, принятых оценкой (по факту); 2 — теоретически возможный (по расчету). Снизу графики ограничены значениями бортовых содержаний. Месторождения: I — Селигдарское; II — Колского полуострова; III — Сибири и Дальнего Востока; IV — севера Красноярского края

При оценке на ЭВМ [13] в программах используются те же исходные данные, что и для расчета без ЭВМ. Моделью предусматривается решение целочисленной динамической задачи. Алгоритм позволяет вводить информацию без дополнительной корректировки; экономические показатели уточняются и оптимизируются ЭВМ в процессе расчета с введением поправочных коэффициентов, отражающих специфику освоения данного месторождения. Целевая функция предполагает доведение затрат до минимума во всех звеньях освоения месторождений (поиски, разведка, добыча, обогащение, передел) за весь срок действия предприятия.

Так как в настоящее время решение задач с нелинейной зависимостью (стоимостные показатели являются нелинейными функциями от мощности производства) вызывает определенные трудности, то указанные функции условно принимаются кусочнолинейными. При более полном учете нелинейных зависимостей расчет проводится по несколько раз, с каждой итерацией приближая результат решения задачи к оптимальному. В итоге выбираются объекты, обеспечивающие наиболее эффективное освоение, определяется последовательность изучения и введения каждого из них в народнохозяйственный оборот, выявляется набор промышленнозначимых полезных компонентов, подсчитываются денежные и материальные затраты по каждому объекту и по району в целом, находятся наиболее рациональные виды транспорта, направления и объемы грузопотоков.

В оценку включаются: 1) природные параметры (исходя из детальности проведенных исследований, условно принятые или по реально сложившимся представлениям): а) объем запасов по типам руд, б) среднее содержание компонентов в рудах, в) глубина и условия залегания рудных тел; одновременно расчетом могут учитываться несколько (минимум два) представлений о природных параметрах объекта; 2) экономические условия: а) природно-климатические факторы (влияющие на удорожание), б) обустроенность района (учитывается укрупненным расчетом на инфраструктуру и транспорт), в) наличие трудовых ресурсов (в виде необходимых затрат), г) вспомогательные виды сырья (как дополнительные затраты); 3) технико-экономические факторы: а) способы отработки месторождений, б) потери руды при добыче, разубоживании, в) извлечение компонентов при различных способах обогащения, г) средние содержания полезных компонентов в продуктах обогащения, д) извлечение компонентов при переделе, е) содержания полезных компонентов в продуктах; 4) промышленно-экономические показатели: а) мощности вскрыши при карьерных способах отработки, б) добыча по видам отработки, в) себестоимость добычи единицы руды, г) капиталовложения на добычу по типам отработки, д) возможности обогащения руды при использовании различных технологических способов, е) капиталовложения на обогащение,

ж) текущие затраты на обогащение, з) мощности предприятий передела по способам переработки, и) капиталовложения по предприятиям передела, к) себестоимость передела единицы концентрата при определенных технологических способах; б) транспортные: а) виды транспорта (речной, железнодорожный, авиационный, трубопроводный, автомобильный), б) протяженность путей (по видам транспорта), удаленность от потребителей и поставщиков, в) тарифы на перевозку продукции различными видами транспорта, г) капиталовложения в строительство транспортных путей; б) внешние: а) потребность в конечных продуктах, концентратах, сырье, руде по рассматриваемым регионам, б) частичная или полная взаимозаменяемость товарных продуктов, в) дефицитность сырья вводится в задачу в виде жестко заданной потребности.

Рекомендуемый методический подход требует сбора и анализа обширной геолого-экономической информации. На самых ранних этапах прогнозирования, когда ее недостаточно, первая отбраковка вновь открытых проявлений апатита может быть осуществлена без специального экономического обоснования, лишь исходя из общих соображений. При этом главными показателями такой оценки должны служить формационно-генетическая принадлежность и промышленный тип апатитопоявления, его размеры и условия залегания. Принимая во внимание, что основной сферой потребления апатитового сырья является крупное производство минеральных удобрений, запасы апатитовой руды в пересчете на  $P_2O_5$  в новых районах должны быть не меньше 30—35 млн. т. В этом случае горнодобывающее предприятие средней мощности (500 тыс. т  $P_2O_5$  в год) может быть обеспечено сырьем на амортизационный период эксплуатации (40—50 лет), с учетом 80% извлечения полезного компонента из недр и 10% потерь.

Оценка проявлений по завершении прогнозно-поисковой стадии производится также путем сравнения его параметров с браковочными (оценочными) кондициями. Основным отличием браковочных кондиций от постоянных и временных, служащих для характеристики месторождений по результатам предварительной и детальной разведки, является выполнение расчета оценочных кондиций не для какого-либо конкретного объема, а для эталонного типа. Поэтому браковочные кондиции могут служить ориентиром при оценке проявлений с различными количеством и качеством запасов, горнотехническими и географо-экономическими условиями.

В настоящее время нормативными документами регламентируется геолого-экономическая оценка апатитовых месторождений по результатам прогнозно-поисковых работ на базе отпускной цены. Однако такой подход вызывает ряд существенных возражений. Во-первых, это связано, как правило, со значительным превышением затрат на производство апатитового концен-

трута из руд перспективных месторождений по сравнению с уровнем действующих на него цен. Уровень последних определяется величиной эксплуатационных затрат и фондоемкости производства концентрата в период 1965—1970 гг. (цены вводились с 1. VII 1976 г.).

За это время в силу действия ряда горнотехнических и экономических факторов эксплуатационные затраты на производство 1 т апатитового концентрата увеличились почти на 40%, а фондоемкость более чем в 2 раза. Тенденция удорожания производства концентрата сохранится и в обозримом будущем. Несоответствие уровня действующих цен на апатитовый концентрат и затрат на его производство делает нерентабельным, а следовательно, и невозможным вовлечение в эксплуатацию новых месторождений этого вида сырья, что находится в противоречии с существующим дефицитом фосфатов. Во-вторых, неправомерна экономическая оценка месторождений апатита с сопоставлением эффективностей производства лишь концентрата, представляющего собой промежуточный продукт в общем цикле производства минеральных удобрений.

Учитывая сказанное и принимая во внимание тенденцию использования большей части апатитового сырья для производства фосфорной кислоты с последующим получением из нее высококонцентрированных минеральных удобрений и других фосфорсодержащих продуктов, в качестве оценочного критерия эффективности, выявляемого на прогнозно-поисковой стадии апатитопоявления, принимается величина приведенных затрат ( $C+EK$ ) на производство 1 т упаренной фосфорной кислоты в пересчете на 100% ( $C$  — себестоимость производства, руб/т;  $K$  — удельные капитальные затраты, руб/т;  $E$  — нормативный коэффициент эффективности капитальных вложений, равный 0,12).

Ориентировочный расчет приведенных затрат осуществляется по всему циклу производства фосфорной кислоты: геологоразведочные работы — добыча — рудоподготовка — обогащение — транспортировка полученного концентрата и его переработка на химических заводах. Такой подход к формированию оценочного критерия на апатитовое сырье позволяет уже на рассматриваемой стадии получить первое представление о возможных полных народнохозяйственных затратах, связанных с освоением проявления (месторождения). В данном случае фосфорная кислота является сопоставимым продуктом. Горнотехнические параметры (крепость, вязкость и др.) при этом отражаются в затратах на добычу апатитовых руд; минералогические особенности руды — в затратах на ее обогащение; химический состав апатитового концентрата — на его переработку в фосфорную кислоту.

Сопоставление величины приведенных затрат по оцениваемому объекту с замыкающими затратами (по технически совер-

шенным предприятиям) на производство фосфорной кислоты в рассматриваемом плановом периоде позволяет судить о промышленной значимости выявленного проявления. Для предварительной разведки рекомендуются только те из них, по которым приведенные затраты на производство фосфорной кислоты из апатитовых руд меньше или равны величине замыкающих затрат на фосфорную кислоту. Последние характеризуют предельно допустимый уровень расходов на вовлечение в эксплуатацию месторождений и переработку апатитовых руд на кислоту с целью удовлетворения потребностей на определенный период развития промышленности минеральных удобрений и других химических производств.

Уровень замыкающих затрат определяется экономическими показателями работы технически совершенных предприятий (по производству фосфатного сырья и его переработке), запроектированных (или работающих) в наименее благоприятных географических и горнотехнических условиях, на рудах с низким качеством и выпускающих 10—15% данного вида сырья. Замыкающие затраты на фосфорную кислоту устанавливаются на 10—15-летний период и должны уточняться в конце каждой пятилетки при разработке последующего пятилетнего плана развития горно-химической промышленности.

Расчет приведенных затрат на добычу и обогащение апатитовой руды выявленного объекта на стадии прогнозно-поисковых работ осуществляется с использованием отчетных и проектных технико-экономических показателей эксплуатации месторождений — эталонов. Приведенные затраты на химическую переработку апатитового концентрата, по качеству близкого к хибинскому, могут быть приняты на уровне 90 руб/т, а для апатитовых руд ошурковского и апатит-магнетитовых руд ковдорского типов (по данным результатов опытно-промышленных испытаний) соответственно на уровне 100—110 руб/т и 110—120 руб/т.

Если апатитовый концентрат (или руда) не могут быть переработаны на фосфорную кислоту экстракционным методом (в связи с наличием вредных примесей или низкого содержания фосфорного ангидрида), возможно рассмотрение целесообразности переработки этого сырья термическим методом. По данным Гипромихима, приведенные затраты на производство термической кислоты в 1,3—1,4 раза выше, чем экстракционной.

В заключение необходимо указать на ориентировочный характер технико-экономической оценки апатитоносных объектов на прогнозно-поисковой стадии. Вместе с тем выполнение и применение на практике рассмотренных оценочных критериев и показателей позволяет рекомендовать те или иные проявления для поисково-оценочных работ и предварительной разведки и отбрасывать объекты, не имеющие промышленного значения. Это, несомненно, будет способствовать повышению эффективности проведения геологоразведочных работ на апатиты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аладышкин А. С., Сметанин А. С., Иванов А. Х. Опыт применения количественных методов металлогенического анализа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Вып. 10. Красноярск, 1975, с. 124—129.
2. Алексеев В. С. О возможности флотационного отделения кальцита от апатита. — В кн.: Обогащение полезных ископаемых Кольского полуострова. М.—Л., 1966, с. 19—23.
3. Альбов М. Н. Опробование месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 231 с.
4. Андреев Г. В., Шаракшинов А. С., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., Наука, 1969. 187 с.
5. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита/А. Р. Энтин, Ф. Л. Смирнов, А. Н. Угрюмов, А. И. Бурнайкин. — В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, с. 29—52.
6. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья/Г. В. Андреев, И. В. Гордиенко, А. Н. Кузнецов, А. И. Кравченко. Улан-Удэ, Бурятское книжн. изд-во, 1972. 160 с.
7. Аристов В. В. Поиски твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
8. Арсеньев А. А., Вировлянский Г. М., Смирнов Ф. Л. Генетические типы промышленных месторождений апатита/Отв. ред. Г. М. Вировлянский. М., Недра, 1971. 339 с.
9. Бабкин А. С. Фосфорные руды Кручининского месторождения. — Труды ЗАБКНИИ, 1962, вып. 1, с. 62—63.
10. Бабко А. К., Евтушенко Л. М. Колориметрический анализ. — Заводская лаборатория, т. 23, № 4, 1957, с. 423.
11. Базаров Л. Ш. О включениях в апатитах из пегматитов, кальцит-флогопитовых и гидротермальных жил. — В кн.: Исследования минералообразующих растворов. М., 1966, с. 121—126.
12. Батюшкин И. М., Лавров Н. П. Апатит-урановые месторождения. — В кн.: Месторождения урана и редких металлов. М., 1976. 285 с.
13. Бахтин А. Е. Математический анализ экономических моделей. Новосибирск, 1971, ч. 2. 320 с.
14. Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамор О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. — Геология рудных месторождений, 1968, № 5, с. 3—14.
15. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, Наукова думка, 1972. 230 с.
16. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 280 с.
17. Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., Недра, 1972. 295 с.
18. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолиздат, 1955. 88 с.
19. Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтая-Саянской области. М., Наука, 1966. 241 с.
20. Богатиков О. А. Аортозиты Земли и Луны — опыт сравнения. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М., 1973, т. 7, с. 79—99.
21. Богатиков О. А., Биркис А. Т. Аортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности. — В кн.: Аортозиты СССР. М., 1974, с. 5—20.

22. Борзунов В. М. Геолого-промышленная оценка месторождений нерудного сырья. 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1971. 318 с.
23. Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометальные камафориты. М., Наука, 1973. 176 с.
24. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., Наука, 1974. 200 с.
25. Бурдэ А. И. Оценка степени опионированности территории в свете задач прогнозирования месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях: Краткие тезисы/ВСЕГЕИ.—Л., 1973. с. 11—16.
26. Бурдэ А. И. Использование количественных показателей для определения комплекса методов геологической съемки и поисков. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Л., 1974. Т. 2, с. 224—230.
27. Буряк В. А. Метаморфогенное рудообразование и проблема рудного золота. — В кн.: Проблема наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975, с. 53—69.
28. Быховер А. А. Экономика минерального сырья. М., Недра, 1967. 368 с.
29. Вахромеев Г. С. Геохимические методы поисков и разведки редкометальных карбонатитов. — Труды Иркутского политех. ин-та. Сер. геол., вып. 30, 1966, с. 177—183.
30. Вахромеев Г. С. Перспективные оценки щелочно-карбонатитовых комплексов Восточного Саяна на железо. — В кн.: Направление и методика геофизических работ при поисках и разведке железорудных месторождений на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 60—63.
31. Везер Ван, Джон Р. Фосфор и его соединения. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 687 с.
32. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—572.
33. Виноградов В. Н. Промышленная оценка рассеянных элементов в комплексных рудах. М., Недра, 1972. 152 с.
34. Вироевлянский Г. М., Благодетелева Б. Н. Новые данные по структуре Хибинских апатитовых месторождений. — Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964, с. 94—97.
35. Вироевлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н. Главный рудоконтролирующий разлом Хибин. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 45—53.
36. Ворошин В. А. Производство экстракционной фосфорной кислоты. М., Химия, 1967.
37. Гаврилин Р. Д., Девина О. А. Поведение фосфора при контактовом метаморфизме песчано-сланцевых пород около интрузивов рудного состава. — Геохимия, 1973, № 4, с. 545—550.
38. Гаврилов В. В. Апатитовые руды Джугджурского plutона. — Геология рудных месторождений, т. 17, № 2, 1975, с. 74—77.
39. Галахов А. В. О механизме центральных интрузий на примере Хибинского щелочного массива. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, с. 258—266.
40. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975. 256 с.
41. Гапеев А. П., Смирнов А. И., Алленов Е. С. О метаморфических апатитовых породах Малого Карагату. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 317—326.
42. Гатов Г. А. Экономическая оценка месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975. 261 с.
43. Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции. — В кн.: Железорудные месторождения мира. М., 1955. Т. 2, с. 145—171.
44. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений/Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошиников, В. С. Домарев. — Геология рудных месторождений, 1976, № 2, с. 3—11.
45. Геологический словарь. М., Недра, 1973. Т. 1.
46. Геология и металлогенез щитов древних платформ СССР/Т. В. Билибина, М. А. Афанасьева, И. В. Барканов и др. Л., Недра, 1976. 339 с.
47. Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. Геологическое описание/Ред. Ю. К. Дзевановский. Авт. А. И. Никитина, И. Д. Долгушин, К. Г. Кондаков и др. ЯГГУ. М., Недра, 1972. 496 с.
48. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Щелочные породы рифтовых зон Восточной Африки. — Геохимия, 1970, № 4, с. 475—486.
49. Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я., Занин Ю. Н. Углерод в структуре апатита по данным электронного парамагнитного резонанса. — Кристаллография, 1970, № 6 (15), с. 1164—1167.
50. Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 434—463.
51. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Отв. ред. Л. С. Бородин. М., Наука, 1974, 376 с.
52. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений/ Г. М. Вироевлянский, Ю. Н. Благодетелева, Ф. М. Онохин, Н. Г. Карапашов. — В кн.: Хибинские апатитовые месторождения. М., 1965, с. 5—125.
53. Глаголев А. А. Роль апатитизации в формировании железорудного и флогопитового месторождений массива Ковдор (Кольский полуостров). — Геология рудных месторождений, 1965, № 3, с. 43—53.
54. Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченков А. Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастих и Инагли. М., Наука, 1974. 175 с.
55. Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 36—48.
56. Голованов Г. А. Флотация Кольских апатитсодержащих руд. М., Химия, 1976. 216 с.
57. Гоньшакова В. И. Щелочно-ультраосновные — щелочно-базальтоидные формации и минерализация древних платформ. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 171—181.
58. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Принципы фотометрической нейтронно-активационной съемки — метода выявления апатитовой и другой фторсодержащей минерализации. — В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., 1970, с. 389—391.
59. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Состояние и перспективы совершенствования геофизических методов исследований при поисках месторождений фосфатного сырья. М., ВИЭМС, 1971. 42 с.
60. Громов Л. Ф., Чипижинская Э. А. О новом методе геолого-экономического картирования. М., 1965. [Обзор ВИЭМСа. Сер. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. Вып. 51 (6)]. 24 с.
61. Груда В. В., Мызников В. А. Фосфор в генетических сериях магматических пород. — Геохимия, 1970, № 3, с. 319—331.
62. Гудалин Г. Г. Предпроектная экономическая оценка рудных месторождений. М., Недра, 1967. 324 с.
63. Давиденко И. В. Использование плотности, показателя преломления и твердости минералов для суждения о температурах их образования. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 2, с. 103—106.
64. Данилин Е. Л. Об одном из возможных способов количественного прогнозирования. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых/ВСЕГЕИ. Л., 1971, с. 184—185.
65. Делицин Л. М., Мелентьев Б. Н., Делицина Л. В. Система акмит — нефелин — виллиомит и дифференциация щелочной магмы. — Докл. АН СССР, т. 214, № 1, 1974, с. 186—189.
66. Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделеев Ф. П. Об одном принципе классификации и прогнозе геологических объектов и явлений. — Геология и геофизика, 1968, № 5, с. 50—64.
67. Докембрейские анортозиты Восточно-Европейской платформы/А. П. Биркис, И. Л. Богатиков, И. С. Богданов и др. — В кн.: Тезисы докладов

- II петрографического совещания по Русской платформе. Воронеж, 1972, с. 33—34.
68. Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко Н. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совмещенного применения гомогенизации и криометрии. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 2, с. 9—17.
  69. Долгов Ю. А., Попова Н. М. Криометрические определения газов во включениях. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 2, с. 61—64.
  70. Долгов Ю. А., Серебренников А. И. Техника и результаты термобарических исследований температур по включениям. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, т. 2, с. 34—37.
  71. Дудкин О. Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л., Наука, 1977. 204 с.
  72. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л., Наука, 1964. 231 с.
  73. Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита. Л., Недра, 1976. 216 с.
  74. Егоров И. И. Методика разведки редкометального месторождения коры выветривания. — Разведка и охрана недр, 1965, № 11, с. 15—17.
  75. Егоров И. И., Кузнецов В. Г. Белозиминское месторождение апатитов. — Разведка и охрана недр, 1974, № 7, с. 10—13.
  76. Егоров Л. С. Нельсониты, брекчи и проблема апатитоносности карбонатитовых комплексов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, ч. 104, вып. 3, с. 272—287.
  77. Ельянов А. А., Моралев В. М. Тектоническое положение Алданской и Южно-Верхоянской провинций ультраосновных—щелочных пород. — Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1972, № 6, с. 34—40.
  78. Ельянов А. А., Моралев В. М. Тектонические закономерности размещения докембрийских карбонатитов. — В кн.: Вопросы тектоники докембра Евразии. Владивосток, 1974, с. 31—59.
  79. Ельянов А. А., Моралев В. М. Некоторые особенности карбонатитов. — Труды НИЛзарубежгеологии, вып. 29, 1975, с. 6—15.
  80. Железнova Е. И., Шумилин И. П., Юфа Б. Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов: Практическое руководство. М., Недра, 1968. 453 с.
  81. Заварцкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
  82. Занин Ю. Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, Наука, 1975. 209 с.
  83. Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. М., Недра, 1969. 204 с.
  84. Зверев А. С., Файзулин Р. М. Апатитовые месторождения коры выветривания и их промышленная оценка. — Разведка и охрана недр, 1975, № 7, с. 11—17.
  85. Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972. 214 с.
  86. Землянов В. Н. Показатель сложности геологического строения. — Разведка и охрана недр, 1970, № 10, с. 25—26.
  87. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы)/В. И. Виноградов, В. И. Егин, Л. Н. Кичигин и др. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5, с. 117—127.
  88. Иванов Ю. Г., Конгород Г. С. Количественная оценка информативности поисковых признаков на эндогенное оруденение. — Советская геология, 1972, № 2, с. 115—125.
  89. Игнатьева Т. С. Физические свойства пород и руд месторождений апатита. — В кн.: Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. Л., 1967, с. 112—123.
  90. Игнатьева Т. С. О возможных направлениях использования геохимических методов при поисках апатитовых руд. — В кн.: Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. Л., 1967, с. 124—129.
  91. Игнатьева Т. С. О радиоактивности пород и руд месторождений апатита. — В кн.: Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. Л., 1967, с. 129—149.
  92. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965. 227 с.
  93. Использование результатов геофизических исследований при прогнозировании/Н. Н. Боровко, М. Г. Илаев, М. В. Семенов, Л. Е. Шолопо. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях: Краткие тезисы/ВСЕГЕИ. Л., 1973, с. 24—30.
  94. Итоги Совещания по проблеме «Основы научного прогноза месторождений нерудных полезных ископаемых». Л., ВСЕГЕИ, 1972, с. 32—37.
  95. Кабанова Е. С., Плотникова Л. Я. Геохимия элементов-примесей в фосфоритах. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М., 1973. Т. 7, с. 143—191.
  96. Каганович С. Я. Экономика минерального сырья. М., Недра, 1975. 213 с.
  97. Казанский В. И., Лаверов Н. П. Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М., 1974. Т. 2, с. 319—387.
  98. Каледонский комплекс ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др. М., Недра, 1965. 768 с.
  99. Калинкин М. М. К прототектонике апатито-нефелиновых тел в Хибинах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1967, № 2, с. 46—52.
  100. Калмыков А. Ф. Лаокайский апатитоносный бассейн Северного Вьетнама. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 334—338.
  101. Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. — М., 1962 (Труды ГИГХС. Вып. 7), с. 139—191.
  102. Каменев Е. А. Структурная зональность Хибинских апатитовых месторождений и прогнозирование скрытого оруденения. — В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР/Отв. ред. А. В. Синицын. СЗТГУ. Л., 1973, с. 197—201.
  103. Капустин Ю. Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов/ИМГРЭ. М., Недра, 1973. 198 с.
  104. Карбонатиты/Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттисса. М., Мир, 1969. 487 с.
  105. Карта магматических формаций СССР, м-ба 1 : 2 500 000: Краткая объяснительная записка. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 88 с.
  106. Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных месторождений. Л., Недра, 1977. 190 с.
  107. К генезису Ковдорского апатито-франклитового месторождения/В. И. Терновой, М. Н. Чуева, Е. Б. Евангелова, А. Н. Белова. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, сер. 2, ч. 105, с. 241—247.
  108. Кнубовец Р. Г., Кисловский Л. Д. Исследование анионных замещений в апатитах методом инфракрасной спектроскопии. — В кн.: Физика апатита. Новосибирск, 1975, с. 63—88.
  109. Коваль В. Б., Самсонов В. А., Годованная И. Н. Растворимость урана и редкоземельных элементов в гидротермальных растворах карбонатофосфат-фторидного состава. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., 1975, с. 210—215.
  110. Ковальский Ф. И., Костромин С. В. Геолого-экономическая характеристика Ошурковского апатитового месторождения. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 304—306.

111. Когарко Л. Н. Режим летучих компонентов в щелочных породах. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 173—181.
112. Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., Наука, 1968. 280 с.
113. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., Наука, 1964. 304 с.
114. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач/Под ред. В. Е. Никитского и В. В. Бродового. М., Недра, 1976. 496 с.
115. Конев А. А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных пород Сайменского и Гулхенского plutонов (Витимское плоскогорье). Иркутск, 1962. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Вып. 11). 139 с.
116. Константинов Р. М. Формационный анализ эндогенных рудных месторождений при металлогенических исследованиях. — В кн.: Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах/Отв. ред. Е. Т. Шаталов. Авт.: Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов. М., 1972, с. 142—201.
117. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973. 216 с.
118. Копылов В. А., Завертяева Т. И., Андрейченко А. М. Производство двойного суперфосфата. М., Химия, 1976. 192 с.
119. Костерин А. В. Шлихо-минералогический и шлихо-геохимический методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1972. 124 с.
120. Костромина Л. И. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения. — В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971 (Труды СНИИГИМС. Вып. 108), с. 93—101.
121. Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных пород Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 248 с.
122. Королев К. Г. Физико-химические условия замещения кальцита фторапатитом. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 306—313.
123. Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с вулканализмом. — В кн.: Рудоносные вулканические формации. М., 1965. (Материалы межведомственного совещ.), с. 7—29.
124. Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений полезных ископаемых. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1960, ч. 1. 332 с.
125. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождения полезных ископаемых. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1960. Ч. 1. 332 с.
126. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1961. Ч. 2. 389 с.
127. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2-е изд. М., Недра, 1969. 383 с.
128. Кузнецов А. Н. Петрография апатитоносных диоритов Юго-Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГИГ СО АН СССР, 1977. 24 с.
129. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Баудасаров Э. П. Щелочные габброиды Карелии. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969. 184 с.
130. Кущев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., Недра, 1972. 277 с.
131. Лаврухина А. К., Колесов Г. М. Образование химических элементов в космических телах. М., Госатомиздат, 1962.
132. Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры. М., Недра, 1971. 344 с.
133. Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., Недра, 1974. 145 с.
134. Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве (Забайкалье). — В кн.: Особенности формирования базитов и связанный с ними минерализации. М., 1965, с. 5—113.
135. Леконт Ж. Инфракрасное излучение. М., Изд-во иностр. лит., 1953. 584 с.
136. Летников Ф. А. О влиянии регионального метасоматизма на процессы перераспределения рудного вещества. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, 1972. Ч. 2, с. 107—116.
137. Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, Наука, 1972. 356 с.
138. Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР/Под ред. М. А. Фаворской, Р. М. Константина, И. Н. Томсона. М., Наука, 1972. 240 с.
139. Лутц Б. Г. К вопросу о термометрировании геологических процессов по существующим параметрам минералов. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 2, с. 107—112.
140. Магакян И. Г. Металлогенез. М., Недра, 1974. 304 с.
141. Мелентьев Г. Б., Делицин Л. М., Мелентьев Б. Н. Ликвация и ее значение в петрологии. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации/Под ред. В. С. Коптева-Дворникова. М., 1972, с. 74—81.
142. Менакер Г. И. Разработка объемного прогнозирования и оценки рудоносности территорий на основе геолого-геофизических моделей. — В кн.: Прогнозирование рудоносных площадей. М., 1976, с. 195—245.
143. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. Л., 1971 (Труды Ленинградского института естественносправедливости. Т. 22. Вып. 2). 277 с.
144. Металлогенез областей тектономагматической активизации. Иркутск, 1973. 214 с.
145. Метаморфогенные месторождения апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд и их перспективная оценка/А. С. Зверев, Р. М. Файзуллин, А. С. Михайлов, Е. Н. Козлов. М., 1976 (Обзор ВИЭМС. Сер. Геология, методика поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых). 59 с.
146. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолиздат, 1954. 506 с.
147. Михайлов А. Ф., Ротман В. К., Луцкина Н. В. Корякско-Камчатская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., 1968, с. 578—611.
148. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., Наука, 1973. 144 с.
149. Михайлов Н. П., Богатиков О. А. Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М., 1974, с. 60—73.
150. Моисеенко Ф. С., Есиков Н. П. О прогнозно-поисковом значении зависимости между размещением рудных месторождений и глубинным строением земной коры. — Докл. АН СССР, 1974, т. 126, № 4, с. 891—894.
151. Москаleva B. N., Shatalov E. T. Типы петрографических провинций СССР. М., Недра, 1974. 168 с.
152. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Докембрийские аортозиты СССР. — В кн.: Петрология. М., 1974 (Международный конгресс, XIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2), с. 57—62.
153. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-аортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. — В кн.: Аортозиты СССР. М., 1974, с. 48—56.
154. Мурзаев С. П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск, 1974. 180 с.
155. Наумов В. Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, т. 2, с. 37—43.
156. Очинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Труды горно-геол. ин-та, вып. 39, Свердловск, 1960, с. 3—487.

157. Онохин Ф. М. Складчатые структуры Хибинских месторождений. — Советская геология, 1963, № 9, с. 118—125.
158. Онохин Ф. М. Особенности структуры Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений. Л., Наука, 1975. 106 с.
159. Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1959. Т. 2, с. 461—494.
160. Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—48.
161. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях/Под ред. Г. Ф. Яковлева. Авт.: Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова и др. М., Недра, 1973. 256 с.
162. Павлова К. С., Сорокина Т. П. Флотация апатита из отходов магнитной сепарации Ено-Ковдорской руды. — Обогащение руд, 1965, № 4, с. 11—14.
163. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. К вопросу апатитоносности докембрия Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 1192—1194.
164. Пауэлл Дж. Л., Харли Р. М., Ферберн Х. В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты/Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттиса. М., 1969, с. 314—328.
165. Погребицкий Е. О., Терновой В. И. Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1974. 302 с.
166. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., Наука, 1972. 268 с.
167. Поликарпочкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, Наука, 1976. 407 с.
168. Принципы и методика составления металлогенических карт/Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Недра, 1966. 184 с.
169. Принципы и методы количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд/А. С. Зверев, В. М. Борзунов, А. И. Кринари, Р. М. Файзуллин и др. М., 1977 (Обзор ВИЭМС. Сер. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ). 67 с.
170. Принципы крупномасштабного прогнозирования редкометального оруднения в вулкано-плутонических формациях с помощью ЭВМ/А. Н. Еремеев, И. С. Модников, В. М. Писаревский, Л. В. Чесноков. — Советская геология, 1972, № 1, с. 62—72.
171. Пробст А. Е. Вопросы размещения социалистической промышленности. М., Наука, 1971. 373 с.
172. Прокофьев А. П. Практические методы подсчета запасов рудных месторождений. М., Госгеолиздат, 1953. 136 с.
173. Прохоров А. Н. Методика проведения комплексных геолого-съемочных и поисковых работ в закрытых районах/Под ред. В. В. Аристова. М., Недра, 1971. 137 с.
174. Радиогеохимические исследования (методические рекомендации). М., Изд-во ВСЕГЕИ, 1974. 141 с.
175. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
176. Рундквист Д. В., Ильин К. Б., Марков К. А. О категориях прогнозных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1976, № 1, с. 14—19.
177. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.
178. Сазыкин Н. С., Скоков В. Г. Экономика фосфатного сырья капиталистических и развивающихся стран. М., Недра, 1969. 208 с.
179. Семененко Н. П. Природа и модели метаморфизма. — В кн.: Материалы рудничных геологов железорудной промышленности. Киев, 1972, с. 58—78.
180. Сергеевский В. М. Уральская складчатая система. Поздний протерозой. — В кн.: Геологическое строение СССР. Том 3. Магматизм. М., 1968, с. 397—399.
181. Сердюченко Д. П. О происхождении апатитовых месторождений. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., 1967, с. 1—29.
182. Сердюченко Д. П. Генетический ряд месторождений фосфоритов и апатитов (осадочных, метаморфических, гидротермальных и палингенных). — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 390—396.
183. Смирнов А. И. Вещественный состав фосфоритоносных руд основных промышленных месторождений СССР. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., 1974 (Труды ГИГХС, вып. 26), с. 84—101.
184. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1957. 587 с.
185. Смирнов В. И. Металлогенез геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1962. Т. 5, с. 17—81.
186. Смирнов В. И. Очерки металлогенеза. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
187. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965. 590 с.
188. Смирнов В. И. Проблемы прогноза рудной базы страны. — Вестн. АН СССР, 1973, № 6, с. 59—65.
189. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 688 с.
190. Смирнов С. С. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.
191. Смирнов Ф. Л., Костромин С. В., Жукова Г. В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 295—299.
192. Смирнов Ф. Л., Новгородов П. Г. Условия формирования Селигдарского месторождения апатита в свете экспериментальных данных. — Геохимия, 1976, № 6, с. 954—957.
193. Смирнов Ф. Л., Шабашев В. Я., Матвиенков В. В. Петрохимические особенности габбро-диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 56—65.
194. Смирнов Ю. М., Демина Л. С., Зубкова Н. Ф. Обогащение апатито-франколитовой руды Ковдорского месторождения. — Химическая промышленность, 1975, № 12, с. 909—911.
195. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 266 с.
196. Соловов А. П. Геохимические методы. — В кн.: Геофизические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1970, с. 268—280.
197. Спижарский Г. И. Обзорные тектонические карты СССР: Составление карт и основные вопросы тектоники/ВСЕГЕИ. Л., Недра, 1973. 240 с.
198. Спижарский Т. Н., Боровиков Л. И. Тектоническая карта территории СССР. — В кн.: Тектонические карты континентов. М., 1967 (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия), с. 142—153.
199. Станкевич Е. Ф. Формационный анализ магматических образований Кавказской складчатой системы. — В кн.: Геологическое строение СССР. Том. 3. Магматизм. М., 1968, с. 510—515.
200. Старостин В. И. Рудно-петрофизические исследования. — В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях/Под ред. Г. Ф. Яковлева. Авт.: Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова и др. М., 1973, с. 120—141.
201. Старцев Ю. С., Кошелев И. П., Шварцман М. М. Определение основных промышленных компонентов апатитовых руд Хибин с помощью ядерного каротажа. — В кн.: Ядерно-физические методы опробования скважин на месторождениях фосфоритов, апатитов и плавикового шпата. Алма-Ата, 1975, с. 149—174.
202. Строение континентальной земной коры на территории СССР по геофизическим данным/Л. В. Булина, Н. К. Булин, Г. И. Мартынова, Д. М. Мильтейн. Л., Недра, 1974. 112 с.
203. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 110 с.

204. Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембия. Л., 1967, с. 16—23.
205. Суроямское месторождение ванадий-титаномагнетитовых руд/Г. Ф. Селиверстов, И. В. Жилин, В. И. Петров, А. М. Гогулан. — Разведка и охрана недр, 1969, № 8, с. 8—11.
206. Сыромятников Ф. В., Воробьев И. М. Экспериментальное исследование процесса метасоматического замещения кальцита апатитом в условиях, отвечающих эндогенным. — В кн.: Геология месторождений твердых полезных ископаемых. М., 1968 (Экспериментальные и геологические исследования по фосфорному метасоматизму. Вып. 4), с. 3—32.
207. Терновой В. И. Генетические типы месторождений полезных ископаемых формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1974, т. 67, вып. 2, с. 11—126.
208. Терновой В. И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1977. 168 с.
209. Тимохов К. Д. Закономерности в распределении медно-сульфидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении. — Геология рудных месторождений, 1962, № 1, с. 35—46.
210. Тимохов К. Д. Связь медно-сульфидного и титаномагнетитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963 (Труды I Уральск. петрогр. совещ.), с. 439—443.
211. Ткалич С. М. Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959. 51 с.
212. Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР)/О. А. Воробьева, Р. М. Яшина, Е. В. Свешникова и др. — В кн.: Минералогия. М., 1972, с. 5—23.
213. Файзуллин Р. М., Карпова М. И., Шалапугина Т. Н. Возможность использования некоторых типоморфных особенностей апатита при прогнозно-поисковых исследованиях. — Советская геология, 1976, № 7, с. 119—123.
214. Файзуллин Р. М., Козлов Е. Н., Аблямитов П. О. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния при поисках апатит-карбонатных руд. — Разведка и охрана недр, 1977, № 6, с. 22—25.
215. Файзуллин Р. М., Козлов Е. Н., Харитонова Р. Ш. Новые данные по вещественному составу и вопросы генезиса апатит-карбонатных руд Селигдарского месторождения (Центрально-Алданский район). — Геология и геофизика, 1977, № 7, с. 44—56.
216. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых/Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976. 528 с.
217. Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 141, 1965, с. 7—46.
218. Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., 1968, с. 7—153.
219. Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембия и их эволюция. М., Наука, 1973. 172 с.
220. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 160 с.
221. Фролов А. А., Савинский И. Д., Вальков В. Д. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации с использованием методов распознавания образов. — Советская геология, 1974, № 10, с. 107—118.
222. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод карттирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембия. Л., 1967, с. 135—149.
223. Хайн В. Е. Общая геотектоника. 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1973. 512 с.
224. Хибинский щелочный массив/С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков и др. СЗТГУ. Л., Недра, 1972. 176 с.
225. Хрущев Н. А. Актуальные проблемы экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. — Советская геология, 1965, № 9, с. 3—14.
226. Чипина Э. И., Зобелешенский О. А., Унанянц Т. П. Экономика производства минеральных удобрений. М., Химия, 1974. 280 с.
227. Ченцов И. Г. О некоторых формах миграции фосфора. — В кн.: Вопросы геохимии. М., 1963. Вып. 99, с. 101—113.
228. Ченцов И. Г. Некоторые вопросы геохимии урана и фосфора в магматических и гидротермальных процессах. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., 1973, с. 162—175.
229. Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики карттирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембия. Л., 1967, с. 104—110.
230. Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского plutонов. — Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей, т. 24, вып. 1, 1963, с. 41—43.
231. Шаблинский Г. Н. Новые данные о тектонике Хибинского plutона. — В кн.: Химия в естественных науках. Л., 1965, с. 190—193.
232. Шалмина Г. Г., Тегичева С. Д. Некоторые вопросы комплексной экономической оценки месторождений минерального сырья на ранних стадиях их изучения. — В кн.: Оптимизация планов развития и размещения сырьевых отраслей промышленности. Новосибирск, 1976. 10 с.
233. Шалмина Г. Г., Тегичева С. Л., Ботвинников В. И. Методические рекомендации по промышленно-экономической оценке поликомпонентного минерального сырья. Новосибирск, Наука, 1974. 80 с.
234. Шаталов Е. Т. Некоторые вопросы развития региональной металлогении. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. М., 1959, с. 439—467.
235. Шаталов Е. Т. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., Недра, 1965. Т. 3. 348 с.
236. Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1961. Вып. 12—13. 213 с.
237. Штейнберг Д. С. Апатитоносность интрузивных и метасоматических комплексов базальтоидного происхождения на Среднем и Северном Урале. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 266—271.
238. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Раннедокембрыйский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 8—16.
239. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.
240. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 296 с.
241. Щелочной магматизм и рудогенные процессы/О. А. Воробьев, Е. Д. Андреева, В. А. Кононова и др. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 192—203.
242. Щербина В. В. Критерии степени кислотности фосфатного аниона в силикатных расплавах. — В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., 1966, с. 81—89.
243. Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М., Наука, 1970. 124 с.
244. Юрьев Л. Д. Состав, генезис и условия метаморфизма древних фосфоритов с. Березневатого. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, 1972. Ч. 2, с. 311—320.
245. Юрьев Л. Д., Бойко Л. Д. Состояние изученности и перспективы выявления апатитового сырья на Украине. М., 1974 (Обзор ВИЭМС. Сер. IV. Вып. 2), с. 1—18.

246. Якубович А. Л., Зайцев Е. И., Пржиягловский С. М. Ядерно-физические методы анализа минерального сырья. М., Атомиздат, 1975. 389 с.
247. Яценко Г. М., Росихина А. И. О генетических особенностях Ошурковской апатитоносной интрузии и о некоторых близких ей массивах Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Петрология. Томск, 1974, с. 44—45.
248. Badham J. P. N., Morton R. D. Magnetite—apatite intrusions and calc-alkaline magmatism. Camstell River, N. W. T.—Canada. — J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 2, p. 348—354.
249. Biggar G. M. Phase relationships in the join  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ — $\text{CaCO}_3$ — $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  at 1000 bars. — Mineralogical Mag., vol. 37, N 285, 1969, p. 75—83.
250. Bonel G. Sintese et etude des proprietes phisicochimiques des apatites carbonates du tire A. — Annal. chem., 1972, N 7, p. 65—88.
251. Geier P. The Kiruna Iron Ores. — In: Intern. Geol. Congr. XXI Sess. Norgen, 1960, p. 30—42.
252. Keppler U. Carbonat—Apatit als anormaler Misch-Kristall. — Neues Jahrb. Miner., 1969, N 8, p. 343—349.
253. King V. T. Newry Maine a pegmatite—phosphate locality. — Miner. Res., 1975, vol. 6, N 4, p. 189—204.
254. Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. — Sweriges Geol. Undersökn. Abh. Ser. C, 1948, Arsbook 427, N 496.
255. McConnel D. Apatite. Its Crustal Chemistry, Mineralogy, Utilization, and Geology and Biologiy Occurrences. In: Appl. Miner. Techn. Miner. Wier, N.—Y., 1973, vol. 5, 111 p.
256. Mellor. Supplement to Mellors comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. Vol. 8. Supplement 3. Phosphorus. London, Longman group limited, 1971, 1467 p.
257. Philott A. R., Hudson C. J. Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. — In: Intern. Geol. Congr. Bert. XXIII Sess. Czechosl., 1968. Sec. 2. Prague, 1968, p. 175—188.
258. Strunz H. Mineralogische Tabellen, 5 anflage. Leipzig, 1970, 531 p.
259. Tazieff H. New investigations on eruptive gases. — Bull. Volcanol., 1970, vol. 34, N 2, p. 421—438.

## УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ АПАТИТА И АПАТИТОНОСНЫЕ МАССИВЫ

---

- Айронхилл 50  
Аракса 51  
Араша 55  
Арбарастих 53, 94
- Бат-Сат 71, 90  
Белозиминское 82, 84—86, 95, 98, 153  
Богдо 57  
Богидэ 97  
Большое Культайгинское 45, 47  
Бочуринское 21  
Букуса 82
- Волковское 17, 44, 46, 47, 95, 99, 153, 155  
Восточный Расвумчорр 64—66  
Вудъяэр 63  
Вуоннемиок 66
- Гаюм 45, 46, 97  
Гелливара 75, 77  
Гремяха-Вырмес 49, 51  
Гренгесберг 71, 78, 101
- Джана 45  
Джугджурская группа 17, 42, 44, 95, 155
- Ельтизерский 49, 51  
Ессеи 16, 51, 54, 94, 96
- Жидойское 50
- Иллимаяусак 57  
Инаглинское 83  
Ингили 53
- Кийское 82  
Киранавара 71, 75, 76, 101  
Коашва 63—67  
Коашкар 63  
Ковдорское (апатит-магнетитовое) 16, 19, 27, 51, 55—57, 94, 96, 97, 99  
Ковдорское (апатит-франклинитовое) 82, 84, 86—90, 95, 153, 229  
Кокшаровское 82  
Кондер 53  
Красномайское 50, 82  
Кручининское 17, 42—44, 95, 97, 155  
Кукисумчорр 63—68  
Куэльпор 66
- Ланг-Куанг 83, 90  
Ланг-Кум 90  
Лаокай 70  
Лаокайский бассейн 21, 79, 83, 84, 90—92  
Лебяжинское 19  
Ловозерский 50, 57, 59, 60  
Лос 57  
Луоссавара 71, 75
- Маганское 51, 54, 94, 97  
Магнет-Ков 82  
Маймакан 45  
May-Кок 71  
Mo-Кок 83, 90  
Мрима 83
- Немигос 51  
Ниряндинское 232  
Новополтавское 94, 96, 98  
Норра-Кер 57  
Ньоркпахх 63, 65—68  
Ньюри-Мен 18
- Овручское 83  
Осенний Лист 71  
Ошурковское 18, 49, 51—53, 94, 97
- Палабора 16, 51, 55  
Паромовское 83  
Партомчорр 50, 64—67  
Патынское 45, 47  
Песочный 16  
Пилансберг 57  
Плато Расвумчорр 63, 64—68  
Поачвумчорр 19
- Ректор 71, 75, 76
- Салланлатва 16  
Саянское 51, 94, 215—217  
Северный Суолайв 63  
Селиндарское 71, 72—75, 95, 153, 155, 246  
Серроте 51  
Словечансское 83  
Слюдянское 71  
Сокли 55, 83, 84, 229  
Стремигородское 17, 24, 43, 44, 83  
Сукулу 82  
Суолайв 63

Суостова 57  
Суроямское 44, 46, 47

Тигровое 71  
Томтор 57  
Тороро 51  
Торчинское 83

Хайчжоу 71  
Хибинская группа 19, 26, 99, 154  
Хибинский 57  
Хибинское 15, 19, 26, 50, 54, 59—69,  
94, 96

Цирк Апатитовый 63, 67  
Цирк Снежный 19, 63, 64

Чад 53  
Чулактау 21, 70, 71, 79—81

Шпицкап 55

Ыраас 51, 54, 94, 96

Эвеслогчорр 50, 63, 64, 66, 67  
Эрзинское 21

Юкспор 63—67

Якутиранга 55, 82

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От главного редактора . . . . . 3

Предисловие (Р. М. Файзуллин, Е. С. Шуликов) . . . . . 5

### Часть I ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОСФОРЕ

Глава I. Физико-химические свойства фосфора, его геохимия и минералогия . . . . . 11

1. Важнейшие физико-химические свойства фосфора (О. Б. Дудкин) . . . . . 11
2. Кристаллохимия и минералогия фосфора (О. Б. Дудкин) . . . . . 12
3. Геохимия фосфора в магматическом процессе (О. Б. Дудкин) . . . . . 14
4. Поведение фосфора в постмагматических процессах (О. Б. Дудкин) . . . . . 18
5. Поведение фосфора в метаморфических процессах (Р. М. Файзуллин) . . . . . 20
6. Геохимия фосфора в зоне выветривания (Ю. Н. Занин, В. И. Терновой) . . . . . 24

Глава II. Требования промышленности к качеству апатитового сырья и пути его использования (Н. Г. Пешев, Р. М. Файзуллин, Д. Г. Ефремушкин) . . . . . 26

### Часть II ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Глава I. Апатитоносные провинции СССР и зарубежных стран (Р. М. Файзуллин, Е. С. Шуликов, В. К. Маршинцев, М. Л. Шерман, Д. И. Мусатов, В. П. Богадица, Е. Л. Данилин, М. Л. Кавицкий, С. И. Кириклица, Е. Я. Марченко, Г. Г. Коньков, И. С. Садыков, Е. Н. Козлов, С. Г. Брысаев, Е. В. Беляев, Н. Ю. Кожинов, И. Ю. Иванов, В. Я. Шницер, Е. К. Герасимов, М. В. Суховерхова, В. М. Иванов) . . . . . 30

Глава II. Апатитоносные формации и промышленные типы месторождений апатита . . . . . 36

1. Апатитоносные магматические формации и связанные с ними месторождения апатита (Р. М. Файзуллин, Л. С. Бородин, А. А. Фролов, Л. С. Егоров, В. И. Терновой, Е. С. Шуликов, Г. М. Вировлянский, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков, А. В. Галахов, Э. Л. Школьник, А. В. Венков, В. В. Гаврилов, Э. А. Ланда, Г. А. Коков, С. И. Кириклица, Е. Я. Марченко, Г. Г. Коньков, А. В. Лапин, Е. Д. Осокин) . . . . . 36
2. Апатитоносные метаморфогенные формации и связанные с ними месторождения апатита (Р. М. Файзуллин, Е. Н. Козлов, Р. Ш. Харитонова, А. М. Тушина, И. Б. Берман) . . . . . 70

3. Апатитоносная формация коры выветривания и связанные с ней месторождения апатита (Р. М. Файзуллин, В. И. Терновой, И. И. Егоров, В. Г. Кузнецов, Г. А. Малахов, И. С. Садыков) . . . . . 81

Глава III. Промышленные и перспективные типы апатитовых руд, их технологическая оценка и комплексное использование (Р. М. Файзуллин, Н. Г. Пешев, Д. Г. Ефремушкин, М. П. Казакова, В. П. Классон, В. Я. Шабашев, Э. Л. Школьник, В. П. Богадица, Е. Л. Данилин). 93

Часть III  
МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Глава I. Принципы и методы прогнозирования и поисков месторождений апатита (Е. С. Шуликов, Р. М. Файзуллин, |Р. Н. Валеев,|  
А. А. Смыслов, В. М. Терентьев, К. И. Дворцова, В. П. Богадица,  
Е. Л. Данилин, Г. С. Вахромеев, А. Н. Житков, Э. Л. Школьник). 102

1. Методика прогнозирования . . . . . 102  
2. Методика поисков . . . . . 147

Глава II. Опробование при поисках апатитовых руд и методы их лабораторного анализа . . . . . 161

1. Общие положения (Е. С. Шуликов, Р. М. Файзуллин,  
А. Н. Прохоров, В. И. Терновой) . . . . . 161  
2. Способы опробования (Е. С. Шуликов, Р. М. Файзуллин,  
А. Н. Прохоров, В. И. Терновой, А. К. Мкртычьян, В. Б. Антонец, Е. А. Каменев) . . . . . 163  
3. Методы исследования апатитовых руд и апатитсодержащих пород (Е. С. Шуликов, Р. М. Файзуллин, В. И. Терновой,  
Е. А. Каменев, Р. Ш. Харитонова, В. В. Власов, Л. Н. Подгорный, Е. К. Варфоломеева, М. К. Мухитдинова) . . . . . 165

Глава III. Способы количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд (Р. М. Файзуллин, М. А. Урасин, И. С. Садыков,  
С. Г. Брысаев, Т. Н. Шалапугина) . . . . . 176

1. Классификация прогнозных запасов . . . . . 176  
2. Методы количественной оценки прогнозных запасов . . . . . 178

Глава IV. Методика прогнозирования и поисков эндогенных и экзогенных месторождений апатита . . . . . 185

1. Месторождения апатита формации агпапитовых нефелиновых сиенитов (Е. С. Шуликов, Р. М. Файзуллин, Г. М. Вировлянский, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков) . . . . . 185  
2. Месторождения апатита формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (Р. М. Файзуллин, А. А. Фролов, В. И. Терновой, Г. С. Вахромеев, А. Н. Житков, Л. С. Егоров, И. И. Егоров, В. Г. Кузнецов, В. П. Богадица, Е. Л. Данилин, |В. В. Барков|, В. П. Голубев, С. И. Кириклица, Е. Я. Марченко, Г. Г. Коньков, И. С. Садыков, С. Г. Брысаев, Т. Н. Шалапугина, О. Е. Каган) . . . . . 200  
3. Месторождения апатита формации щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Р. М. Файзуллин) . . . . . 220  
4. Комплексные апатитсодержащие месторождения базитовых формаций (Р. М. Файзуллин, Э. Л. Школьник, Г. А. Коков, В. Я. Шабашев, Е. В. Беляев, С. И. Кириклица, Е. Я. Марченко, Г. Г. Коньков) . . . . . 223

5. Месторождения апатита формации коры выветривания (Р. М. Файзуллин, И. И. Егоров, В. Г. Кузнецов, О. Е. Каган, И. С. Садыков) . . . . . 227

Глава V. Методика прогнозирования и поисков метаморфогенных месторождений апатита (Р. М. Файзуллин, Е. Н. Козлов, С. И. Кириклица, Е. Я. Марченко, Г. Г. Коньков, Г. А. Тунгусов, Л. Н. Кичигин, А. А. Почивалов, В. З. Садов) . . . . . 231

Глава VI. Геолого-экономическая оценка проявлений апатита на стадии прогнозных и поисковых работ (Г. Г. Шалмина, Н. Г. Пешев, Р. З. Фахрутдинов) . . . . . 241

Список литературы . . . . . 251

Указатель месторождений и рудопроявлений апатита и апатитоносные массивы . . . . . 263

# ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА, МЕТОДИКА ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ

---

Редактор издательства *В. А. Бурмистров*

Переплет художника *К. В. Голикова*

Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*

Технический редактор *Л. Я. Голова*

Корректор *Т. М. Столярова*

---

Сдано в набор 17.10.79. Подписано в печать 14.04.80. Т-08031.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура  
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 16,75.  
Уч.-изд. л. 18,75. Тираж 1200 экз. Заказ 605/12403-4.  
Цена 1 р. 20 к. Заказное.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика  
объединения «Аэрогеология»