

A detailed geological map showing the distribution of apatite deposits. The map features various symbols: solid lines for boundaries, dashed lines for faults, and different patterns (dots, horizontal lines, vertical lines) representing different geological units. Numerous 'x' marks and '+' signs are scattered across the map, likely indicating specific deposit locations or sampling points. The map is oriented with a curved path, possibly representing a coastline or a specific geological feature.

А. А. АРСЕНЬЕВ  
Г. М. ВИРОВЛЯНСКИЙ  
Ф. Л. СМИРНОВ

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

А. А. АРСЕНЬЕВ,  
Г. М. ВИРОВЛЯНСКИЙ,  
Ф. Л. СМИРНОВ

553.641

А 85

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ  
ПРОМЫШЛЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
АПАТИТА

*Ответственный редактор Г. М. Вировлянский*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1971



32

**Генетические типы промышленных месторождений апатита.** А. А. Арсеньев, Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов. М., изд-во «Недра», 1971. 240 стр.

В работе рассматриваются генетические типы промышленных месторождений апатита. Классификация генетических типов промышленных месторождений апатита включает как собственно апатитовые месторождения, так и комплексные месторождения. Показана связь апатитовых месторождений с геологическими формациями, геотектоническая приуроченность и основные закономерности размещения. Дана характеристика особенностей геологического строения, вещественного состава руд магматических, карбонатитовых, пегматитовых, контактово-метасоматических, гидротермальных, вулканогенно-осадочных, экзогенных и метаморфогенных месторождений апатита. Рассмотрены геологические основы прогнозирования и поисков месторождений апатита различных генетических типов.

Четкая формационная принадлежность главнейших генетических типов промышленных месторождений апатита и нередко очень характерная геотектоническая приуроченность позволяют прогнозировать апатитовые месторождения и выделять районы, перспективные для их поисков.

Таблиц 2, иллюстраций 58, библиография 222 названий.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Расширение минерально-сырьевой базы агрономических руд для химизации сельского хозяйства — одна из важнейших народно-хозяйственных проблем. Возрастает значение месторождений апатитовых руд, являющихся ценными поставщиками сырья для производства минеральных удобрений, фосфорной кислоты и ее солей. Со времени открытия уникальных хибинских апатит-нефелиновых месторождений прошло более 40 лет. Все эти годы Хибины снабжали сырьем и продукцией не только советскую промышленность и сельское хозяйство, но и многие зарубежные страны. Однако потребность в фосфатных минеральных удобрениях за последние годы настолько увеличилась, что возникла острая необходимость в создании дополнительной сырьевой базы апатитовых руд, особенно в восточных районах СССР. На огромной территории Сибири все еще используют дальнепривозные фосфатные удобрения.

Планомерные рациональные поиски апатитовых месторождений не могут успешно вестись без создания прогнозных карт. В основу построения последних должен быть положен весь комплекс существующих знаний о связи апатитового оруденения с определенными формациями горных пород, о генетических типах промышленных месторождений апатита, об особенностях геологического строения и апатитоносности месторождений различных генетических типов, закономерностях образования и размещения.

В связи с этим для обеспечения рационального направления поисковых работ необходимо обобщение накопленных материалов по геологии, генезису и приуроченности апатитовых и апатитосодержащих месторождений, создание группировки генетических типов промышленных месторождений апатита, разработка научных основ их прогнозирования и поисков. Эти задачи будут решаться в течение длительного времени усилиями больших коллективов производственников и исследователей. Свою работу авторы рассматривают как первую попытку в этом направлении.

На основании анализа и обобщения существующих материалов по геологии апатитовых и апатитосодержащих месторождений СССР и зарубежных стран в книге разработана классификация генетических типов промышленных месторождений апатита, включающая как собственно апатитовые месторождения, так и

комплексные, содержащие апатит в числе попутных компонентов, показана связь апатитовых месторождений с конкретными геологическими формациями, их геотектоническая приуроченность и основные закономерности размещения. Приводится характеристика особенностей геологического строения, вещественного состава руд важнейших и (или) наиболее типичных месторождений. Рассмотрены геологические основы прогнозирования и поисков апатитовых месторождений различных генетических типов.

Авторы стремились построение отдельных разделов книги и описание конкретных месторождений дать по единому плану, однако чрезвычайная разнородность и неравноценность материалов по объектам, различная степень изученности особенностей проявления и размещения в них апатита (во многих месторождениях апатит представляет собой лишь попутный компонент) существенно ограничивали возможности такого изложения. Кроме того, установление единообразной формы подачи материала затруднялось индивидуальным подходом каждого автора к решению поставленной задачи. Устранить это в желаемой степени не удалось и в процессе научного редактирования.

В свое время представлялось, что сырьевые возможности Хибинских апатитовых месторождений определены достаточно отчетливо. Между тем исследованиями последнего десятилетия установлено много новых и даже неожиданных данных, положительно повлиявших на оценку перспектив апатитоносности отдельных месторождений и всего массива в целом. В связи с этим целесообразно отразить наряду с общепринятыми воззрениями представления, еще не получившие широкого признания, но уже достаточно ясно определившие возможности выявления новых залежей, скрытых на глубине, на новых площадях и в пределах ранее опоскованных площадей. В очерках по другим месторождениям также оттенялись те особенности, которые влияют на оценку месторождений и имеют поисковое значение.

При описании отдельных месторождений, где это было возможно, авторы стремились отразить также их геолого-экономические показатели. Во избежание дублирования это не коснулось, однако, союзных месторождений апатита, учтенных Балансом запасов.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Высокая экономическая эффективность применения минеральных удобрений и ядохимикатов общеизвестна. При правильном применении комплексных агротехнических мероприятий стоимость прироста урожая зерна и овощей (в сопоставимых ценах) может превысить стоимость внесенных в почву удобрений в 6—16 раз, а применение гербицидов для уничтожения сорняков вместо прополки посевов позволит уменьшить затраты в 2—2,5 раза.

До последнего времени проблемой расширения ресурсов апатитовых руд занимались недостаточно. Это объясняется, по-видимому, существовавшим представлением о неограниченности запасов Хибинских месторождений, а также недостаточным знанием потенциальных возможностей других генетических типов апатитовых месторождений. Основные усилия геологов, занимающихся фосфатным сырьем, были сосредоточены на фосфоритах. Между тем апатитовые руды обладают рядом преимуществ по сравнению с фосфоритными. Они значительно легче и лучше обогащаются, в результате чего получается высококачественный концентрат.

В настоящее время в мире известно около 25 месторождений, на которых ведется промышленная добыча апатита. Суммарная добыча апатитовых руд составляет около 23% от общей добычи фосфатных руд. Среди этих месторождений собственно апатитовые руды развиты только на 10—12, на остальных идет лишь сопутная добыча апатита, выделяемого при обогащении ильменитовых, титаномагнетитовых и редкометалльных руд.

Помимо производства фосфатных удобрений апатитовые руды используются для получения так называемых технических фосфатов (фосфорных соединений), которые за последнее время находят все более широкое применение в различных отраслях народного хозяйства и в быту.

В металлургической промышленности апатитовые руды широко используются для раскисления металлов при их плавке. Апатит применяется для обогащения фосфором литейного чугуна при переплавке его в вагранках и электропечах. В настоящее время апатит используют многие машиностроительные, литейные и металлургические заводы.

изучить наиболее выгодные условия применения различных форм фосфора на различных почвах и культурах.

Рост потребления природных фосфатов за последние 30 лет объясняется не только увеличением спроса для удовлетворения давно установленных нужд, но и развитием новых видов применения некоторых фосфатных препаратов в разных производствах.

Апатитовые руды, являющиеся основным сырьем для производства фосфатных минеральных удобрений, фосфорной кислоты и различных фосфорсодержащих соединений, играют исключительно важную роль в народном хозяйстве страны.

Кроме различного рода фосфатов из апатита может быть получен и фосфор, из которого приготавливают фосфорную кислоту высокой чистоты.

Достаточно широко используется в промышленности чистый фосфор, главным образом в производстве некоторых сплавов (например, фосфористой меди, фосфористого олова и фосфористой бронзы), а также ядохимикатов для борьбы с грызунами и насекомыми.

Главные фосфорные соединения (помимо фосфорной кислоты и ее производных), имеющие важное промышленное значение, — сульфиды и хлориды. Полуторасернистый фосфор  $P_4S_3$  широко применяется в спичечной промышленности, а пятисернистый фосфор  $P_4S_{10}$  играет важную роль в производстве органических серу- и фосфорсодержащих соединений, которые добавляются к смазочным маслам для повышения стойкости подшипников к окислению и высокому давлению, возникающих на их поверхности. Красный фосфор преимущественно расходуется на приготовление поверхности «терок» на коробках безопасных спичек.

Фосфаты применяются для умягчения воды и в качестве моющих препаратов. Практически во всякой природной воде содержатся различные количества загрязняющих примесей. Такая вода малопригодна как питьевая и для применения ее в технике, где ее используют для питания паровых котлов, в прачечном деле, в текстильной промышленности, в ряде отраслей химического производства и т. д. Обработка воды натриевыми солями ортофосфорной кислоты и их производными — метафосфатами, пирофосфатами и так называемыми полифосфатами — приобретает все большее значение как метод очистки воды.

Из большого числа известных органических соединений фосфора особенно большое промышленное применение нашли эфиры ортофосфорной кислоты и их производные. Эфиры фосфорной кислоты применяются в качестве пластификаторов и растворителей. Большое количество фосфорной кислоты применяется для нанесения на металлы плотной поглощающей кристаллической фосфатной пленки так называемого паркеризованного покрытия, которое обеспечивает надежную защиту металла от коррозии без последующей краски или каких-либо органических защитных покрытий. Фосфорная кислота применяется в металлообрабатывающей промышленности для фосфатирования деталей машин, это предохраняет от износа трущиеся поверхности этих деталей. Фосфаты применяются при производстве и при очистке тростникового сахара, а также в огнестойких материалах. Установлено, что соли фосфорной кислоты одни или в смеси с другими соединениями относятся к числу лучших средств, замедляющих воспламенение.

Большое значение в последнее время в исследованиях почвы и удобрений приобрел радиофосфор, который является одним из первых радиоизотопов, приготовленных в больших количествах. Этот изотоп оказался весьма полезным и удобным, так как позволяет

## Глава II

### ПОНЯТИЕ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АПАТИТА И ИХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПАХ

Месторождением апатита авторы считают такое природное его скопление, которое технически возможно, а экономически целесообразно разрабатывать на данном уровне производительных сил. При этом имеется в виду такое скопление апатита, которое обладает минимально необходимым количеством запасов в недрах и соответствующим качеством руды. Для создания сырьевой базы апатитовых руд необходимо выявление промышленных месторождений апатита в различных районах страны. Практически приходится различать промышленные и непромышленные месторождения. Оценка показателей непромышленных месторождений иногда лишь незначительно отличается от показателей промышленных месторождений. Изменение даже одного из этих показателей может обусловить перевод непромышленного месторождения в число промышленных (Крейтер, 1964).

Под апатитопроявлением понимается природное скопление апатита небольших или невыясненных размеров, которое по составу и содержанию фосфорного ангидрида удовлетворяет хотя бы минимальным требованиям к апатитовой руде. Оно либо отчетливо непромышленное, либо неизученное. Практика изучения месторождений полезных ископаемых показывает, что рудопроявлений в 30—40 раз больше, чем месторождений (Крейтер, 1964). И лишь небольшая часть апатитопроявлений в результате последующего изучения и разведки может превратиться в месторождения.

В. И. Красников (1965), рассматривая вопрос об определении промышленной ценности месторождений, сводит все факторы, влияющие на оценку, к пяти оценочным параметрам. Среди них первые — масштаб месторождения и качество полезного ископаемого. Используя предложенный В. И. Красниковым принцип, можно сгруппировать все апатитовые месторождения по масштабу скопления полезного ископаемого следующим образом: 1) уникальные — единицы в мировой практике, с запасами апатитовых руд, превышающими один миллиард тонн; 2) крупные, с запасами в сотни миллионов тонн; 3) средние, с запасами в десятки миллионов тонн;

4) мелкие, с запасами в миллионы тонн; 5) не имеющие самостоятельного промышленного значения.

К разряду уникальных месторождений следует отнести магматические месторождения апатита Хибинских тундр на Кольском полуострове, возможно, Лаокайскую группу регионально-метаморфизованных месторождений апатита в ДРВ. В группу крупных попадут: некоторые месторождения апатита, связанные с карбонатами в массивах ультраосновных-щелочных пород, типа Ковдорского; магматические месторождения, заключенные в массивах габбро-анортзитовых пород, — апатит-титаномагнетитовые и апатит-гематит-ильменитовые; апатитовые месторождения, связанные с породами габбро-сиенитовой формации типа Ошурковского месторождения. К средним месторождениям могут быть отнесены некоторые контактово-метасоматические месторождения и отдельные представители среднетемпературных гидротермальных месторождений, как, например, Кацерес в Испании. Большинство пегматитовых и гидротермальных месторождений относятся к разряду мелких апатитовых месторождений.

Необходимо отметить различный подход к освоению апатитовых месторождений в Советском Союзе и за рубежом. Если в СССР промышленность осваивает лишь крупные месторождения с запасами в сотни миллионов тонн, то за рубежом нередко разрабатываются месторождения с запасами в первые десятки миллионов тонн (например, месторождение Лулекоп в Африке с запасами в 30 млн. т., месторождение в штате Бихар, Индия, с запасами в 10 млн. т и др.).

Качество апатитовых руд определяется содержанием в них полезного компонента — фосфорного ангидрида.

Апатитовые руды содержат известное количество нефосфатных минералов. Последние обычно являются носителями магния, железа и алюминия, которые представляют вредные примеси при переработке фосфатных руд на минеральные удобрения и фосфорную кислоту. Среди минералов — носителей вредных примесей — в апатитовых рудах наиболее часто встречаются нефелин, биотит, роговая обманка, пироксены (авгит), хлорит, магнетит, кальцит. Однако большинство этих минералов (за исключением кальцита) в процессе флотации переходит в хвосты. Этим свойством апатитовые руды выгодно отличаются от фосфоритовых, в которых форма нахождения вредных примесей, как правило, иная, не позволяющая легко освободиться от них в процессе обогащения. Кальцит же в значительной части переходит в апатитовый концентрат. Поэтому содержание  $\text{CO}_2$  в апатитовых рудах является наиболее существенной вредной примесью. Пределы содержания  $\text{CO}_2$  в апатитовых рудах окончательно не установлены, но желательно не более 20% от среднего содержания фосфорного ангидрида («Требования промышленности...», 1959).

Понятие качества апатитовых руд и их промышленная оценка зависят также от горнотехнических условий разработки месторож-

дения, от степени обогатимости руд, выбора технологических схем, географо-экономических факторов. Требования промышленности к апатитовым рудам в значительной степени определяются областью их использования и способом переработки. Устанавливают их соответствующие ГОСТы или технические условия. Для апатитовых руд месторождений различных типов кондиции нередко колеблются в широких пределах. Главнейшие факторы, определяющие обоснование кондиций нерудного минерального сырья, и в том числе апатитовых месторождений, рассмотрены В. М. Борзуновым (1965). Из них коснемся лишь тех, которые имеют общее значение для апатита. Так, потребность народного хозяйства в фосфатном сырье не обеспечена в полной мере, прежде всего в силу крайне неравномерного размещения выявленных запасов. Поэтому требования промышленности к апатитовому сырью для разных районов страны заметно отличаются.

Так, для апатитовых месторождений Хибинских тундр на Кольском полуострове начиная с 1950 г. запасы подсчитывались при бортовом содержании  $P_2O_5$  12% для балансовых руд и 8% для забалансовых, при минимальной промышленной мощности рудных тел 10 м и среднем содержании  $P_2O_5$  в подсчетном блоке или по месторождению не менее 18—20%.

В связи с значительным развитием добычных работ недостаточная обеспеченность рудников запасами повлекла к расширению геологоразведочных и поисковых работ с целью увеличения запасов и к пересмотру кондиций в сторону их снижения и вовлечения в эксплуатацию более бедных руд. В соответствии с этим в 1965 г. были утверждены новые кондиции для подсчета балансовых запасов апатит-нефелиновых руд эксплуатируемых месторождений. В кондициях предусмотрено бортовое содержание для оконтуривания балансовых запасов, разрабатываемых открытым способом 6%, подземным способом 8%. Минимальное промышленное содержание  $P_2O_5$  в блоке для открытых работ 11%, для подземных работ 13,5%. Минимальная мощность апатитовой залежи, включаемая в контур балансовых запасов для открытой и подземной добычи, 10 м. Запасы в блоках с содержанием  $P_2O_5$  от 4 до 8% для подземной разработки и от 4 до 6% для открытой отнесены в группу забалансовых. В настоящее время стоит вопрос о дальнейшем снижении кондиций на апатитовые руды Хибинских месторождений и вовлечения в эксплуатацию бедных руд удаленных и слаборазведанных месторождений.

Таким образом, промышленные кондиции на апатитовые руды даже для одной и той же группы эксплуатируемых месторождений отнюдь не являются строго определенными и раз навсегда заданными. По мере отработки месторождений они неоднократно изменяются, преимущественно в сторону снижения. С другой стороны, утвержденные в конце 1969 г. для Ошурковского апатитового месторождения (Бурятская АССР) кондиции характеризуются существенно иными показателями. Бортное содержание  $P_2O_5$

в пробе 2,5%. Минимальное промышленное содержание  $P_2O_5$  в подсчетном блоке 3,6%. Минимальная мощность рудного тела, включаемая в контур балансовых запасов, 10 м. Максимальная мощность прослоев некондиционных руд и пустых пород, включаемых в подсчетный контур, 10 м.

Столь существенные отличия в требованиях промышленности к апатитовому сырью Ошурковского месторождения в значительной степени связаны с тем, что, несмотря на весьма низкое содержание фосфорного ангидрида и отсутствие каких-либо попутных компонентов, руды хорошо обогащаются, месторождение отличается весьма благоприятными географо-экономическими условиями. Это позволило проектным организациям резко снизить кондиции и обосновать целесообразность строительства промышленного предприятия. Добыча и обогащение убогих руд Ошурковского месторождения экономически более выгодны, чем завоз с Кольского полуострова концентрата, полученного обогащением самых высококачественных хибинских руд.

В рудах некоторых месторождений апатит выступает в качестве попутного компонента. Расчет бортового и минимального промышленного содержания нередко производится по основному компоненту. Более обоснованно расчет такого рода производить по сумме основного и попутного компонентов с учетом стоимости каждого. Требования по апатиту в таких комплексных рудах естественно заметно ниже, чем в собственно апатитовых месторождениях, так как экономическую целесообразность их отработки главным образом определяет основной компонент. В подобных случаях получение апатитового концентрата нередко выгодно даже при содержании фосфорного ангидрида в исходной руде всего лишь в 1,5—2,0%.

На Ковдорском апатит-магнетитовом месторождении к балансовым (по железу) относятся руды, содержащие более 20% железа. Содержание фосфорного ангидрида в отдельных пробах колеблется от 2—3 до 11—13%, среднее по месторождению 6,5%<sup>1</sup>. При этом в забалансовых (по железу) рудах, а также во вмещающих апатит-форстеритовых породах содержание фосфорного ангидрида в общем не отличается от балансовых руд, также приближаясь к 6,5%.

В апатит-магнетитовых месторождениях Северной Швеции (Кирунавара и др.) среднее содержание фосфорного ангидрида в рудах верхних горизонтов месторождений составляет 5,3%. В Африке, на месторождении Лулекоп разрабатываются руды, представленные апатитовыми вермикулитовыми пироксенитами, со средним содержанием фосфорного ангидрида 6%.

Апатитовые руды обогащаются методом флотации. При этом из хибинских руд с содержанием 18—20%  $P_2O_5$  получается апатитовый концентрат, удовлетворяющий требованиям ГОСТ 3277—54

<sup>1</sup> По новым данным — 7,3%.

и содержащий 39,4—39,5%  $P_2O_5$  при извлечении 94,5%. Доказана возможность обогащения бедных руд. Для убогих апатитовых руд Ошурковского месторождения получен концентрат, содержащий 35%  $P_2O_5$  при извлечении 80%.

Добыча апатит-нефелиновых руд осуществляется подземным и открытым способами. На Хибинских апатитовых рудниках в настоящее время этими способами добывается примерно равное количество руды. В будущем подземным способом намечено добывать 65—70% руд. Добыча апатит-магнетитовых руд Ковдорского месторождения ведется открытым способом. Добычу апатитовых руд Ошурковского месторождения также намечается вести открытым способом.

Под промышленным типом В. И. Красников (1959, 1965) понимает совокупность геологически однотипных месторождений, определившихся в мировой и отечественной практике как реальные поставщики данного вида минерального сырья.

В мировой добыче апатита, как и других видов полезных ископаемых, главную роль играет весьма небольшое число геолого-минералогических типов месторождений. Вся остальная масса апатитопоявлений различных генетических типов практически не имеет промышленного значения. Это и обуславливает целесообразность специального выделения промышленных типов апатитовых месторождений. Первая группировка месторождений полезных ископаемых по промышленным типам принадлежит В. М. Крейтеру (1940). Она была построена в основном по морфологическому признаку и в дальнейшем совершенствовалась.

По мнению В. М. Крейтера (1964), группировка промышленных типов месторождений должна базироваться на представлении о месторождениях как о геологических телах, характеризующихся определенной формой, размерами, качеством и определенными условиями нахождения. Главными факторами он считает качество и размеры месторождений. Форма тел полезного ископаемого наряду с условиями их залегания также важны, так как они оказывают решающее влияние на выбор системы разведки, разработки и способа вскрытия месторождения.

На основании детального рассмотрения известных в мире многочисленных проявлений минерального сырья В. М. Крейтер (1964) условно считает промышленным такой тип месторождений, который дает не менее 1% мировой добычи того или иного полезного ископаемого. Такой подход в полной мере оправдан и при выделении промышленных типов апатитовых месторождений. Лишь в отдельных случаях, учитывая специфику региональных условий, были допущены отклонения от этого принципа. Так, в качестве промышленного типа месторождений выделены такие месторождения апатита, практического значения которых подчас невелико и тем более не имеет всеобщего значения, но в отдельных странах и регионах они в силу недостатка фосфатного сырья реально служат объектом промышленной добычи и обогащения. Таковы, на-

пример, пегматитовые и постмагматические месторождения апатита.

В. И. Красников (1965) выделяет также ведущие промышленные типы месторождений, дающие основную часть добычи данного полезного ископаемого (обычно не менее двух третей), и второстепенные, на долю которых в общей сложности приходится не более одной трети суммарной добычи. Для апатитовых месторождений такое подразделение также целесообразно. Так, в качестве ведущего типа промышленных апатитовых месторождений бесспорно выделяются Хибинские апатит-нефелиновые месторождения. Важными промышленными месторождениями апатита являются регионально-метаморфизованные месторождения, основные черты которых лучше всего выражаются Лаокайской группой апатитовых месторождений (ДРВ).

В качестве второстепенных типов промышленных месторождений апатита в первую очередь следует назвать карбонатитовые, запасы апатитовых руд в которых исчисляются сотнями миллионов тонн, и магматические месторождения, связанные с основными породами, преимущественно анортозитами.

Следует учитывать, что отнесение различных месторождений в ту или иную группу основывается на современном опыте горнодобывающей промышленности и потому правильно лишь для настоящего времени. В дальнейшем групповое положение отдельных промышленных типов может изменяться. При отнесении промышленных типов месторождений к той или иной группе, помимо их роли в современной добыче соответствующих полезных ископаемых, необходимо учитывать также роль месторождений в балансе запасов, которая не всегда соответствует уровню добычи. Особенно это относится к недавно открытым и технологически не освоенным месторождениям (Красников, 1965).

Промышленные типы месторождений могут пополняться за счет совершенствования технологических процессов добычи и переработки руд, организации попутного извлечения второстепенных компонентов руд, а также в зависимости от других факторов. В связи с этим иногда существенно меняется соотношение источников получения того или иного вида сырья. Примерами такого рода могут служить апатитоносные рудные формации, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород, габбро-анортозитовых пород. В этих массивах апатит, несмотря на сравнительно низкое содержание в рудах, в последние годы приобрел значение в качестве попутного компонента при обработке месторождений на основное полезное ископаемое. В связи с этим они заслуживают выделения в качестве промышленных типов апатитовых месторождений (см. гл. III).

При анализе вопроса о промышленных типах месторождений следует учитывать, что почти каждый из выделяемых типов в некоторых конкретных условиях может иметь непромышленных (по качеству или количеству) представителей, а некоторые месторожде-

ния, относящиеся к непромышленным типам, наоборот, в местных условиях определенных стран или регионов могут оказаться экономически выгодными для разработки, т. е. промышленными (Крейтер, 1964).

Знание промышленных типов месторождений полезных ископаемых особенно важно при поисках и в начальной стадии разведки, когда геологические прогнозы и оценки во многом основываются на аналогиях с другими более детально изученными месторождениями такого же типа, когда принцип аналогии является очень важным как для оценки благоприятности той или иной геологической обстановки, так и для предварительного суждения о перспективах обнаруженных и изучаемых месторождений. Нетрудно видеть, сколь точно это положение соответствует современному состоянию вопроса выявления апатитового сырья.

В. И. Смирнов (1954) справедливо указывает, что геолог-поисковик, не знающий промышленных типов месторождений, которые он ищет, не способен эффективно производить поисковые работы. При наличии общих черт для всех месторождений, входящих в данную группу, каждое конкретное месторождение обладает особым обликом, отличающим его от всех других месторождений мира. Изучение индивидуальной характеристики месторождения подчас является главной задачей при его промышленной оценке.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Открытие крупнейшего в мире апатитового месторождения в нашей стране по существу явилось началом серьезного изучения апатитовых месторождений как промышленного сырья для производства минеральных удобрений. В 1931 г. А. Е. Ферсман, изучавший Хибинские месторождения, предложил первую схематическую классификацию магматических апатитов, связанных, по его мнению, с кислыми, основными и щелочными магматическими породами. В каждом случае А. Е. Ферсман различал магматические первичные и позднейшие переплавления, пегматитовые, пневматолитовые и гидротермальные фазы кристаллизации.

В 1932 г. О. Штутцер и В. Ветцель опубликовали общую генетическую классификацию фосфатов, где значительное место отведено апатитам. Они выделили три основные группы: 1) фосфаты неорганического происхождения, 2) фосфаты органического происхождения (осадочные фосфориты) и 3) метаморфизованные месторождения, образовавшиеся в результате метаморфизации осадочных фосфоритов. Первая группа, которая включает почти все апатитовые месторождения, делится на четыре раздела: А. Магматические выделения апатитов, Б. Апатитовые импреньяции в изверженных породах, В. Жильные месторождения апатита и Г. Метасоматические месторождения неорганического происхождения.

Краткую сводку по апатитовым ресурсам СССР составил в 1935 г. А. Н. Промтов. Все месторождения апатита он делит на четыре типа: 1) магматические, 2) контактово-пневматолитические, 3) пневматолитовые жилы и 4) гидротермальные (*а*-жильные и *б*-метасоматические).

Более полные сводки по апатитам составлены А. Н. Лабунцовым (1936) и М. П. Фивегом и А. П. Шубиным (1937). Классификация апатитовых месторождений в обоих случаях дается по А. Е. Ферсману.

В курсе неметаллических полезных ископаемых (Меренков, Муратов, 1942) магматогенные апатитовые месторождения подразде-

ляются на следующие типы: 1) магматические, 2) контактово-пневматолитовые, 3) пневматолитовые и 4) гидротермальные.

Г. И. Бушинский (1952) предложил следующую классификацию месторождений апатита, связанных с магмой: 1) магматические выделения, 2) пегматитовые жилы, 3) гидротермальные образования и 4) контактовые.

А. Е. Карякин (Бетехтин и др., 1964) выделяет четыре типа апатитовых месторождений: магматические, контактово-метасоматические, гидротермальные (высоко- и среднетемпературные) и метаморфогенные.

Приведенные классификации апатитовых месторождений и их рудопроявлений различаются в основном лишь некоторыми не существенными с экономической точки зрения деталями.

Схематическое подразделение апатитовых месторождений и их рудопроявлений с учетом как генетических, так и экономических факторов предложено А. А. Арсеньевым (1965), который выделил следующие типы: 1) собственно магматические, связанные с интрузивными породами; 2) карбонатитовые (магматически-метасоматические); 3) пневматолитово-гидротермальные и 4) осадочно-контактово-метаморфогенные. Положительным моментом этой схемы является выделение в самостоятельную группу месторождений карбонатитового типа, по-видимому, наиболее перспективных.

Более подробную классификацию апатитовых месторождений предложил Ф. Л. Смирнов (1967). Он выделяет шесть типов месторождений: 1) магматические, 2) магматически-метасоматические, связанные с интрузиями ультраосновных-щелочных пород (карбонатиты), 3) пегматитовые, 4) пневматолитовые, 5) гидротермальные и 6) метаморфогенные. В первом типе выявлены четыре подтипа: 1) связанные со щелочными интрузиями нефелиновых сиенитов и другими щелочными породами, 2) связанные с основными габброидными интрузиями, 3) связанные с интрузивными породами среднего состава (щелочными диоритами), 4) связанные с интрузиями кислого состава. В пятом типе выделены два подтипа: высокотемпературные и среднетемпературные, в шестом типе также два: регионально-метаморфизованные и контактово-метаморфизованные.

В настоящей работе принята более дробная классификация генетических типов промышленных месторождений апатита, разработанная Г. М. Вировлянским с учетом классификаций А. А. Арсеньева и Ф. Л. Смирнова и при их личном участии. В основу ее положена сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых и классификация магматогенных рудных месторождений В. И. Смирнова (1965, 1967). Лишь в отдельных случаях допущены некоторые отклонения.

В классификации генетические группы апатитовых месторождений рассмотрены в связи с соответствующими им формациями горных пород. При этом принято, что геологической формацией

называется комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых, обусловленных единством происхождения в определенных структурно-фациальных геологических условиях (В. И. Смирнов, 1965). В отличие от прежних классификаций апатитовых месторождений, наиболее важные для практики генетические группы магматических и карбонатитовых месторождений апатита рассмотрены не столько в связи с теми или иными химическими типами магм (щелочными, основными), сколько в их отношении к конкретным формациям магматических горных пород. Показано, что определенным формациям магматических горных пород соответствуют характерные генетические группы апатитовых месторождений, определенные апатитоносные рудные формации. Это обстоятельство очень важно для прогнозирования и поисков месторождений соответствующих генетических групп и апатитоносных рудных формаций.

В классификации получили отражение магматический и литолого-стратиграфический контроль оруденения, геотектоническая приуроченность соответствующих апатитоносных формаций, даны типичные примеры рудных районов и месторождений, характеризующих конкретные апатитоносные рудные формации. Среди генетических групп апатитовых месторождений выделены вулканогенно-осадочные, представленные вулканогенно-осадочными апатит-магнетитовыми месторождениями. В последние годы накопилось немало новых данных (Формозова, 1965; Кассандров, 1966, 1968), дающих основание для их выделения в классификационной таблице. Кроме того, приведены уточненные данные в других разделах классификации.

Классификация генетических типов промышленных месторождений апатита представлена в табл. 1. Среди эндогенных месторождений наибольшее промышленное значение имеют две генетические группы месторождений — магматические и карбонатитовые. Особенно важна первая группа месторождений.

Магматические месторождения представлены несколькими генетическими типами, связанными соответственно с различными формациями магматических горных пород. Особенно выделяются щелочные магматические породы, в которых апатитоносность очень характерна для формации центральных интрузий апатитовых нефелиновых сиенитов (в терминологии Ю. А. Кузнецова, 1964). С этими породами связаны известные апатит-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. По-видимому, приобретут значение и апатитовые руды Ловозерского массива нефелиновых сиенитов. На современном срезе это руды апатит-нефелин-редкометалльного состава. В последние годы высказано мнение, что на глубине этот массив имеет строение, близкое Хибинскому плутону.

Большое промышленное значение имеют руды апатит-магнетитовой формации, связанные с сиенитовыми породами на древних

Классификация генетических типов промышленных месторождений апатита

Серия	Генетические группы месторождений	Геологические формации	Магматический и литолого-стратиграфический контроль	Апатитоносные рудные формации	Геотектоническая приуроченность	Примеры рудных районов и месторождений
Эндеогенные	Магматические	Центральных интрузий апаитовых нефелиновых сиенитов	Уртиты	Апатит-нефелиновая Апатит-нефелин-редкометаллическая	Древние платформы То же	Хибинские, Кольский п-ов Ловозеро, Кольский п-ов
		Центральных интрузий миекистовых нефелиновых и лейцитовых сиенитов	Нефелиновые и лейцитовые сиениты	Биотит-апатитовая	Консолидированная складчатая область	Сыннырское, Северное Прибайкалье
		Габбро-сиенитов	Сиениты Габбро-диориты и сиениты	Апатит-магнетитовая Апатитовая	Древние платформы Докембрийская геосинклиналь	Кирунавара, Швеция Ошурковское, Бурятская АССР
		Габбро-пироксенит-дунитов	Габбро	Апатит-титаномагнетитовая (с медью)	Эвгеосинклиналь ранней стадии. Разломы, обрамляющие геосинклинальные рвы	Волковское, Урал

2\*

	Анортозитов; рапакиви	Анортозиты, габбро	Апатит-гематит-ильменитовая	Древние платформы	Стремигородское, Украина; Кручининское, Забайкалье; Роуленд, Адирондак (США), Лак-Тио (Канада)
Карбонатитовые	Центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород	Уртит-мельтейгиты	Апатит-флогопитовая Апатит-магнетитовая Апатит-редкометаллическая	Древние платформы То же Сочленение платформ и консолидированной складчатой области	Гулинское, Одихинчинское, Восточная Сибирь; Ковдорское, Кольский п-ов и др. Ковдорское, Кольский п-ов; Арбарастаское, Алдан; Ессейское, Восточная Сибирь и др. Восточно-Саянское, Сибирь
Пегматитовые	Габбро-плагиогранитная	Габбро Сиениты, монзониты	Апатитоносных пегматитов То же	Геосинклиналь То же	Бомле, Норвегия Витошский массив, Болгария
Контактово-метасоматические	Плагиогранит-сиенитов	Контактовые зоны сиенитодiorитов Гранодиориты	Апатитоносных скарнов	Эвгеосинклиналь ранней стадии	Лебяжинское, Урал Вулленар, Чили

Серия	Генетические группы месторождений	Геологические формации	Магматический и литолого-стратиграфический контроль	Апатитоносные рудные формации	Геотектоническая приуроченность	Примеры рудных районов и месторождений
Эндогенные	Гидротермальные: высокотемпературные	Гранитоидных батолитов	В связи с гранитоидами	Апатит-кальцит-флогопитовая	Докембрийская геосинклиналь средней стадии	Слюдянское, Прибайкалье
	среднетемпературные	Гранитоидных батолитов	В связи с гранитами	Апатит-кварц-касситеритовая	Геосинклиналь средней стадии	Кацерес, Испания
	Вулканогенно-осадочные	Порфиристо-лептитовая	Смена вулканических пород трахитовых на риолитовые	Апатит-магнетитовая	Геосинклиналь ранней стадии	Холзунское, Сибирь; (Кирунаваара?)
Экзогенные	Выветривания	Центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород	Уртит-мельтейгиты	Апатит-вермикулитовая	Древние платформы и консолидированные складчатые области	Ковдорское, Кольский п-ов; Красномайское, Казахстан и др.
				Апатит-редкометаллическая	Сочленение платформы и консолидированной складчатой области	Восточно-Саянское, Сибирь

Метаморфогенные	Метаморфизованные: регионально-метаморфизованные	Карбонатно-кремнистая	Горизонты кварц-диопсидовых пород среди мраморов	Апатит-кварц-диопсидовая	Докембрийская геосинклиналь	Слюдянское, Прибайкалье
	контактово-метаморфизованные	То же	Горизонты кремнисто-доломитовых пород в карбонатно-сланцевой свите	Апатит-доломитовая	Миогеосинклиналь ранней стадии	Мау-Кок, ДРВ
		То же	То же	То же	То же	Каратау, Казахстан

платформах. Наиболее значительным представителем этого типа является группа месторождений Кирунавара — Луоссавара в Северной Швеции. В СССР нет достаточно отчетливых представителей этой рудной формации, к ним приближается лишь Лебяжинское месторождение на Урале. Однако оно представляет собой контактово-метасоматическое образование, возникшее в связи с сиенитовыми породами (Штейнберг, «Апатиты», 1968). От Кирунавара это месторождение отличается и геотектонической приуроченностью, будучи связано с щелочными дериватами основных магм ранней геосинклинальной стадии развития (В. И. Смирнов, 1965).

На грани промышленного значения находятся иногда довольно значительные по запасам, но бедные по содержанию фосфорного ангидрида апатитовые месторождения, приуроченные к диоритам и сиенитам. Руды эти не содержат других полезных компонентов и выделены как руды апатитовой формации. Пожалуй, единственным их представителем является Ошурковское месторождение в Бурятской АССР.

Привлекают внимание в качестве источника апатита магматические горные породы основного состава, с которыми обычно связаны месторождения титана.

При дифференциации габбровой магмы в остаточном расплаве накапливаются железо, титан, ванадий и фосфор. Жидкая масса остаточных продуктов может быть выдавлена в трещины остывшей части породы, образуя жильные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитов (в габбро, пироксенитах и других породах). В том случае, когда выдавливание не происходило, титаномагнетит в виде вкрапленников рассеян среди габбро, пироксенитов, оливинитов и др. Обычно жильные месторождения бедны фосфором, наиболее высокое содержание фосфора отмечается в габбро, обогащенных вкрапленниками. Так, в уральских габбро содержание титаномагнетита достигает 11—14%, при содержании апатита 5—8% (Фивег, Шубин, 1937).

О. А. Богатиков («Апатиты», 1968) отмечает, что апатит в качестве акцессорного минерала широко распространен во всех габброидных дифференциатах, однако максимальная концентрация его приурочена к рудно-меланократовым разностям габбро. Для основных пород характерен фторapatит. Он выделяет следующие типы апатитовой минерализации, генетически связанной с габброидами: акцессорный апатит (имеется в виду нормально акцессорная примесь в габбро); апатит, приуроченный к пегматоидным разностям пород; апатит, генетически связанный с процессами оруденения, и гидротермальный апатит; аккумуляционный апатит, образующий относительно высокую вкрапленность в отдельных участках габброидов.

Выделение апатита из магматического расплава носит стадийный характер. Наиболее высокотемпературный (по сравнению с другими типами) — акцессорный апатит, наиболее поздний и

низкотемпературный — апатит из габбро-пегматитов и гидротермальных жил.

Из всех известных типов месторождений титана, связанных с основными породами, интересны в отношении апатитоносности месторождения, связанные с габбро-пироксенит-дуניתовой формацией ранней стадии геосинклинального режима, и месторождения, приуроченные к массивам анортозитов и габбро-анортозитов, связанным с ранними этапами установления платформенного режима на древних платформах.

Месторождения, связанные с породами габбро-пироксенит-дуניתовой формации, в которых титаномагнетитовое оруденение сопровождается медным, благоприятны в отношении апатита. В этом случае титаномагнетитсодержащее габбро с апатитом становится комплексной рудой. Эта формация выделена под названием апатит-титаномагнетитовой. Примером месторождений такого рода является Волковское. В отличие от типичных титаномагнетитовых месторождений в ультраосновных породах габбровой магмы (Качканарского, Первоуральского и др.) для Волковского месторождения характерно наличие в рудах повышенных содержаний апатита и сульфидов меди, представляющих практический интерес.

Руды титановых месторождений в анортозитах и габбро-анортозитах нередко обогащены апатитом, количество которого достигает практически интересных содержаний (по Филпотсу до 30%, см. главу XII). Основную часть таких руд составляют ильменитовые и гематит-ильменитовые руды; иногда встречаются в переменных количествах сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин и др.). Апатитсодержащие руды месторождений, приуроченных к анортозитовым массивам, выделены как апатит-гематит-ильменитовая рудная формация.

Месторождения титановых руд в габбро-анортозитовых массивах представлены как сплошными рудами, так и зонами вкрапленных руд различного насыщения. Руды большинства месторождений, за исключением гематит-ильменитовых, хорошо обогащаются с получением ильменитового или ильменитового и рутилового концентратов, а также с побочным получением иных ценных концентратов — апатитового, ванадийсодержащего, магнетитового и других, в зависимости от минерального состава того или иного месторождения (Мальшев, 1957). Промышленные месторождения этого типа распространены в ряде стран и иногда достигают весьма крупных размеров.

В последние годы все больше вырисовываются как перспективный тип апатитовые месторождения, в которых концентрации апатита возникают в связи с формированием центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород. Месторождения полезных ископаемых, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород, выделены в классификации В. И. Смирнова как группа карбонатитовых месторождений.

Характеризуя апатитоносность массивов ультраосновных-щелочных пород, необходимо учитывать следующее. Карбонатиты, как правило, входят в состав сложных интрузивных комплексов центрального типа, эволюционировавших от ультраосновных до щелочных пород. Они выступают здесь в числе наиболее молодых образований. К числу специфических аксессуарных минералов карбонатитов, рассматриваемых исследователями в качестве типоморфных, принадлежит и апатит. Однако в ультраосновных-щелочных комплексах апатитообразование выходит далеко за рамки собственно карбонатитового процесса. Начало выделения апатита относится еще к магматическому этапу становления щелочных пород. Но и главная масса скоплений апатита в массивах этого рода нередко возникает значительно раньше карбонатитов. В основном апатитоносность ультраосновных-щелочных комплексов связана с автореакционными скарнами и апатит-магнетитовыми породами, которые непосредственно связаны с заключительными этапами внедрения ийолит-мельтейгитовых пород и наиболее интенсивно проявлены в экзоконтактах последних.

Месторождения, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород, образуют самостоятельную группу полезных ископаемых, в которой апатит занимает вполне определенное положение. Запасы апатитовых руд в этих месторождениях достигают сотен миллионов тонн. Однако в связи со сравнительно низкими содержаниями фосфорного ангидрида чаще всего они выступают не как самостоятельные апатитовые месторождения, а в комплексе с другими полезными ископаемыми — флогопитом, магнетитом, редкими металлами. Соответственно, в согласии с А. А. Глаголевым и Е. М. Эпштейном («Апатиты», 1968), выделяются три апатитосодержащие рудные формации — апатит-флогопитовая, апатит-магнетитовая и апатит-редкометалльная.

В пегматитах апатит обычно не образует крупных скоплений. Наиболее высокие его концентрации известны в пегматитах, находящихся преимущественно в генетической связи с габброидными породами (месторождение Бомле в Норвегии) и сиенитами (Витошское, Болгария). Запасы апатитовых руд незначительны, как правило, не превышают 100—200 тыс. т. Естественно, при современных масштабах добычи фосфорсодержащих руд пегматитовые месторождения из-за их небольших размеров нельзя рассматривать как важный промышленный источник фосфора. Тем не менее в ряде стран (Канада, Индия), где отсутствуют или долгое время были неизвестны месторождения фосфатов других генетических типов, пегматиты, характеризующиеся повышенными скоплениями апатита, разрабатывались, а местами разрабатываются и в настоящее время (Бомле).

Апатитосодержащие месторождения контактово-метасоматического генезиса (преимущественно железорудные скарны) генетически связаны с сиенит-диоритовыми породами, гранодиоритами и плагиигранитами в составе плагиигранит-сиенитовой формации.

Содержание апатита в рудах невысокое, обычно 1%, редко 2—3%. Однако экономически иногда выгодно его извлечение из хвостов после получения магнетитового концентрата. Учитывая огромные запасы руд ряда апатитоносных железорудных месторождений (Урал, Казахстан) а также масштабы добычи, можно ежегодно попутно получать большое количество апатитового концентрата.

Среди гидротермальных апатитовых месторождений выделяются высокотемпературные и среднетемпературные. Высокотемпературные месторождения имеют форму жил небольших размеров и отличаются высоким содержанием апатита (Канада, Норвегия, апатит-флогопитовые жилы Слюдянки). Апатит извлекается попутно при комплексной добыче других ценных минералов, например флогопита.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения апатита встречаются двух типов: 1) трещинные жилы, залегающие в силикатных породах и 2) метасоматические залежи, располагающиеся в известняках. Подобные месторождения апатита известны лишь в Испании и Китае. Гидротермальные апатитовые месторождения обычно незначительны по масштабам. В редких случаях запасы апатитовых руд достигают 100—150 млн. т.

К вулканогенно-осадочным месторождениям следует отнести недавно открытые Холзунское месторождение и апатит-магнетитовые руды Маркакульского района на Алтае. Сюда же, по данным некоторых исследователей (Формозова, 1965, 1968), возможно надо отнести группу апатит-магнетитовых месторождений Северной Швеции (Кирунавара — Луоссавара и др.).

Апатитовые месторождения выветривания образуются в областях с умеренным климатом. Наибольший практический интерес представляют коры выветривания апатитоносных карбонатитов. Содержание  $P_2O_5$  в выветрелых продуктах достигает 8—12%, а на отдельных месторождениях и 20%. Запасы апатитсодержащих руд составляют сотни миллионов тонн. В согласии с А. А. Глаголевым и Е. М. Эпштейном («Апатиты», 1968) выделяются две формации этих руд: апатит-вермикулитовая и апатит-редкометаллическая.

Метаморфогенные месторождения апатита образуются в результате регионального и контактового метаморфизма первичноосадочных фосфоритов и достаточно широко распространены. Выделяются две подгруппы: регионально-метаморфизованные и контактово-метаморфизованные. Примерами месторождений первой подгруппы служат Слюдянское в Прибайкалье, месторождения ДРВ, КНР и др. Типичный пример месторождений второй подгруппы — Каратау (Чулактау) в Казахстане. Содержание  $P_2O_5$  на некоторых месторождениях достигает 10—12%, а запасы апатитсодержащих руд в отдельных бассейнах (Лаокайский в ДРВ) 1,0—1,5 млрд. т.

## Глава IV

### МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЯХ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В связи с центральными интрузиями агпаитовых нефелиновых сиенитов существенное значение имеют две формации апатитовых руд: апатит-нефелиновая и апатит-нефелин-редкометалльная. Промышленная важность первой формации подтверждена многолетней практикой эксплуатации месторождений, а практическое значение второй формации еще недостаточно выяснено, хотя геологическое изучение таких месторождений дает основания рассматривать их в качестве вероятных промышленных объектов на апатит.

#### Формация апатит-нефелиновых руд

Важнейшим представителем формации апатит-нефелиновых руд являются апатит-нефелиновые месторождения Хибинских тундр.

#### *Хибинский массив*

Хибинский массив находится в центральной части Кольского полуострова.

Согласно А. А. Полканову (1936), массив приурочен к тектоническому контакту между протерозойскими вулканогенно-осадочными и интрузивными породами свиты Имандра-Варзуга и архейским гнейсовым комплексом. Массив метаморфизует породы свиты Имандра-Варзуга и подчиненные ей интрузии габбро-диабазов, превращая их в роговики. Мощность экзоконтактной зоны к югу от массива доходит до 400—600 м, к западу — до 300—500 м.

На основании находок флоры среди вмещающих пород (Елисеев, Ванидовская и др., 1937) возраст Хибинского массива определен как герцинский (девонский). Последующие определения абсолютного возраста пород массива (Комлев и др., 1961) позволили отнести его к группе пермокарбонных интрузий.

Основные представления о строении Хибинского плутона даны в работах Б. М. Куплетского (1936) и Н. А. Елисеева и др. (1939).

Дальнейшие исследования расширили и углубили их (Зак, 1963; Минаков, «Апатиты», 1968). Б. М. Куплетский рассматривал Хибинский массив как сложную лополитообразную интрузию. Согласно Н. А. Елисееву массив представляет собой мощную центральную интрузию — субвулкан. Плутон внедрился на платформе. Он образует сложное тело, в котором от периферии к центру последовательно чередуются кольцевые и конические интрузии (рис. 1). Эти интрузии преимущест­венно сложены различными разновидностями нефелиновых сиенитов: хибинитами, рисчорритами, лывочорритами, фойяитами (свыше 90% пород массива). Среди нефелиновых сиенитов резко выделяются по своему составу щелочные, преимущественно нефелиновые породы комплекса ийолит-уртитов, занимающие 5,6% от всей площади массива. Они располагаются в виде узкой дугообразной полосы, выклинивающейся к востоку (см. рис. 3). Наибольшей мощности (2 км) этот комплекс достигает в южной и юго-западной частях массива. Падение пород везде к центру массива под углом от 20 до 60°.

Висячем боку ийолит-уртитов по контакту в одних случаях с рисчорритами (Кукисвумчорр — Расвумчорр), в других — со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами (Куэльпор) или, наконец, среди уртитов располагаются апатит-нефелиновые тела. Среди ийолит-уртитов выделяются породы, образовавшиеся до формирования апатит-нефелиновых тел (доapatитовые), и породы более молодые по отношению к апатит-нефелиновым породам (послеapatитовые).

Формирование интрузивных комплексов Хибин происходило в следующей последовательности, начиная с наиболее древних (Елисеев и др., 1939; Зак, 1963): 1) массивные хибиниты; 2) трахитоид-

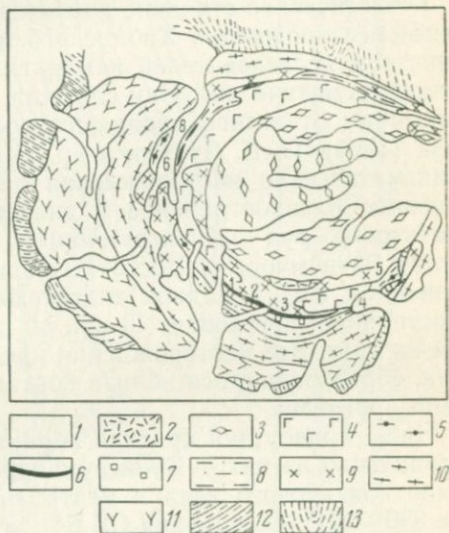


Рис. 1. Геологическая схема Хибинского массива. По данным Е. Н. Володина, Н. А. Елисеева, С. И. Зака и др. (Вировлянский и др., 1965).

1 — четвертичные отложения; 2 — измененные нефелиновые сиениты; 3 — фойяиты; 4 — среднезернистые нефелиновые сиениты; 5 — малиниты, лувяриты; 6 — полевошпатовые ийолиты и ювты; 7 — апатит-нефелиновые породы; 8 — уртиты; 9 — ийолиты и уртиты трахитоидные; 10 — рисчорриты; 11 — хибиниты трахитоидные; 12 — хибиниты массивные; 13 — зеленюкаменные породы имандра-варзугской серии; 13 — гнейсы;

Апатитовые месторождения: 1 — Кукисвумчорр; 2 — Юкспор; 3 — Расвумчорр; 4 — Коашва; 5 — Ньоркпахк-Суолауйв; 6 — Куэльпор; 7 — Поачвумчорр; 8 — Партомчорр-Лыволак

ные хибиниты; 3) рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые сиениты); 4) ийолит-уртиты, малиньиты и луювриты; 5) лявочорриты (среднезернистые нефелиновые сиениты); 6) фойяиты.

И. П. Тихоненков (1963) считает рисчорриты и ийолит-уртиты метасоматическими образованиями, возникшими за счет первично-магматических нефелиновых сиенитов комплекса хибинитов — фойяитов.

**Геологическое строение апатитовых месторождений.** Все апатитовые месторождения Хибинского массива рассматриваются большинством исследователей как магматические, главным образом позднемагматические. Они сложены одними и теми же типами руд, в которых отчетливо проявлены полосчатые текстуры. Т. Н. Иванова (1963), О. Б. Дудкин и др. (1964) выделяют, кроме того, постмагматические месторождения апатита, имеющие весьма ограниченное распространение и значение. Основные месторождения апатитовых руд — Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр и Восточный Расвумчорр — объединяются под названием Юго-Западной апатитовой дуги. Общая длина дуги по простиранию превышает 11 км, по падению она прослежена более чем на 2 км. Все месторождения представляют собой части единого тела, образовавшегося вблизи контакта ийолит-уртитовой интрузии с рисчорритами.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее изученного и типичного из них — Кукисвумчоррского месторождения. Простирание апатитового тела в центральной части север-северо-западное  $330-334^\circ$ , аз. падения СВ  $64^\circ$ , угол падения  $28-32^\circ$ . Мощность апатитового тела непостоянна — от 45 (на северном фланге) до 200 м (ср. мощность около 150 м), протяженность рудного тела по простиранию около 2400 м.

Апатитовое тело характеризуется зональным строением. Выделяются верхняя (богатая) и нижняя (бедная) зоны. Каждая зона сложена характерными разновидностями руд, которые представлены одними и теми же минералами — апатитом, нефелином, пироксеном, полевым шпатом, сфеном, но различаются количественными соотношениями и текстурными особенностями. Залегают они в общем согласно с апатитовой залежью (рис. 2).

Среди богатых существенно апатитовых пород выделяются пятнистые и пятнисто-полосчатые, среди бедных апатит-нефелиновых пород — сетчатые, линзовидно-полосчатые, мелкоблоковые, крупно-блоковые породы, а также ийолиты с апатитом. Кроме того, выделяется разновидность брекчиевых апатит-нефелиновых пород. В рудничной практике и в литературе все эти породы рассматриваются как руды.

Пятнистые и пятнисто-полосчатые руды состоят в основном из апатита, на фоне которого отчетливо выступают темные пятна. В одних случаях они распределены беспорядочно, в других — полосами. Пятна представлены либо единичными крупными кристаллами нефелина, эгирина, полевого шпата, сфена, титаномагнетита, либо

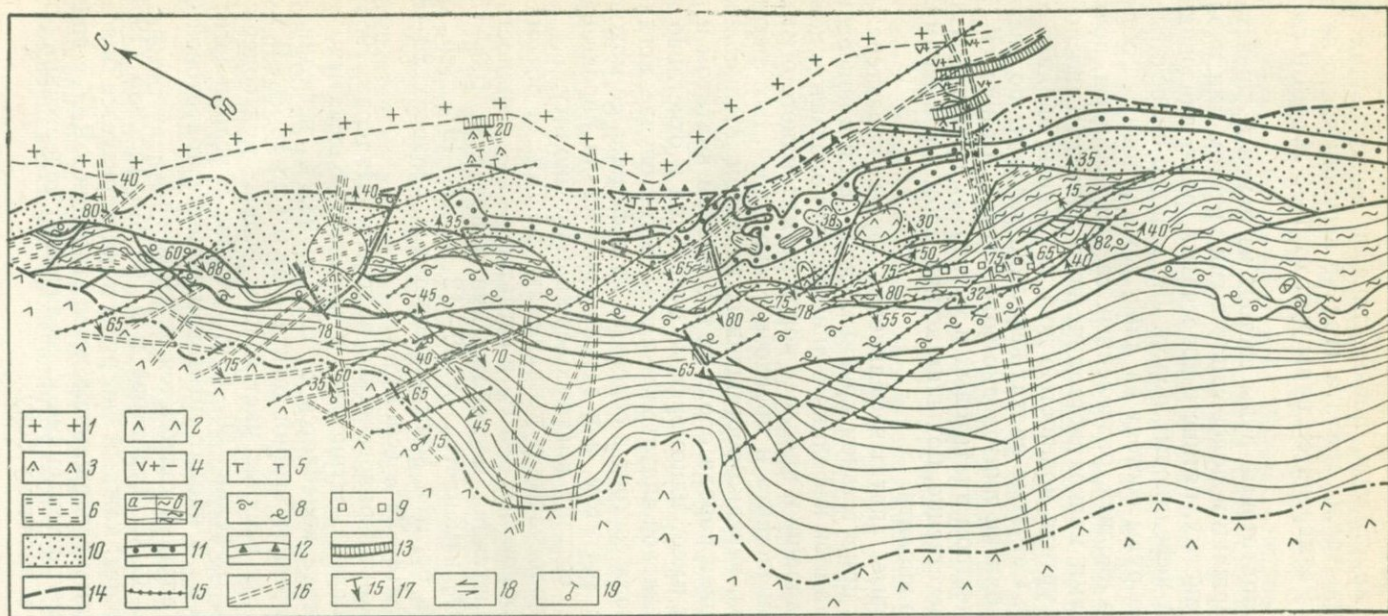


Рис. 2. Геолого-структурный план горизонта 392 м месторождения Кукисвумчорр (Вировлянский и др., 1965)

1 — рихолиты; 2 — иоилиты; 3 — поздние иоилиты; 4 — малиниты; 5 — сфенизация; 6 — сетчатая руда; 7 — линзовидно-полосчатая руда; a — нижний горизонт, б — верхний горизонт; 8 — крупноблочная руда; 9 — мелкоблочная руда; 10 — пятнистая руда; 11 — апатитовая брекчия; 12 — илолитовая брекчия; 13 — луавритовая жила; 14 — позднемагматический разлом; 15 — мончикитовая дайка; 16 — зона шпреуштейнизации; 17 — направление и угол падения; 18 — направление смещения; 19 — опущенное крыло разлома

группами этих кристаллов, пойкилитически включающих мелкие идиоморфные кристаллы апатита (только нефелин часто не содержит вростков). Размер пятен варьирует от 1—3 мм до 6 см в поперечнике.

Брекчиевые апатитовые руды состоят из цемента, представленного апатитосодержащим полевошпатовыми уртитом или ийолитом, и обломков пятнистых, пятнисто-полосчатых, реже линзовидно-полосчатых апатит-нефелиновых пород. Линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые руды состоят из линз, реже угловатых обломков мелкозернистого ийолита, разделенных светло-зелеными, почти белыми, прослойками мелкокристаллического апатита и прослойками светло-зеленого уррита мощностью до 1 см. Линзы ийолита имеют темную окраску. Сетчатые апатит-нефелиновые руды по внешнему виду и составу близки линзовидно-полосчатым, отличаясь лишь меньшим количеством апатитовых и уртитовых прожилков и прослоек и, соответственно, большим количеством и размерами линз мелкозернистого ийолита.

Крупноблоковые апатит-нефелиновые руды характеризуются в одних случаях присутствием крупных (до 6—8 см в поперечнике) единичных кристаллов нефелина в линзовидно-полосчатом цементе, в других — чередованием прослоев пород пегматоидного облика состава уррита или ийолита и прослоев тонкополосчатых апатит-нефелиновых пород, нередко обогащенных апатитом. Мелкоблоковая апатит-нефелиновая порода сложена в основном апатитом и нефелином. Нефелин имеет идиоморфные очертания и отчетливо выделяется на фоне светлой апатитовой массы. В том случае, когда апатита мало и порода состоит в основном из нефелина, ее можно называть уртитом с апатитом, а в случае присутствия пироксена она соответствует по составу апатитосодержащему ийолиту.

Линзовидно-полосчатые руды занимают до 75% от объема бедной зоны, крупноблоковые — 10% и сетчатые — 7%. Мощность бедной зоны колеблется на месторождении в пределах 100—150 м. Содержание  $P_2O_5$  изменяется от 10—12 до 18—19% (ср. около 16%). Мощность богатой зоны колеблется в пределах 20—80 м. Содержание  $P_2O_5$  18—28% (ср. 24%).

Количественно-минералогические подсчеты (Иванова, 1963) показали, что в богатых пятнистых и пятнисто-полосчатых рудах содержание апатита колеблется от 62,3 до 93,3%, нефелина — от 4,7 до 32,6%, эгирина и эгирин-авгита — от 0,3 до 18,7%. В мелкоблоковых рудах из верхних частей зоны бедных руд содержание апатита 30—40%, нефелина 50—63%, эгирина и эгирин-авгита до 10%, сфена 3—4%. В ийолит-уртитовом цементе апатитовой брекчи содержание апатита колеблется от 6,0 до 45%.

Исследования С. С. Курбатова и А. Ф. Михайловой (1954 г.) показали следующее: каждый тип руды характеризуется более или менее определенным содержанием окиси стронция и  $R_2O_3$  в апатите, а также имеет место тенденция к увеличению содержания окиси стронция и  $R_2O_3$  к висячему боку.

По Т. Н. Ивановой (1963) количество стронция и трехвалентных ионов, замещающих кальций, скачкообразно увеличивается от более ранних к более поздним апатит-нефелиновым породам. Из более поздней ее работы («Апатиты», 1968) следует, что наиболее низкое содержание их в апатите бедных линзовидно-полосчатых руд, более высокое в апатите богатых пятнисто-полосчатых руд и самое высокое в апатите из пегматитовых тел и метасоматических рудопроявлений горы Поачвумчорр. Химизм апатита отражает, таким образом, специфику условий его образования.

По падению апатитовой залежи наблюдается выклинивание обеих зон. При этом зона богатых руд выклинивается быстрее, чем зона бедных руд. Апатитовую залежь почти на всем протяжении подстилают порфиroidные уртиты с подчиненными им участками порфиroidных ийолитов. Апатитовые залежи покрыты рискорритами. Между ними и апатитовыми телами развиты породы так называемой верхней контактной зоны, в составе которой объединяются поздние послеапатитовые проявления ийолит-уртитового комплекса, представленные ийолитами, малиньитами, мельтейгитами, ювитами, луявритами. Мощностью этой зоны достигает 60 м. Верхняя контактная зона характеризуется проявлением наложенной сфенизации.

Интерес представляет расположенное к востоку от Расвумчорра месторождение Коашва. Структура рудной зоны (по данным Е. А. Каменева) определяется наличием четырех пологопадающих рудных залежей (горизонтов) апатит-нефелиновых пород, разделенных прослоями массивных неравномернозернистых полевошпатовых уртитов. Первый рудный горизонт приурочен к верхней части разреза. Второй и третий горизонты располагаются среди уртитов в центральной части рудной зоны, оба они выклиниваются кверху, не достигая поверхности. Четвертый горизонт, располагающийся еще ниже в уртитах, ближе к подстилающим трахитоидным ийолитам, распространен в меньшей мере. Со стороны кровли и подошвы каждый из выделенных горизонтов обрамлен прерывистой полосой брекчии, где обломки апатитовых руд сцементированы уртитами.

В отличие от основных месторождений рудная зона Коашвы перекрывается не рискорритами, а серией трахитоидных пород ийолит-уртитового ряда, выходящих из-под рискорритов и полого ( $10-20^\circ$ ), в общем согласно, с ними залегающих.

Несколько обособленное положение и иное строение имеет расположенное еще восточнее месторождение Ньоркпахк-Суолуайв. Здесь первоначально существовавшее рудное тело, сложенное теми же типами руд, что и в промышленных месторождениях, разбито на глыбы, которые включены в более молодые послеапатитовые ийолит-уртиты. Апатитовые залежи в ненарушенном залегании в настоящее время еще не известны, хотя и предполагаются на глубине.

В западной и северной частях Хибинского массива в отличие от промышленных месторождений рудные тела представлены в ос-

новном тонкополосчатыми бедными рудами (линзовидно-полосчатыми, сетчатыми с прослоями уртитов, обогащенных апатитом). На северо-западе они протягиваются в виде сплошной зоны на 8 км к северу от г. Куэльпор. По падению эта зона подсечена единичными скважинами на глубине до 500 м от поверхности.

Для апатитовых руд всех названных месторождений типичны структуры магматических пород. Обычны гипидиоморфнозернистые, панидиоморфнозернистые, пойкилитовые структуры с вполне определенным порядком кристаллизации: нефелин — нефелин + апатит — апатит — эгирин — сфен — полевой шпат (Иванова, «Апатиты», 1968).

Как и интрузия ийолит-уртитов, апатитовая залежь обладает хорошо выраженными первично-полосчатыми текстурами, связанными с послонным чередованием лейкократовых и меланократовых полос различного состава. Первичная расщепленность пород, нашедшая отражение в образовании разнообразных текстур, возникла согласно Н. А. Елисееву (1937) в движущейся среде при выполнении магматической полости и является результатом истечения магматических масс, состоящих из расплава с примесью выделившихся кристаллов. С этим согласуется характерная сопряженность внутренней структуры ийолит-уртитовой интрузии с контактными поверхностями, выраженная в том, что первичная полосчатость обнаруживает отчетливое приспособление к контурам ограничивающей поверхности, ко всем ее неровностям.

Полосчатость обычно простирается в направлении вытянутости апатитовой залежи в данном месторождении и следует общему изгибу ийолит-уртитовой дуги. Падение полосчатости обычно к центру массива под углами 10—35°. Линейные текстуры течения также широко проявлены. Они характеризуются параллельным расположением игольчатых и призматических кристаллов апатита, пироксенов, а также ступков темноцветных минералов и ксенолитов. Такие особенности геологического строения позволили Н. А. Елисееву и др. (1939) высказать положение о том, что структура рудного поля апатитовых месторождений определяется особенностями прототектоники ийолит-уртитовой интрузии.

Изучение структуры апатитовых месторождений (Вировлянский и др. 1962, 1964, 1965; Онохин, 1963, 1965, 1970; Калинин, 1967) выявило также распространенность пликативных дислокаций и особенно большую роль дизъюнктивной тектоники. Установлено, что пластическая фаза становления апатитовых месторождений получила отражение в образовании типичных складчатых форм, подобных по своим морфологическим особенностям складчатым образованиям в осадочных породах. Складки отличаются, как правило, простираниями, грубо параллельными основному простиранию апатитового тела. От этого направления они отклоняются на угол до 30°. Наиболее крупные и выдержанные складчатые формы отмечаются в нижней бедной зоне апатитовой залежи. Здесь размах их крыльев достигает 20—25 м и они хорошо прослеживаются по гор-

ным выработкам. Крылья складок падают от шарнира в обе стороны под углами около 30—40°.

Складчатые формы в верхней богатой зоне апатитовой залежи более разнообразны по характеру, менее выдержаны по простиранию и падению. Для этой зоны часты складки волочения, срыва и гофрировка отдельных прослоев слагающих пород. Проявления складчатых форм носят локальный характер. Проявления разрывной тектоники распространены широко и имеют большое значение. Преимущественно это конические разломы, определившие локализацию апатитовых руд и их последующую нарушенность. Более подробно они рассматриваются ниже.

Весь комплекс ийолит-уртитовых пород сечется щелочными лампрофирами, представленными в пределах основных апатитовых месторождений преимущественно крутопадающими дайками мончикитов. Еще позже на все более ранние образования наложился явления шпреуштейнизации с возникновением псевдоморфоз вторичных продуктов (преимущественно натролита) по нефелину. Шпреуштейнизация приурочена к протяженным зонам разломов, секущим апатитовые залежи и вмещающие породы вкрест простирания и диагонально.

Постмагматические (метасоматические) апатитовые месторождения в Хибинском массиве имеют резко подчиненное значение. Согласно Т. Н. Ивановой (1963) к ним относится группа тел на горе Поачвумчорр, расположенных в западной части массива, в 2 км к западу от главной Апатитовой дуги. Небольшие жилородные тела протяженностью до 700 м и мощностью 3—4 м приурочены к локальным зонам дробления и милонитизации в ричесорритах. Все тела имеют одинаковое строение в разрезе: в верхней части они сложены полосчатыми породами, наиболее богатыми апатитом (мощность зоны до 1,5 м), в нижней — своеобразными пятнистыми породами (мощность зоны 2,5—3 м). Кроме формы тел, условий залегания и внутреннего строения, постмагматические месторождения отличаются текстурно-структурными особенностями. Так, обычно на светлом фоне породы, сложенной преимущественно апатитом, отчетливо выделяются кристаллы нефелина, эгирина и эгирин-авгита, располагающиеся цепочкой. Это и обуславливает полосчатое строение. Пятнистая разновидность представляет собой светлую породу, состоящую главным образом из апатита и полевого шпата, среди которых беспорядочно рассеяны более темные кристаллы нефелина, эгирина и эгирин-авгита, реже сфена. Наблюдаются крупные зерна полевого шпата, пойкилитически включающие нефелин. Различные текстурные разновидности апатитовых пород в пределах постмагматических месторождений по существу представляют собой ричесорриты, в различной степени замещенные апатитом вдоль зон повышенной трещиноватости.

Размещение апатитовых руд в пределах Хибинского массива связано с влиянием ряда факторов, значение которых для рудоотложения изучено в разной степени и исследователями нередко трак-

туется по-разному. Между тем важность понимания закономерностей локализации руд для правильного ориентирования поисково-разведочных работ в пределах Хибинского массива, а также для оценки перспектив сходных массивов щелочных пород несомненна. В связи с этим, основываясь на накопленных к настоящему времени обширных геологических данных, ниже последовательно рассмотрено значение важнейших факторов локализации апатитовых руд в Хибинском массиве.

**Пространственная приуроченность апатитовых залежей.** Апатитовые залежи пространственно тесно связаны с ийолит-уртитовым комплексом и, как правило, не выходят за пределы контура ийолит-уртитовых пород. Единичные апатитовые рудопроявления, не связанные пространственно с ийолит-уртитовым комплексом, не имеют какого-либо практического значения.

До недавнего времени считалось, что апатитовые залежи приурочены к контакту ийолит-уртитов с рисчорритами. Этому контакту придавалось соответственно поисковое значение.

В действительности же практически все известные месторождения и рудопроявления апатита образовались в пределах области распространения ийолит-уртитов, чаще вблизи их висячего бока, но вне связи с рисчорритами (Вировлянский и др., 1962; Вировлянский, Благодетелева, 1964; Минаков, «Апатиты», 1968). Эта приуроченность, установленная на основных апатитовых месторождениях Кукисвумчорр-Расвумчорра, подтверждена и на менее изученных месторождениях и рудопроявлениях массива (см. рис. 3,5).

**Возрастная приуроченность апатитовых залежей.** Возрастная близость апатитовых залежей с ийолит-уртитам выражается в том, что формирование руд происходило между ранними и поздними интрузиями ийолит-уртитового комплекса.

В верхней части залежи богатые апатитовые руды пятнистой текстуры срезают структурные элементы и содержат обломки линзовидно-полосчатых и сетчатых апатитовых руд и уртитов. В центральной части зоны пятнистых руд и в висячем боку апатитовой залежи, внедрившиеся вдоль продольных разломов ийолиты, уртиты, малиньиты, ювиты секут полосчатость более ранних пород и содержат обломки апатитовых руд различных текстурных разновидностей, и в том числе пятнистых. Они выделены как поздние послеapatитовые представители ийолит-уртитового комплекса.

Такие взаимоотношения подтверждаются и в других частях массива. Так, на Ньоркпахке обломки апатитовых руд и полевошпатовых уртитов цементируются трахитоидными полевошпатовыми ийолитами. На Коашве апатитовые руды залегают среди порфиroidных полевошпатовых уртитов. Нередко при этом обломки апатитовых руд цементируются поздними уртитам, образуя брекчию. На Куэльпоре, в южной части, апатитовые руды представлены брекчией, в которой обломки апатит-нефелиновых пород и порфиroidных уртитов цементируются полевошпатовыми ийолитом и уртитом.

**Разрез ийолит-уртитов и «стратиграфическая» приуроченность апатитовых залежей.** В отличие от осадочных толщ в ийолит-уртитовых породах положение пород в разрезе часто не отражает их возрастных взаимоотношений, однако довольно устойчивую последовательность пород в колонке можно с успехом использовать для расшифровки структуры, применяя характерные слои и пачки в качестве маркирующих горизонтов.

Изучение разрезов ийолит-уртитовых пород показывает, что строение этого комплекса сложное. Образование комплекса представляет собой результат нескольких последовательных внедрений магматического материала по коническим разломам, близким, но неодинаковым по залеганию.

Небольшие различия в элементах залегания вмещающих конических разломов существенно не проявляются на одном и том же эрозионном срезе. Однако на определенном интервале глубины они приводят к заметным изменениям мощностей тел и даже к выпадению отдельных членов разреза. Соответственно и в плане это проявляется в тех случаях, когда на поверхности обнажаются участки различного геологического положения.

Общая несколько схематизированная последовательность пород (вертикальная, но не возрастная) в разрезе ийолит-уртитового комплекса и их примерные мощности (Крылов, 1932, 1934; Сумин, 1953; Минаков, «Апатиты», 1968; Вировлянский и др. 1965) следующие (снизу вверх):

1. Малиньиты . . . . .	1—50 м
2. Трахитоидные ийолиты и уртиты . . . . .	500—700 "
3. Плотные уртиты (?) . . . . .	50 "
4. Порфириовидные уртиты . . . . .	300—400 "
5. Апатит-нефелиновые породы . . . . .	200 "
6. Верхняя контактная зона . . . . .	до 80 "
7. Надрудная толща трахитоидных пород	
а) трахитоидные ийолиты и уртиты	
с прослоями мельтейгитов и якупирангитов . . . . .	650 "
б) полевошпатовые ийолиты, малиньиты, луювриты . . . . .	125—150 "

Даже такая обобщенная колонка ийолит-уртитового комплекса открывает возможности для расшифровки структуры ийолит-уртитовой дуги и апатитовых месторождений и соответственно для направления поисков скрытых руд. В пределах месторождений апатитовых залежи, как правило, приурочены к определенному «стратиграфическому» уровню в толще ийолит-уртитовых пород. Этим уровнем является верхняя и иногда средняя часть массивных порфириовидных уртитов. За пределами основных месторождений такая приуроченность апатитовых залежей к уртитам прослеживается для Куэльпора, Партомчорр-Лявойока, Северного Кукисвумчорра, Восточного Расвумчорра, Коашвы.

На Ньоркпахке первоначальное положение апатитовых залежей нарушено, но под апатитовой брекчией и здесь располагается

горизонт пород, представленных полевошпатовыми уртитам, т. е. и это месторождение не является исключением в смысле своего первоначального «стратиграфического» положения.

В самой апатитовой залежи также устанавливается закономерная последовательность пород в расположении различных текстурных типов апатит-нефелиновых пород. На отдельных участках апатитовых залежей те или иные текстурные разновидности руд не проявлены, а взаимоотношения между ними усложнены развитием последующих процессов. Но это не снижает значения выявленной закономерности.

Из характерных горизонтов, которые были использованы в качестве маркирующих, следует назвать (снизу вверх): порфиридные уртиты, подстилающие апатитовое тело, нижний горизонт линзовидно-полосчатых руд, крупноблоковые руды, верхний горизонт линзовидно-полосчатых руд, горизонт пятнистых руд, а также комплекс пород верхней контактной зоны.

Приуроченность апатитовых залежей к определенной части разреза ийолит-уртитов, казалось бы, открывает большие возможности для поисков апатитовых руд в пределах Хибинского массива. На практике, однако, решение этого вопроса оказывается более сложным, так как в ряде случаев ийолит-уртитовая интрузия проявляется не сплошной полосой, а прерывисто. В пределах кольцевой зоны, где в Хибинском массиве локализованы ийолит-уртиты, есть протяженные участки, где они отсутствуют или имеют резко сниженную мощность. В связи с этим отдельные члены разреза и, в частности, продуктивная толща порфиридных уртитов отсутствуют на больших отрезках (до 10—20 км). Отсюда можно было бы сделать вывод, что в пределах этих отрезков ийолит-уртитовой дуги отсутствует нормальная последовательность пород и, следовательно, нет перспектив для выявления руд. В действительности же это не так, ибо, как показано ниже, выпадение отдельных членов разреза ийолит-уртитов является не первичным, а наложенным.

**Структурная приуроченность и нарушение апатитовых залежей.** Выпадение или неполное проявление отдельных слагающих ийолит-уртитовой толщи на некоторых интервалах дуги представляет результат проявления дизъюнктивной тектоники. Для апатитовых месторождений решающее значение имела разрывная тектоника периода формирования ийолит-уртитового комплекса. Преимущественно возникали серии конических разломов, последовательно по мере их заложения выполнявшиеся магматическим материалом. Падение конических разломов пологое к центру массива.

Наряду с коническими разломами, главным образом к концу формирования ийолит-уртитовой интрузии, проявились также кольцевые и радиальные разломы. Если кольцевые разломы, как и конические, следуют подковообразному простиранию основных интрузивных комплексов Хибин, то радиальные ориентированы вкрест этого направления. Таким образом и они представляют неотъем-

лемый элемент структуры Хибинского массива, характеризующий его как сложную интрузию центрального типа (рис. 3).

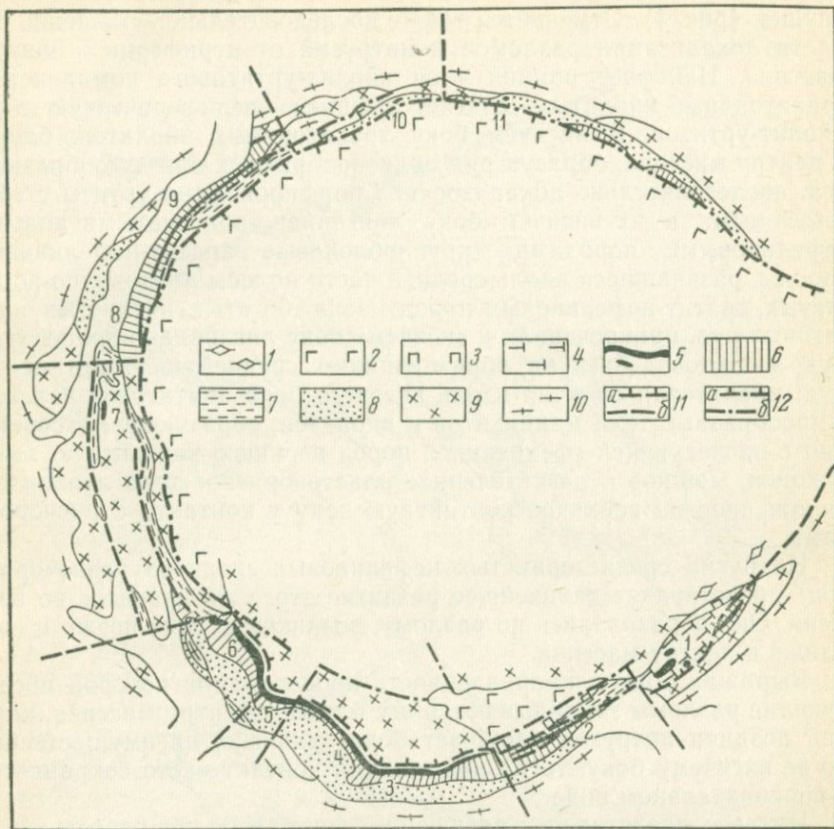


Рис. 3. Схема распространения главнейших послепатитовых разломов в Хибинском массиве. Составили Г. М. Вировлянский и Ю. Н. Благодетелева с использованием материалов Ф. В. Минакова и др. (1964 г.) и Ф. М. Онохина (1970)

1 — трахитоидные роговообманковые фойиты; 2 — ливчорриты (среднезернистые нефелиновые сиениты); 3 — ювиты; 4 — послепатитовые трахитоидные ийолиты и уртиты; 5 — апатит-нефелиновые породы; 6 — массивные уртиты; 7 — ийолиты и уртиты трахитоидные; ливчорриты, малиниты; мельтейгиты («надрудная толща»); 8 — трахитоидные ийолиты и уртиты; 9 — массивные эгириновые рихсчорриты; 10 — трахитоидные хибиниты. Послепатитовые разломы и тектоно-магматические контакты: 11 — ранние, цементированные дериватами ийолит-уртитов; а — установленные, б — предполагаемые; 12 — поздние, цементированные ливчорритами; а — установленные, б — предполагаемые

Апатитовые месторождения и рудопроvincia: 1 — Ньоркпахк-Суолуайв, 2 — Коашва, 3 — Плато Расвумчорр, 4 — Алатитовый Цирк, 5 — Юкспор, 6 — Кукисвумчорр, 7 — Поачвумчорр, 8 — Кузьльнор, 9 — Партомчорр-Лявокок, 10 — Лявочорр, 11 — Валеппахк

Изучение конических разломов и интрузий в пределах апатитовых месторождений обнаруживает некоторые особенности их образования, свойственные ийолит-уртитовому комплексу. Подвернутость слоев к нарушению указывает на надвиговой характер первоначальных движений блоков вдоль разломов. Между тем не-

посредственные соотношения пород вдоль трещин отражают более поздние сбросовые смещения: более молодые породы тектонически налегают на более древние. Висячий бок таких нарушений обычно опущен (рис. 4). Отмечается также последовательное смещение области локализации разломов и интрузий от периферии к центру массива. Наиболее ранний член ийолит-уртитового комплекса — трахитоидные ийолиты — слагает внешнюю периферическую дугу ийолит-уртитов. В висячем боку трахитоидных ийолитов, ближе к центру массива, образуя ряд подковообразных или дугообразных тел, последовательно локализованы: порфиридные уртиты с обособленными в их висячем боку линзовидно-полосчатыми апатит-нефелиновыми породами; крупноблоковые апатит-нефелиновые породы, развившиеся вдоль средней части полосы линзовидно-полосчатых апатит-нефелиновых пород; зона богатых пятнистых апатитовых руд, приуроченная к висячему боку линзовидно-полосчатых руд; апатитовая брекчия, образованная в средней части пятнистых руд; ийолитовая брекчия вдоль висячего бока апатитовой залежи; жиллообразные тела малиньитов и ийолитов, образующие в сочетании с последующей сфенизацией пород верхнюю контактную зону; наконец, мощное и разветвленное пластообразное тело люавритов, наложенное на верхнюю контактную зону у контакта с рискорритами.

Интрузия среднезернистых нефелиновых сиенитов (лявочорритов) представляет дальнейшее развитие этого же процесса во времени. Она образовалась по разлому, возникшему еще позже и еще ближе к центру массива.

Выражая общую направленность процесса, при которой последующие разломы закладываются все ближе к центру массива, каждая поздняя интрузия нарушает более раннюю, преимущественно по ее висячему боку, тогда как нижний контакт часто сохраняется в первоначальном виде.

Интерес представляет следующий факт. Каждая последующая коническая интрузия, располагаясь ближе к центру массива, обладает более крутыми углами падения. Это согласуется с известными математическими расчетами Андерсона (Anderson, 1936), что под действием нарастающего регионального растяжения поверхности натяжения (возникшие при внедрении интрузии) уплощаются. Таким образом, и эта сторона имеющихся данных отражает факт влияния регионального растяжения на формирование конических интрузий Хибин.

По отношению ко времени формирования апатитовой залежи ийолит-уртитовая тектоника подразделяется (Вировлянский, 1965<sub>2</sub>) на доапатитовую, внутриапатитовую и послеапатитовую. Последняя, поскольку она сопровождает завершение магматической деятельности ийолит-уртитового комплекса, называется иначе поздней ийолитовой тектоникой.

Доапатитовая тектоника охватывает формирование конических разломов, с которыми связано размещение ранних слагающих ийо-

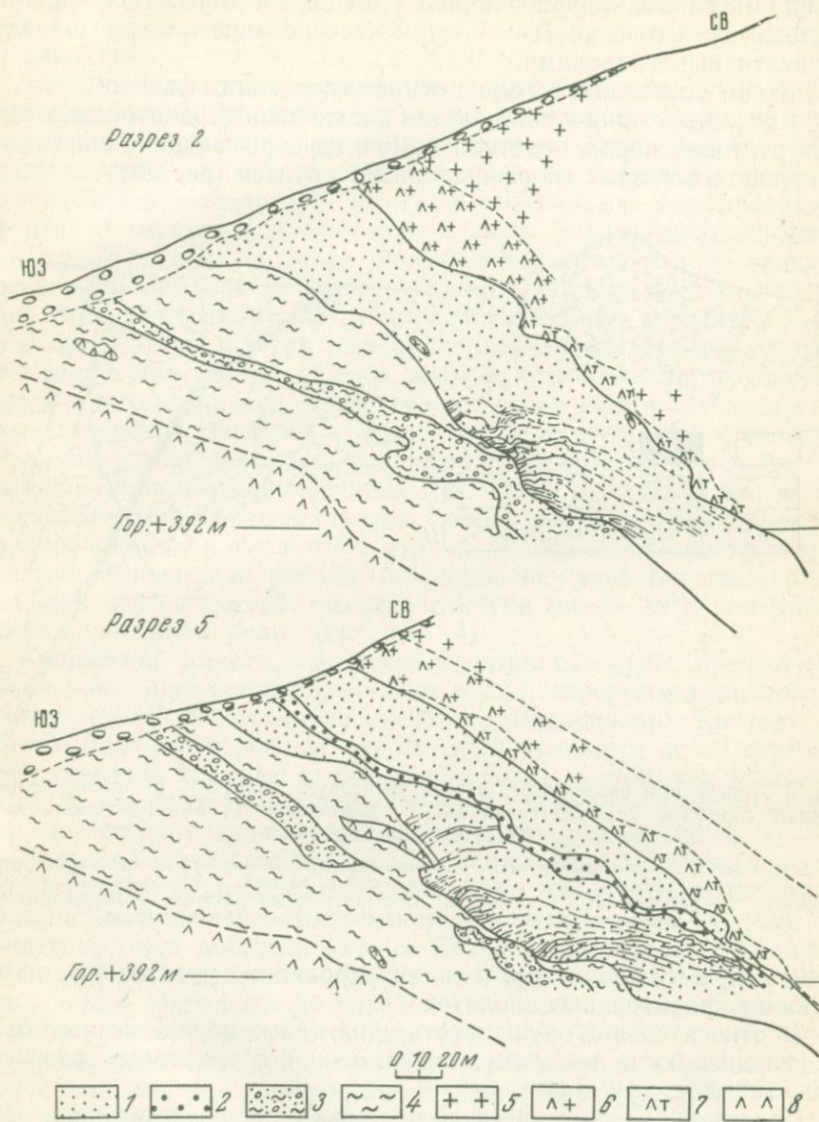


Рис. 4. Поперечные разрезы через месторождение Кукисвумчорр (Вировлянский и др., 1965)

1 — пятнистая руда; 2 — апатитовая брекчия; 3 — крупноблоковая руда; 4 — линзовидно-полосчатая руда; 5 — рисчоррит; 6 — полевошпатовый ийолит; 7 — сфенизированный ийолит; 8 — ийолит-уртит; сплошные линии в контактах пород — послепатитовые конические разломы и тектоно-магматические контакты

лит-уртитового комплекса: трахитоидных ийолитов и порфиридных уртитов. Особое значение имеет разлом, контролирующий внедрение массивных порфиридных уртитов, с которыми ближе всего связана апатитоносность и которые с основанием можно назвать продуктивными породами.

Разлом устанавливается на основе следующих фактов:

1) несоответствия в залегании и в положении трахитоидных ийолит-уртитовых пород, подстилающих и перекрывающих коническую интрузию массивных (порфиридных) уртитов (рис. 5);

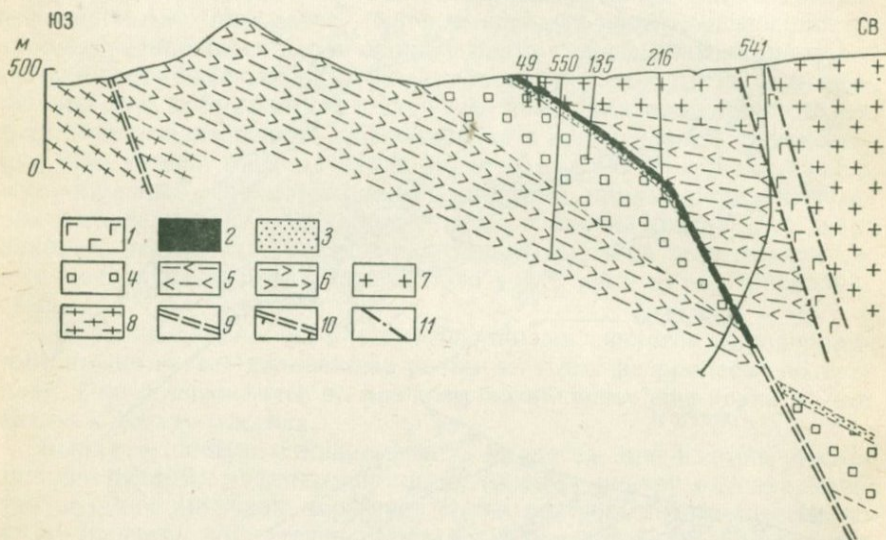


Рис. 5. Поперечный разрез через ийолит-уртитовую интрузию в районе долины Гакман (профиль 7а). Материал СЗГУ, дополнения Г. М. Вировлянского и Ю. Н. Благодетелевой

1 — лавчорриты; 2 — сфеновый уртит; 3 — апатит-нефелиновая порода; 4 — массивный уртит; 5 — трахитоидные ийолиты, уртиты и др. («надрудная» толща); 6 — трахитоидные ийолиты и уртиты; 7 — рисчорриты; 8 — хибиниты. Послеапатитовые разломы: позднейолитовые: 9 — конические, 10 — кольцевые; лавчорритовые: 11 — кольцевые

2) секущего положения тела порфиридных уртитов среди вмещающих трахитоидных ийолитов;

3) относительной опущенности ийолитовых пород всякого бока по отношению к лежащему, достигающей в некоторых разрезах 600—700 м.

Последующие тектонические подвижки внутри- и послеапатитовые (позднейолитовые) локализовались преимущественно вдоль всякого бока (а на Коашве и в средней части) интрузии массивных порфиридных уртитов, с последовательным отступлением закладывающихся разломов все ближе к центру массива. Так были открыты пути для последовательного проникновения магматического материала, все более богатого апатитом, т. е. процесса, при-

ведшего к формированию апатитовых залежей. Дальнейшее развитие этого процесса, происходившее уже в послепатитовый период, вызвало возникновение новой серии расколов, нарушивших всю сложившуюся структуру, и в том числе апатитовую залежь.

Внутриapatитовая тектоника предопределила внедрение магматических тел, слагающих апатитовую залежь, по серии последовательных конических разломов. Нижняя, более ранняя, часть залежи — зона линзовидно-полосчатых руд — составляет неотъемлемую часть конической интрузии массивных порфиридных уртитов и переходит в нее книзу. Зона линзовидно-полосчатых руд возникла как следствие расслоения уртитов в ходе гравитационно-кинетической их дифференциации. Отсюда «стратиграфическая» приуроченность линзовидно-полосчатых руд к уртитам — они представляют часть стратифицированной толщи уртитов. Другие слагающие апатитовой залежи, зоны ранней брекчии, крупноблоковых и пятнистых руд, представляют собой повторные внедрения магматического материала вдоль внутриapatитовых конических разломов, последовательно развившихся в средней и верхней части зоны линзовидно-полосчатых руд. Такие отношения выражают структурную приуроченность этих образований (ранней брекчии, крупноблоковых и пятнистых руд) к полосе линзовидно-полосчатых руд. Конический разлом, вмещающий крупноблоковые руды, падает к центру массива несколько круче (на  $5-10^\circ$ ), чем линзовидно-полосчатые руды (см. рис. 4).

Конический разлом, вмещающий пятнистые руды, прошел в ви́сячем боку линзовидно-полосчатых руд. С перерывами он прослеживается от Кукисвумчорра до Плато Расвумчорр. Контакт лежащего бока его неровный, угол падения меняется от пологого до вертикального. В целом угол падения более крутой, чем у подстилающих линзовидно-полосчатых руд. В отдельных местах контакт нарушен более поздними тектоническими подвижками.

Возраст конического разлома и заполняющих его пятнистых руд устанавливается по находкам в последних ксенолитов линзовидно-полосчатых руд, подстилающих уртитов и ийолитов. Об этом же свидетельствует наблюдаемое на Кукисвумчорре срезание пятнистыми рудами линзовидно-полосчатых и крупноблоковых руд. Верхняя граница этого разлома определяется наложением на пятнистые руды апатитовой брекчии (см. рис. 4).

Таким образом, крупноблоковые апатитовые руды и зона богатых пятнистых руд приурочены к коническим разломам, развившимся последовательно среди линзовидно-полосчатых руд и в ви́сячем боку их. С такой структурной приуроченностью крупноблоковых и пятнистых апатитовых руд связано то обстоятельство, что они проявлены не во всех апатитовых месторождениях и тем более не в одинаковой мере.

Послеapatитовая тектоника, или тектоника позднейолитового этапа формирования структуры апатитовых месторождений, опре-

делила конечный морфологический облик апатитовых залежей, их нарушенность и разобщенность (Вировлянский, 1962; Вировлянский, Благодетелева, 1964; 1965). В этот период ийолит-уртитовый комплекс и связанная с ним апатитовая залежь уже сформированы, однако магматическая деятельность в полной мере еще не закончена. С послеapatитовой тектоникой связано образование дизъюнктивов, секущих складчатые и надвиговые формы в апатитовом теле; происходит внедрение магматического материала, цементирующего брекчии дробления. Обломки брекчий представлены

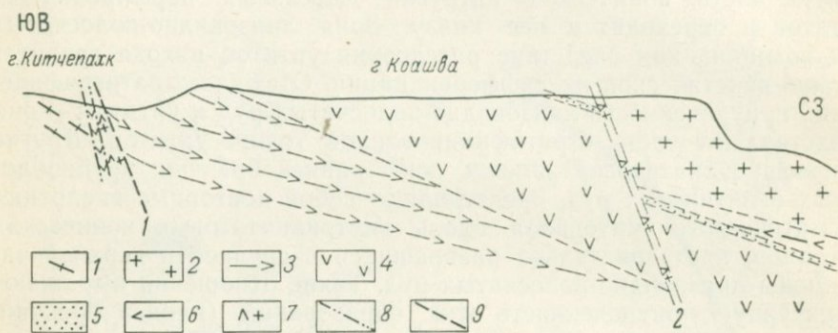


Рис. 6. Поперечный разрез через ийолит-уртитовую интрузию в районе г. Коашва. Составили Г. М. Вировлянский и Ю. Н. Благодетелева с использованием материалов СЗГУ

1 — хибинит; 2 — рисчоррит; 3 — трахитоидные ийолиты, уртиты; 4 — массивный уртит; 5 — апатит-нефелиновая порода; 6 — трахитоидные уртиты, ийолиты, ювиты («надрудная» толща); 7 — малиньит; 8 — пегматит; 9 — послеapatитовые кольцевые разломы: 1 — Китчапакский; 2 — Коашваинковский

apatитовыми рудами и вмещающими породами. Ранние движения вдоль нарушений характеризуются цементацией ийолитами, урритами, малиньитами, ювитами. Последующее приоткрывание трещин определяет формирование в них жилообразных пегматитовых тел. Поздние подвижки отмечаются внедрением луювритовых жил.

Верхняя возрастная граница тектонических проявлений позднейийолитового этапа определяется пересечением их дайками мончикита и гидротермальными образованиями, локализация которых прошла вдоль трещин резко иных направлений, при ином плане деформаций и в существенно иных тектонических условиях. Мощности разломов достигают десятков метров. Они образуют дайкообразные тела, протягивающиеся на большое расстояние. Характер перемещений блоков нормально сбросовый или сдвига-сбросовый.

По отношению к апатитовому телу позднейийолитовые разломы подразделяются на конические, кольцевые, радиальные (рис. 3, 5, 6).

Послеapatитовые конические разломы висячем боку апатитовой залежи. Крупный продольный (конический) разлом выявлен вдоль висячего бока апатитовой залежи от Кукисвумчорра

до Плато Расвумчорр (рис. 7). Он залечен серией интрузивных тел, последовательно внедрившихся в период, когда залежь была уже сформирована (Вировлянский, Благодетелева, 1964, 1965).

Тектоническая зона имеет в плане искривленную форму, образуя конический разлом, падающий к центру массива. Протяженность разлома достигает 11—12 км. Анализ взаимоотношений

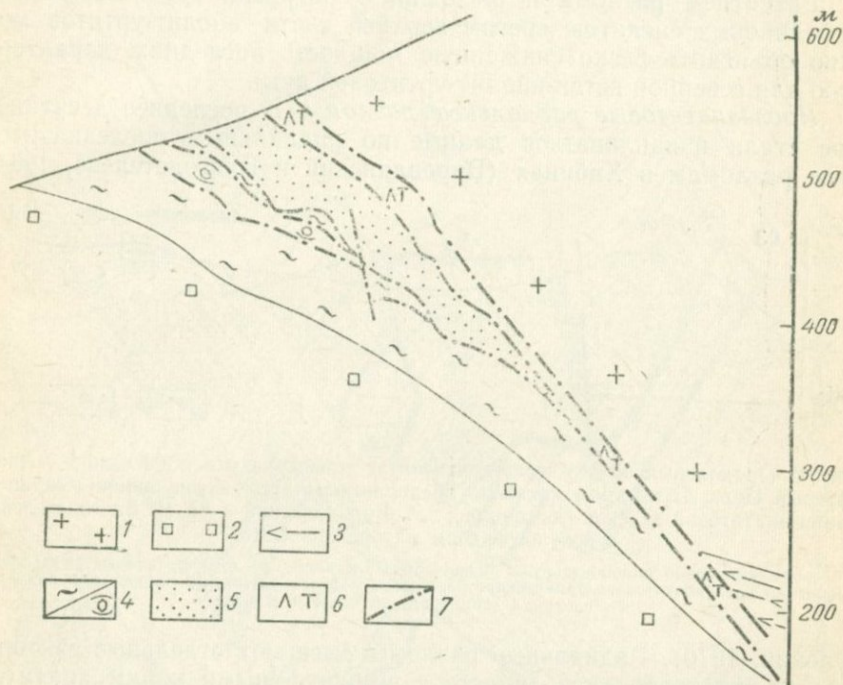


Рис. 7. Поперечный разрез через месторождение Кукисвумчорр. По данным ГРБ рудника им. С. М. Кирова, дополнение Г. М. Вировлянского

1 — ризчоррит; 2 — уртит; 3 — ийолиты, малиниты и др.; 4 — бедная апатит-нефелиновая руда; 5 — богатая апатитовая руда; 6 — породы верхней контактной зоны; 7 — послеapatитовые разломы и тектоно-магматические контакты

пород вдоль ийолит-уртитовой дуги дает основание рассчитывать на значительное продолжение разлома в направлении ее ветвей (см. рис. 3).

Характер смещения по разлому преимущественно сбросовый. Конический разлом явился причиной того, что в апатитовой залежи, первоначально обладавшей в плане выдержанной мощностью, ныне чередуются значительные участки, где проявлены все текстурные разновидности руд, с участками, где руды почти нет. Лишь маломощные проводники в виде брекчий свидетельствуют о том, что апатитовое тело здесь существовало.

За пределами основных месторождений важное значение для определения перспектив апатитонности массива имеет еще бо-

лее поздний послеапатитовый разлом, залеченный среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. В ряде участков разлом, залеченный среднезернистыми нефелиновыми сиенитами, пересекая рихсдорриты, подходит со стороны висячего бока к ийолит-уртитовой дуге. При этом он «режет» в различной степени ийолит-уртитовый комплекс (см. рис. 3).

Развитием разлома и внедрением интрузии среднезернистых нефелиновых сиенитов, срезом верхней части ийолит-уртитов можно объяснить резко сниженную мощность последних, характерную для северной ветви ийолит-уртитовой дуги.

**Послеапатитовые радиальные разломы.** В последнее десятилетие стали накапливаться данные по радиальным послеапатитовым разломам в Хибинах (Вировлянский и Благодетелева, 1964;



Рис. 8. Продольный разрез через апатитовую залежь на участке Юкспор — Апатитовый Цирк. Пунктиром показано предполагаемое положение линии выклинивания апатитовой залежи. Составили Г. М. Вировлянский и Ю. Н. Благодетелева с использованием материалов СЗГУ

1 — преимущественно сплошные руды первичного залегания; 2 — брекчированные руды зоны дробления послеапатитового конического разлома; 3 — послеапатитовый радиальный разлом; 4 — изолинии мощностей апатитовой залежи

Онохин, 1970). Радиальные разломы смещают отдельные сектора ийолит-уртитовой дуги (вместе с приуроченными к ним апатитовыми месторождениями) один по отношению к другому (см. рис. 3, 8, 9). По мнению Ф. М. Онохина (1970), радиальные разломы не только усложнили строение ийолит-уртитовой дуги, но и налагаются на всю структуру Хибинского массива. Таким образом, для локализации апатитовых руд решающее значение имела разрывная тектоника периода формирования ийолит-уртитового комплекса. Именно тектоника этого времени определила размещение всех производных ийолит-уртитов, и в том числе апатитовых залежей.

**Тектурно-структурные, минералого-петрографические и геохимические связи апатитового оруденения с ийолит-уртитам.** Особенности строения апатитовых руд и их взаимопереходов с подстилающими уртитам позволили в свое время Н. А. Елисееву (1937) рассматривать образование апатит-нефелиновых тел как следствие первичномагматического расслоения ийолит-уртитового комплекса в процессе гравитационно-кинетической дифференциации.

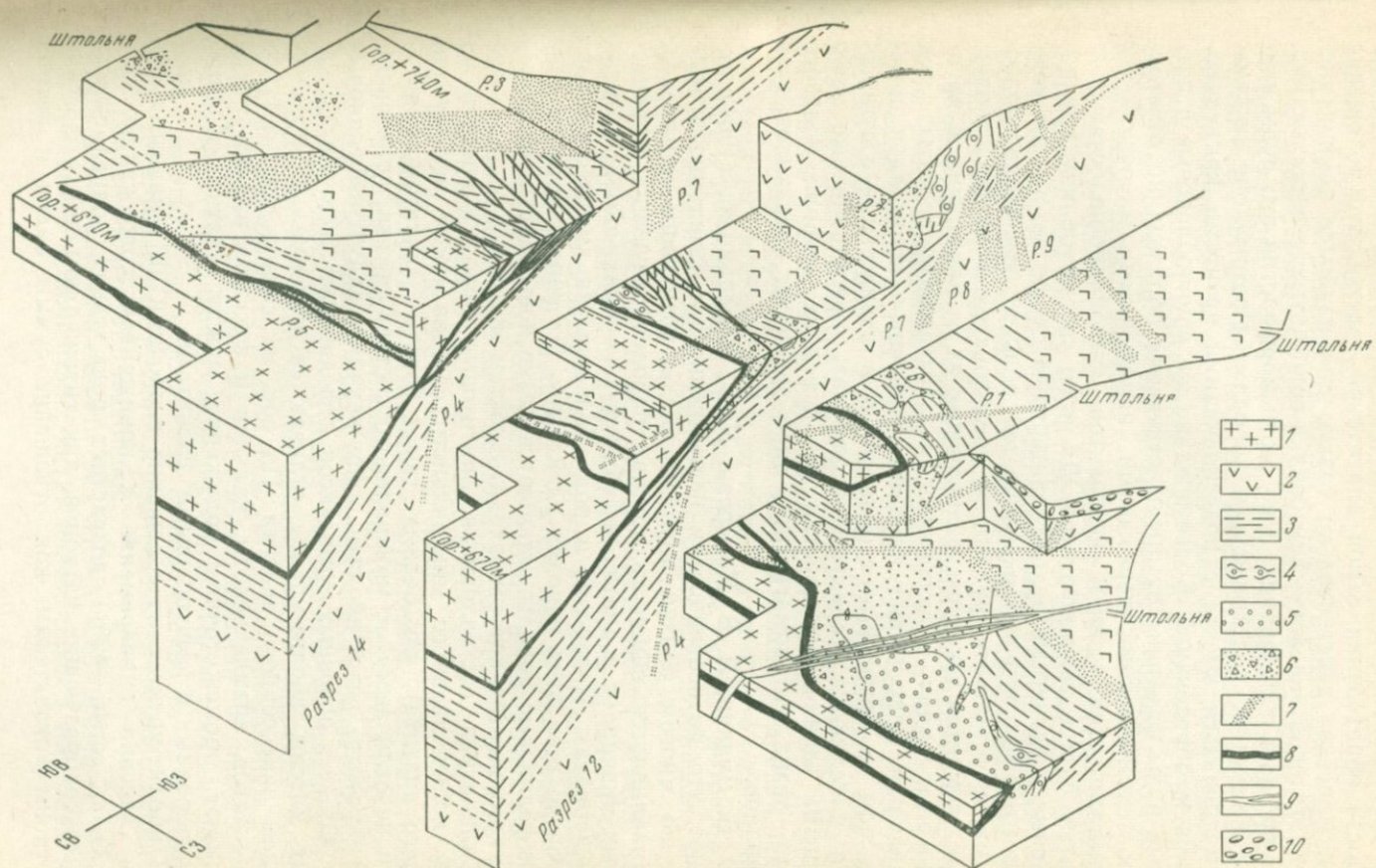


Рис. 9. Блок-диаграмма месторождения Юкспор (Вировлянский и др., 1965)

1 — рискорриты; 2 — уртиты; 3 — линзовидно-полосчатые руды; 4 — крупноблоковые руды; 5 — пятнистые руды; 6 — апатитовые брекчии; 7 — послеапатитовые разломы; 8 — разломы, выполненные лואвритом; 9 — мончикитовые жилы; 10 — морена

В свете накопленных к настоящему времени данных о многофазности образования самой апатитовой залежи, это положение Н. А. Елисеева действительно только для наиболее ранних членов апатитовой залежи — линзовидно-полосчатых и сетчатых руд. И по времени образования, и по своей морфологии эти руды наиболее близки к подстилающим породам. Поэтому они должны рассматриваться вместе с подстилающими уртитам как единовременное образование. Более поздние же крупноблоковые и пятнистые руды отделены от предшествующих образований отчетливыми тектоническими перерывами, наложенными интрузивными контактами, присутствием ксенолитов линзовидно-полосчатых и сетчатых руд, а также уртитов. Да и по своему облику крупноблоковые и пятнистые руды характеризуются соответственно убыванием морфологических особенностей, общих с линзовидно-полосчатыми и сетчатыми рудами и последовательным нарастанием новых элементов текстуры, отличающих их от последних. В крупноблоковых рудах к особенностям линзовидно-полосчатых руд добавляется присутствие крупных одиночных кристаллов нефелина или их групповые скопления, а в пятнистых — соответственно появляются характерные «пятна», представленные либо крупными единичными кристаллами нефелина, эгирина, полевого шпата, сфена, титаномагнетита, либо группами кристаллов этих минералов.

О. Б. Дудкин, Л. В. Козырева, Н. Г. Померанцева (1964) отмечают, что по особенностям вещественного состава апатитовые тела во многом близки породам ийолит-уртитового комплекса. Устанавливается общность состава породообразующих и акцессорных минералов в апатит-нефелиновых породах, ийолит-уртитых и рихсчорритах. Поведение и роль большинства химических элементов во всех этих породах идентичны. От ийолит-уртитов апатит-нефелиновые породы отличаются резко повышенным содержанием компонентов, которые входят в состав апатита.

Силикатная составляющая апатитовых пород (пересчет на 100% количественного минерального состава после исключения из него апатита), как бедных, так и богатых апатитом, практически не отличается от минерального состава уррита, полевошпатового уррита, реже ийолита, окружающих апатит-нефелиновые тела. От всех основных комплексов нефелиновых сиенитов, слагающих массив, ийолит-уртиты отличаются максимальным содержанием акцессорного апатита. По общему содержанию летучих компонентов, кремнекислоты, кальция и фосфора ийолит-уртиты занимают промежуточное положение между апатит-нефелиновыми породами и нефелиновыми сиенитами.

В ийолит-уртитых по сравнению с прочими интрузивными фазами массива одновременно с понижением содержания  $\text{SiO}_2$  (с 53—55 до 46—42%) возрастает роль таких поливалентных комплексообразующих катионов, как титан, алюминий и фосфор. По таким показателям, как отношение суммы калия и натрия

к алюминию, соотношение между фемическими и салическими компонентами, апатит-нефелиновые породы ближе всего стоят именно к ийолит-уртитам.

Попытка вычисления среднего состава «первичной магмы ийолит-уртитовой зоны» была предпринята Б. М. Куплетским (1937), который пришел к выводу, что апатит-нефелиновые породы Хибинских тундр, несомненно, генетически связаны с ийолит-уртитовыми породами и образовались дифференциацией ийолитовой магмы, в которой содержание  $P_2O_5$  не превышает 2,15%, а CaO (8,9%) не выходит за пределы обычного содержания извести в ийолит-уртитовых породах.

Сходную по направленности работу, учитывающую данные за последние тридцать лет, выполнили Ф. В. Минаков, Е. А. Каменев, М. М. Калинин (1967). Подтверждая факт существования генетической связи апатитовых месторождений с ийолит-уртитам, эти исследователи отмечают следующее.

Установленные для Хибинского массива средние содержания фосфорного ангидрида и окиси кальция как в исходной ийолит-уртитовой магме (1,10%  $P_2O_5$  и 6,51% CaO), так и в ее продуктивной фации (2,30%  $P_2O_5$  и 5,22% CaO) вполне обычны и даже не слишком высоки для пород ийолит-уртитового ряда. Несмотря на сравнительно небольшое содержание  $P_2O_5$  и относительное понижение содержания окиси кальция в данной порции расплава (в урритах 5,22%), согласно расчетам, только половина ее (2,6) и три четверти пятиоксида фосфора (1,76%) потребовалось для образования всего апатита, слагающего Хибинские месторождения.

Вместе с тем, не находя в эволюции ийолит-уртитов Хибин каких-либо геохимических особенностей, которые могли бы объяснить причины возникновения именно здесь уникальных концентраций апатита, Ф. В. Минаков и другие вынуждены признать, что помимо оптимального содержания фосфора и кальция в исходном ийолит-уртитовом расплаве должны существовать и иные, вероятно тектонические, причины, способствовавшие такому накоплению фосфора в виде апатитовых залежей.

**Многоярусность апатитового оруденения.** «Стратиграфическая» и структурная близость, родство структурно-текстурных, минералого-петрографических и геохимических особенностей апатитового оруденения с урритами определяют их потенциальную многоярусность. Многоярусное апатитовое оруденение Коашвы, местами сливающееся в одно тело, судя по разведочным данным, представляет, по-видимому, результат первичного расслоения и проявления внутриапатитовой тектоники. Последующая раздробленность этих руд, «послойная» брекчированность их с цементацией уртитовым материалом является следствием послеapatитовой (позднейолитовой) тектоники.

Имея в виду особенности механизма формирования конических разломов и конических интрузивных слоев в плутонах цент-

рального типа и расслоенность пород, такая многоярусность проявления апатитового оруденения возможна и в других участках. Удивительная приуроченность апатитового оруденения на отрезке Кукисвумчорр—Расвумчорр только к одному и тому же уровню в разрезе пород, учитывая многократность формирования большой группы последовательных, близкоодновременных конических разломов, представляется скорее необычным, чем естественным следствием тектонического режима при возникновении конических и кольцевых разломов Хибин.

В известной мере это подтверждено фактами слабо проявленной многоярусности апатитового оруденения в других местах, например в Лявойоке и верховьях р. Ворткеуай.

Таким образом, в свете возможной многоярусности апатитового оруденения должны быть пересмотрены перспективы всех месторождений.

**Протяженность апатитового оруденения по восстанию и падению.** При анализе данных по ийолит-уртитовым и апатитовым породам различных частей дуги не установлены заметные изменения их минерального состава, структур и текстур, которые можно было бы связать с высотным положением пород в той или иной части разреза (Фивег, Шубин, 1937; Вировлянский, «Апатиты», 1968). Все известные случаи резких изменений по простиранию и падению ийолит-уртитовой дуги могут быть объяснены влиянием наложенной позднейойлитовой тектоники.

Для основных апатитовых месторождений нет доказательств, что где-либо в их пределах встречена головная часть апатитовой залежи, как считают некоторые исследователи (Иванова, 1963; Л. Б. Антонов, 1959 г.). Наоборот, присутствие на наивысших отметках Хибин (например, на Плато Расвумчорр и Юкспоре) мощных выходов апатитовых руд, на несущих признаков изменения или прекращения выхода по восстанию, свидетельствует о том, что случаи выклинивания оруденения по восстанию нельзя рассматривать как головные части апатитовой залежи. Все известные случаи такого рода, например: Восточный Расвумчорр, район Гакман-Юкспориок или север Кукисвумчорра, вполне объясняются влиянием послеapatитовых разломов, срезанием залежи. Лишь на северо-западе в пределах протяженной полосы Партомчорр-Лявойок обращает на себя внимание отсутствие среди апатитовых руд богатых пятнистых и пятнисто-полосчатых разновидностей. Если это обстоятельство рассматривать как результат того, что внутри-apatитовый разлом, контролирующий локализацию богатых руд, не дошел до современной поверхности, можно предположить следующее: здесь вскрыты относительно более высокие части апатитовой залежи по сравнению с основными апатитовыми месторождениями Кукисвумчорр-Расвумчорра и, следовательно, на глубине возможна встреча богатых руд.

В южной части ийолит-уртитовой дуги разветвленные, представленные часто слепыми телами, рудные залежи Коашвы рас-

смаатриваются как проявление верхушечных частей месторождений. Эта особенность Коашвы рассматривается как одно из указаний на опущенность этого блока ийолит-уртитовой дуги по сравнению с Кукисвумчорр-Расвумчоррским, где расположены основные апатитовые месторождения.

В этом свете обращают на себя внимание довольно значительные отклонения в характере проявления ийолит-уртитового комплекса в пределах западного Поачвумчоррского сектора дуги. Интрузия массивных порфириовидных уртитов, обычно несущая апатитовые руды, на поверхности здесь отсутствует. В виде маломощной полосы проявлена лишь верхняя трахитоидная толща, но и она благодаря влиянию конического разлома представлена только частью своего разреза. Западнее, в лежащем боку разлома, в пределах хребта Поачвумчорр среди ричкорритов трахитоидные породы представлены разрозненными выходами, вытянутыми меридионально, по простираанию концентрически-зонального комплекса Хибин в этой части массива. На северной оконечности хребта Поачвумчорр Е. А. Каменевым, М. М. Калинин и Ф. В. Минаковым выявлено концентрически-зональное тело (0,9×1,4 км), где трахитоидные ийолиты чередуются с ювитами.

Описанные тела, представляя не изолированные сателлиты, а выклинивающиеся вверх ответвления головной части интрузии ийолит-уртитов, рассматриваются Г. М. Вировлянским как существенное подтверждение опущенности Поачвумчоррского сектора дуги по сравнению с соседними Кукисвумчорр-Расвумчоррским и Куэльпорским участками.

В пределах месторождений нигде не встречены какие-либо отчетливые признаки корневых частей апатитовых залежей. Л. Б. Антонов в качестве признаков такого рода рассматривал распространение брекчий, в которых обломки апатитовых руд сцементированы ийолит-уртитовым материалом. С этим, однако, нельзя согласиться (Вировлянский, 1965<sub>2</sub>). Неизменно сопровождающая поверхности разграничения блоков различного строения и положения, брекчии подтверждают факт тектонической, а не иной природы этих поверхностей.

Даже в наиболее глубоких участках проявления брекчий мы не встречаемся с корневыми частями апатитовой залежи. Корни залежи лежат далеко за пределами горноэксплуатационных и разведочных выработок. Помимо неизменности характера брекчий на достигнутых глубинах, на отсутствие здесь корней апатитовых залежей указывает то обстоятельство, что на Кукисвумчорре, где горные работы развиты на наибольших глубинах, полнота проявления горизонтов апатитовых руд и мощности апатитового тела являются наибольшими. Наоборот, на Юкспоре, или Апатитовом цирке, где горизонты горных работ располагаются на более высоких отметках, полнота проявления последовательных горизонтов апатитовых руд и мощности апатитового тела являются наименьшими.

Таким образом, поскольку в отдельных участках массива (на юге и западе) отмечаются верхушечные части ийолит-уртитов и апатитовых залежей можно считать, что последние эродированы сравнительно мало и главная часть их располагается ниже современной поверхности эрозии. С другой стороны, корни залежи нигде не встречены. И по простиранию, и по падению все известные случаи выклинивания апатитовых залежей могут быть объяснены тектоническими причинами. Следовательно, перспективы апатитоносности массива на глубину далеко не исчерпаны.

**Связь сфенизации с апатитовым оруденением.** Сфенизация пород получила развитие в различных породах, но главным образом она характерна для верхней контактной зоны апатитовой залежи, где сфен образует большие скопления. Т. Н. Иванова (1958) отмечает, что призматический сфен образуется позднее всех породообразующих минералов и является результатом аутометасоматоза апатит-нефелиновых руд и метасоматоза вмещающих пород. По мнению Л. Н. Шухман (1958), сфеновая минерализация происходила после образования апатитовой и ийолитовой брекчии, причем связь сфеновой минерализации с апатит-нефелиновыми телами не является генетической, а обусловлена сходством и пространственным совпадением тектонических факторов, контролирующих размещение этих образований.

Более поздние наблюдения (Вировлянский и др., 1963) позволили установить, что верхняя контактная зона представляет собой сложный комплекс дайкообразных интрузивных тел и наложенных метасоматических преобразований, развившихся вдоль крупного послеапатитового разлома в висячем боку апатитовых месторождений. Одним из конечных проявлений этого процесса является массовая сфенизация пород в зоне разлома и прилегающих участках. Таким образом, главной чертой пространственного размещения призматического сфена является локализация его вдоль этого разлома и в связи с ним.

Процесс сфенизации проявляется в две стадии: первая связана с проникновением растворов вверх по только что заложеному разлomu и выражается сфенизацией вмещающих пород — ранних ийолит-уртитов и апатитового тела; вторая — сфенизацией поздних пород ийолит-уртитовой серии, локализованных в приоткрывшейся трещине разлома и цементирующих обломки вмещающих ранее сфенизированных ийолитовых и апатит-нефелиновых пород. Обе стадии разделены во времени периодом формирования поздней ийолитовой разлома.

Чередующийся характер внедрений магматического материала и наложения сфеновой минерализации, взаимное переплетение обоих процессов во времени отражают не только пространственную, но и генетическую близость апатитового оруденения и древний массового сфенообразования, а также связь тех и других с ийолит-уртитам. Близкое отношение сфенизации к апатитовому оруденению дает основание рассматривать проявления сфеновой

минерализации вдоль полосы уртитов как индикаторы апатитового оруденения, скрытого на глубине.

**Условия образования апатитовых месторождений.** Т. Н. Иванова («Апатиты», 1968) следующим образом группирует представления ранних исследователей Хибин о генезисе апатитовых месторождений:

1) апатит-нефелиновые породы возникли из своеобразной апатитовой магмы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Лабунцов, Б. М. Куплетский, М. П. Фивег, В. И. Влодавец, Л. Б. Антонов, Б. Н. Мелентьев);

2) апатит-нефелиновые породы — пегматитовые образования, возникшие за счет остаточной магмы (Н. Н. Гуткова);

3) апатит-нефелиновые породы — пневматолитические и гидротермальные образования (А. С. Амеландов);

4) апатит-нефелиновые породы возникли из гидротермальных растворов (С. М. Курбатов, С. С. Курбатов, Л. Л. Солодовникова и др.).

Основным диагностическим критерием магматических месторождений является тесная связь их с определенным комплексом изверженных пород. Такого рода общая связь апатит-нефелиновых пород с Хибинским массивом нефелиновых сиенитов, а внутри этого массива с комплексом ийолит-уртитов намечалась давно.

Распространение апатитовых залежей ограничено областью развития ийолит-уртитов. После выявления мощной толщи «надрудных» ийолит-уртитовых пород и установления факта локализации апатитовых руд вне зависимости от контакта ийолит-уртитов с рихторритами эта закономерность проявилась еще более отчетливо. В самом деле, единичные апатитопоявления, встреченные за пределами ийолит-уртитов, отличаются морфологией и структурно-текстурными особенностями от основных залежей и рассматриваются не как магматические, а как постмагматические образования (Иванова, 1963; Дудкин и др., 1964). По размерам они незначительны и никакой роли в балансе апатитового сырья не играют.

В последние годы в комплексе ийолит-уртитов установлены более тесные генетические связи апатитовых залежей с массивными (порфиroidными) урритами.

Для апатитовых месторождений Хибин характерно наличие наряду с рассеянным апатитом в урритах, где он выступает в качестве порообразующего минерала, тел почти сплошных апатитовых руд, образующих резкие границы с вмещающими породами. Формы этих тел обычно пластообразные и линзообразные. Соотношения их с вмещающими урритами — секущие тектономагматические<sup>1</sup>, свидетельствующие об относительно более позднем происхождении по сравнению с щелочными породами, ко-

<sup>1</sup> То есть внедрение магмы по тектоническому контакту.

торые ко времени формирования апатитовых залежей успели в значительной мере застыть и обладали способностью давать трещины.

Таким образом, эпигенетический, позднемагматический характер апатитовых залежей проявился в образовании их отдельных слагающих в виде последовательных конических тел, косесекущих предшествующие образования. Таковы тела крупноблоковых руд, пятнистых и пятнисто-полосчатых руд, апатитовых брекчий, занимающих секущее положение по отношению к более ранним линзовидно-полосчатым рудам и апатитовым уртитам.

Переходы от раннемагматических к позднемагматическим апатитовым телам выражаются в том, что в одних и тех же залежах наиболее ранние линзовидно-полосчатые разности руд, с одной стороны, переслаиваются (особенно в нижней части) с апатитовыми урритами, содержат шпиры урритов, а с другой — пересекаются жилообразными телами более поздних текстурных разновидностей апатитовых руд.

Ксеноморфный облик рудных минералов, свойственный позднемагматическим месторождениям, в Хибинах проявился в том, что апатит, как правило, располагается между идиоморфными кристаллами нефелина, при этом зернистые агрегаты апатита обтекают кристаллы нефелина, заполняя вместе с цветными минералами промежутки между ними (Трусова, 1936; Иванова, 1963).

Фосфор, рассредоточенный в раннемагматических образованиях — ийолитах и урритах, превышает количество его, обособившееся в позднемагматических залежах месторождений. Согласно подсчетам (Минаков и др., 1967) в апатитовых залежах (включая и наиболее ранние линзовидно-полосчатые руды, постепенно вниз переходящие в уртиты) сконцентрировано лишь 47,3% всего валового количества  $P_2O_5$ , содержащегося в первичной ийолитуртитовой магме.

Что касается масштабов апатитовых месторождений, то по размерам они весьма значительны и соизмеримы с интрузией урритов, с которой генетически связаны. Это обстоятельство также обычно рассматривается как один из признаков магматического происхождения месторождений.

О. Б. Дудкин, Л. В. Козырева и Н. Г. Померанцева (1964) приводят следующие сведения, свидетельствующие в пользу кристаллизации этих пород из расплавов. Так, апатит в основных апатит-нефелиновых телах характеризуется в целом постоянным химическим составом, содержание стронция в нем определяется в основном составом минеральных агрегатов и их местом в разрезе месторождения. Наоборот, в апатит-нефелиновых породах верхней контактной зоны основных апатитовых месторождений и постмагматических полевошпат-нефелин-apatитовых породах Почвумчоррского месторождения апатит из рядом расположенных участков одного и того же минерального агрегата характеризуется резкими колебаниями содержания стронция без каких-либо

закономерностей, что отражает влияние каких-то процессов, протекавших в породах резко неравномерно.

В породах апатитовых месторождений широко распространен титаномагнетит, повсеместно обнаруживающий тонкую структуру распада на магнетит и ульвошпинель; подобные структуры распада типичны для титаномагнетита габбро, их присутствие и постоянство едва ли можно объяснить, исходя из господствующей роли в породах метасоматических явлений.

Экспериментальные исследования по несмесимости расплавов в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ , выполненные Б. Н. Мелентьевым и Я. И. Ольшанским (1952), увязываются с текстурными особенностями обогащенных апатитом пород. Р. Фишер (1954), изучая несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, выявил в системе  $\text{Fe}_x\text{O}_y-\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3-\text{Na}_2\text{O}\cdot 2,7 \text{SiO}_2$  область несмешивающихся жидкостей, которая начинается на стороне «фосфат—силикат» и далеко распространяется в направлении высших окислов железа.

По мнению М. Н. Годлевского (1968), если в родоначальной магме присутствуют щелочи, фосфорный ангидрид и летучие компоненты, но нет окислов тяжелых металлов, то дифференциация может привести к образованию месторождений типа Хибин. Для месторождений ловозерского типа данные Р. Фишера могут прямо указать на механизм разделения магмы. Опыты Р. Фишера подтверждают также большую роль летучих, в частности фтора, при формировании месторождений.

Л. Н. Когарко и Е. Б. Лебедев (1968) в результате изучения равновесной системы нефелин—apatит—вода приходят к выводу, что нефелин должен являться первой кристаллической фазой при застывании расплава изученного состава. То же самое показывают петрографические исследования пород рудного комплекса. Такое совпадение порядка выделения минералов в горной породе с ходом кристаллизации расплава свидетельствует о магматическом генезисе этой породы. В изученной части системы ликвации не обнаружено, хотя многие фосфорсодержащие расплавы имеют области расслоения. В связи с этим названные исследователи считают, что интрузия представляла собой единый (до начала кристаллизации) апатит-силикатный расплав, разделение которого на апатитовые руды и подстилающий уртит произошло в ходе кристаллизации, а не до нее; существование самостоятельного апатитового расплава маловероятно, так как температура плавления чистого фторапатита чрезвычайно высока ( $1650^\circ\text{C}$ ) и мало снижается при добавлении других компонентов и воды. Все эти факты рассматриваются как свидетельства в пользу гипотезы происхождения апатитовых руд путем кристаллизационной дифференциации.

Основываясь на текущем характере некоторых рудных тел, образовании части их позже материнских пород, особенностях строения некоторых типов руд, например линзовидно-полосчатых и

сетчатых, состоящих из линз мелкозернистого ийолита, разделенных прожилками апатита, а также на признаках гидротермального изменения окружающей среды, некоторые геологи отрицают магматический генезис апатитовых месторождений и относят их к постмагматическим, гидротермальным образованиям.

Однако понятие о фузивном типе месторождений было введено А. Заварицким для того, чтобы, избегая по возможности каких-либо гипотез о способе обособления рудного вещества, отметить следующую чрезвычайно характерную черту таких месторождений: рудное вещество в них было в подвижном, вероятно жидком, состоянии, в то время как силикатная часть породы, заключающая в себе рудное вещество, была в состоянии кристаллическом (Годлевский, 1968). Это положение целиком справедливо и для Хибинских апатитовых месторождений.

В связи с этим интересно высказывание О. Б. Дудкина, Л. В. Козыревой, Н. Г. Померанцевой (1964) о том, что нет необходимости резко отделять во времени и в пространстве обособление фосфатного расплава от силикатного. Пространственная и геохимическая близость апатит-нефелиновых пород к ийолит-уртитам свидетельствует о их тесной генетической взаимосвязи. Обладая высокой подвижностью и низкой температурой кристаллизации, отделившийся от силикатной массы фосфатный расплав мог некоторое время продолжать движение после консолидации ийолит-уртитов. Формирование месторождений происходило на фоне интенсивных тектонических движений. Поэтому не удивительно, что отдельные слагающие апатитовых залежей выглядят по отношению к другим и к вмещающим породам как более поздние образования.

Надежным свидетельством позднемагматического генезиса апатитовых месторождений служат факты, ранее не учитывавшиеся, в полной мере установленные лишь в результате исследований последних лет (Вировлянский и др., 1965). В ряде мест апатитовые залежи секутся дайкообразными телами поздних, отчетливо послеapatитовых представителей ийолит-уртитового комплекса — полевошпатовыми урритами и ийолитами, малиньитами, ювитами, нередко включающими остроугольные, дезориентированные обломки апатитовых руд. Встречаются также секущие тела пегматитов (отмечавшиеся и ранее) и луювритов. Последние секут не только апатитовые залежи, но и образованные значительно позже апатитовые брекчи. Следовательно, апатитовые залежи сформировались еще задолго до окончания магматической деятельности ийолит-уртитового комплекса и отнюдь не являются самыми последними продуктами дифференциации ийолит-уртитовой магмы, как долгое время считали некоторые исследователи.

Против гидротермального генезиса Хибинских апатитовых месторождений свидетельствует также и следующее обстоятельство: нефелин, обычно легко изменяющийся гидротермальными растворами и переходящий при этом в шпреуштейн, во всем объеме апа-

титовых залежей, как правило, прекрасно сохранился. Он изменен лишь вдоль линейных направлений разломов значительно более позднего времени, разломов, подчиненных иному плану деформации и наложенных на самые молодые жильные образования массива — дайки мончикита. Последние сформировались заведомо много позже окончательной консолидации конечных членов ийолит-уртитового комплекса. Из этого следует, что апатит-нефелиновые массы, обособившиеся от материнской интрузии уртитов, содержали очень мало воды. При этом в связи с обилием содержащихся минерализаторов они характеризовались низкой вязкостью и свободно проникали в трещины и поры вмещающих пород.

Однако некоторые особенности морфологии, химического состава и физических свойств порообразующих минералов нельзя объяснить только кристаллизацией их из расплавов (Дудкин и др., 1964). Они свидетельствуют о том, что породы вслед за кристаллизацией подверглись определенному метаморфизму.

## Формация апатит-нефелин-редкометалльных руд

### *Ловозерский массив*

Ловозерский массив<sup>1</sup> сложен главным образом нефелиновыми сиенитами. На севере и западе архейские гнейсы рамы имеют простирание, близкое к меридиональному; простирание же контакта архейской свиты со щелочными породами близко к широтному, т. е. резко несогласно с простиранием пород. Щелочные породы обнаруживают крутое падение трахитоидности, параллельное поверхности контакта, на юг, юго-восток и юго-запад. Воздействие щелочной магмы на боковые гнейсы выражается обычно лишь в ороговиковании пород, которое проявляется на расстоянии не более 2 м от контакта.

Отдельными пятнами на склонах и плоских вершинах гор, образуя ксенолиты в щелочных породах, залегают девонские породы, охарактеризованные остатками флоры и сопровождаемые эффузиями. Девонские породы представлены кварцитами, глинистыми роговиками, авгит-порфиритами и туфовыми конгломератами и брекчиями. Щелочные породы инъецируют породы девона, с образованием вторичных минералов — флогопита, флюорита и др.

На глубине Ловозерский массив отчетливо подразделяется на две части. В верхней части он представлен пластообразным те-

---

<sup>1</sup> Описание массива приводится по данным Б. М. Куплетского (1937), А. В. Атаманова, С. Ф. Лугова, Я. М. Фейгина (1961), Я. М. Фейгина (1965), С. И. Зака и Б. В. Губачева (1965), Г. Н. Шаблинского (1963), И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1967), Н. А. Елисеева, Э. Е. Федорова (1953).

лом мощностью 1,5—2 км при диаметре 25 км, в нижней — вертикально падающим штокообразным телом диаметром около 20 км. Верхнее пластообразное тело полого наклонено на восток. Оно сложено четырьмя комплексами пород, отражающими последовательные фазы интрузивной деятельности. Начиная от наиболее древних, здесь установлены следующие интрузивные комплексы: I — пойкилитовых нефелиновых сиенитов, II — луювритов—фойяитов — уртитов, III — эвдиалитовых луювритов, IV — дайковых пород.

В основном массив сложен двумя первичнорасслоенными комплексами: породами II интрузивной фазы луювритов—фойяитов—уртитов (дифференцированный комплекс) в нижней части и комплексом эвдиалитовых луювритов III фазы — в верхней. Нижний комплекс луювритов—фойяитов—уртитов представлен чередованием пачек этих пород общей мощностью до 1000 м, верхний сложен преимущественно эвдиалитовыми луювритами около 500 м мощности. Породы дифференцированного комплекса (II фазы) занимают три четверти объема пластообразного тела верхней части массива и контактируют непосредственно с архейскими породами рамы. Они подстилаются породами I интрузивной фазы и в свою очередь прорываются и перекрываются породами III интрузивного комплекса.

Ксенолиты пород I интрузивной фазы встречаются в породах дифференцированного и эвдиалитового комплексов. К IV фазе относятся дайки щелочных лампрофиров, количество которых незначительно.

Выходы пород дифференцированного комплекса (II) на поверхность установлены по всему периметру массива. Наиболее характерная особенность — первичная расслоенность, которую можно сравнивать с четко расслоенными толщами осадочных пород. Например, в строго определенных интервалах разреза прослежены вокруг всего массива на протяжении 100 км: слой уртитов (горизонта I—4) мощностью 2—3 м; слой малиньит-фойяитов (горизонта II—4) мощность 0,1 м; слой ийолит-уртитов (горизонта II—5) мощностью 13 м; три слоя амфиболовых луювритов мощностью 2—3 м.

Главные породообразующие минералы: нефелин, калинатровый полевой шпат, эгирин, иногда амфибол (арфведсонит). Иногда значение породообразующего минерала приобретают апатит, эвдиалит, мурманит, ломоносовит и др.

Все слои дифференцированного комплекса падают к центру массива. Углы падения более крутые (20—60°) около контакта дифференцированного комплекса с вмещающими его породами, но на небольшом удалении от него происходит выполаживание до 8—15°. Вероятно, дифференцированный комплекс имеет форму воронки с неправильными стенками (рис. 10).

Для Ловозерского массива известно апатитовое оруденение нескольких типов.

1. В нижнем, дифференцированном комплексе луювритов—фойяитов апатитовое оруденение приурочено к некоторым горизонтам уртитов, из которых наиболее мощный прослежен на 40 км и содержит до 20% апатита (5—8%  $P_2O_5$ ); прогнозные запасы руды здесь превышают 500 млн. т (Галахов, 1964 г.). Кроме этих горизонтов в дифференцированном комплексе известно еще девять горизонтов уртитов мощностью до 14—27 м, содержащих убогую вкрапленность апатита.

2. В верхнем комплексе эвдиалитовых луювритов проявления апатита связаны с породами амфибол-сфен-apatитового состава,

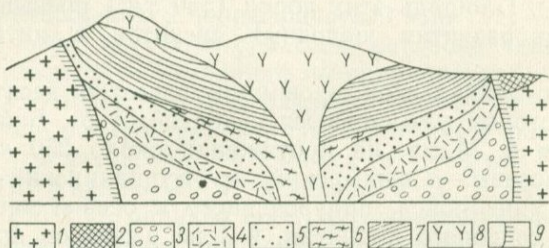


Рис. 10. Профиль Ловозерского кольцевого плутона (Атаманов, Лугов, Фейгин, 1961)

1 — архейско-протерозойские образования; 2 — эффузивно-осадочные девонские образования; 3 — нефелиновые сиениты типа хибинитов; 4 — комплекс пород, аналогичных ийолит-уртитам Хибинских гор; 5 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 6 — нижняя фойяитовая часть стратифицированного комплекса; 7 — верхняя часть того же комплекса; 8 — эвдиалитовый комплекс; 9 — зона контактово-измененных пород

которые широко распространены в северо-восточной части массива и залегают в средней и верхней частях разреза эвдиалитового комплекса, часто непосредственно под эффузивно-осадочными девонскими образованиями. Содержание апатита в амфибол-сфен-apatитовых породах достигает 10%, площадь распространения этих пород превышает 4 км<sup>2</sup>. Наиболее обогащенные апатитом породы слагают горизонт протяженностью свыше 1 км при мощности в десятки метров. С этими породами совместно встречаются сфен-apatитовые ийолит-уртиты и трахитоидные фойяиты. Амфибол-сфен-apatитовые породы изучены очень слабо.

3. Зоны брекчированных пород, секущих эвдиалитовые луювриты. В обломках и цементе брекчии присутствует апатит (или штаффелит) в количестве от 24 до 9%  $P_2O_5$ .

4. Небольшие проявления апатита в контактной зоне Ловозерского плутона, представленные скоплениями богатых руд, имеют незначительную протяженность и мощность.

## 2. АПАТИТОПРОЯВЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЯХ МИАСКИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ И ЛЕЙЦИТОВЫХ СИЕНИТОВ

### Формация биотит-апатитовых руд

#### *Сыннырский массив*

Интрузии Северо-Байкальской щелочной провинции согласно А. Я. Жидкову («Апатиты», 1968) сопоставимы друг с другом и с массивами щелочных сиенитов Саян, Тувы и других регионов. Индивидуальный характер провинции придает Сыннырский массив, в котором широко распространены псевдолейцитовые сиениты и сынныриты. Площадь этих пород (550 км<sup>2</sup>) превышает суммарную площадь развития щелочных сиенитов в интрузивах всей провинции.

В Северо-Байкальской провинции известно десять щелочных массивов, которые размещаются цепочкой от оз. Байкал до среднего течения р. Мама, на протяжении около 350 км. Наиболее крупные массивы — Сыннырский и Бурпалинский — располагаются в середине пояса, приуроченного к осевой части Байкало-Витимского сводового поднятия, к зоне разломов древнего заложения. Сыннырский массив приурочен к области пересечения этой зоны разрывом северо-западного простиранья.

До последнего времени среди глубинных фаций щелочных пород были известны лишь небольшие интрузии калиевого ряда. Сыннырский же массив по своим размерам сопоставим с такими плутонами, как Хибинский и Ловозерский. Особенностью этого массива является наличие мощных горизонтов ультракалиевых пород — псевдолейцититов, впервые обнаруженных в природе (Пак, Зак, 1969). Сыннырский массив залегает среди осадочных и осадочно-вулканогенных отложений протерозоя и кембрия. Щелочные породы прорывают эти отложения. Верхний возрастной предел их остается неопределенным. Абсолютный возраст различных минералов из щелочных массивов, определенный калий-аргоновым и свинцовым методами, колеблется в пределах 304—350 млн. лет, что отвечает девону.

Приуроченность щелочных интрузий к единой структурно-тектонической зоне, идентичность петрографического состава, одинаковая металлогеническая специализация и сходный абсолютный возраст дали основание А. Я. Жидкову («Апатиты», 1968) объединить нефелиновые и щелочные сиениты и следующие за ними молодые гранитоиды в самостоятельный щелочной сыннырский комплекс девонского возраста.

Сыннырский массив окружен ореолом контактово-метаморфических пород, представленных мраморами с тремолитом, реже — волластонитом, роговиками разнообразного минерального состава и сланцами. Иногда возникают контактово-реакционные породы: щелочные кальцифиры, магнезиальные скарны, офикальциты и метасоматические флогопититы.

В плане массив имеет изометричную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении. Площадь его  $650 \text{ км}^2$ , диаметр 25—28 км (рис. 11).

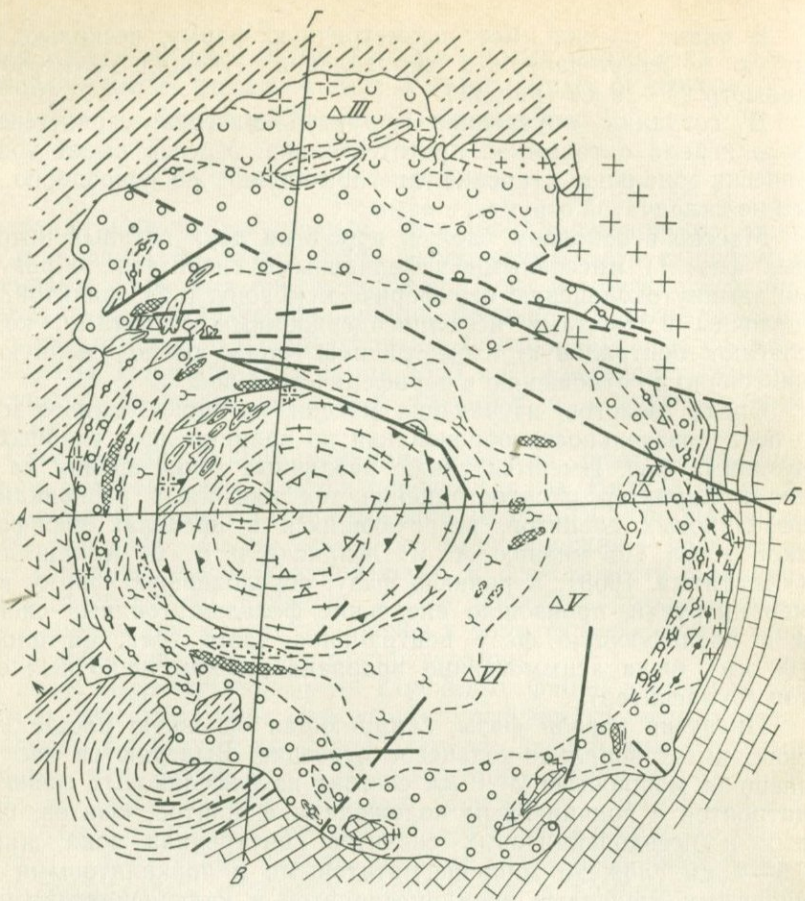
В создании внутренних структур массива первостепенную роль играла автономная прототектоника. Массив имеет концентрически-зональное строение, дисгармоничное по отношению к линейно-складчатой структуре рамы.

Массив в основном сложен породами двух главных интрузивных фаз: 1) массивными нефелиновыми сиенитами, образующими замкнутокольцевую периферическую зону, и 2) трахитоидными щелочными, местами нефелинсодержащими сиенитами, которые слагают центральную изометричную часть, расположенную эксцентрично по отношению к периферической зоне.

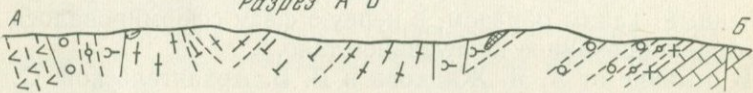
Среди геологов, изучающих массив, нет пока единого мнения о последовательности образования во времени двух главных интрузивных фаз. Имеются также различные точки зрения на генезис и характер распространения тех или иных разновидностей нефелиновых сиенитов, встречающихся в пределах периферической зоны. По мнению А. Я. Жидкова и В. В. Архангельской («Апатиты», 1968), в раннюю фазу, обусловившую форму и размер интрузии, произошло внедрение фельдшпатоидных сиенитов, а в последующую фазу центральная часть тела, на площади  $100 \text{ км}^2$ , была асимметрично прорвана штоком щелочных сиенитов (пуласкитов).

Интрузия первой фазы, занимающая основную площадь массива, имеет зонально-кольцевое строение. Выделяются две зоны: внешняя мощностью 2—8 км состоит из нефелиновых сиенитов — дитроитов с подчиненным положением фойяитов, ювитов, щелочных и псевдолейцитовых сиенитов; внутренняя зона шириной 0,5—4 км сложена микропегматитовыми и пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами типа рисчорритов и кальцисилитовыми щелочными сиенитами — сынныритами. Переход между зонами постепенный. Таким образом, в первую фазу сформировалось сильно дифференцированное интрузивное тело.

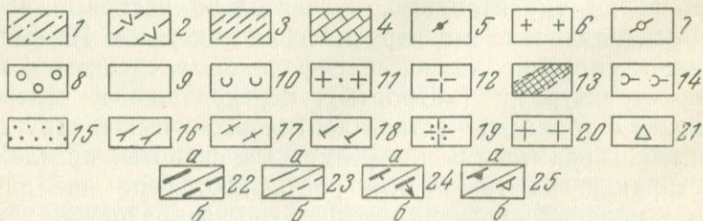
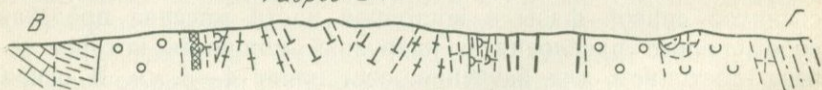
В отличие от А. Я. Жидкова и В. В. Архангельской, С. И. Зак и другие («Апатиты», 1968) считают, что комплекс нефелиновых сиенитов первой фазы в восточной части массива представляет собой полого расслоенную интрузию, мощность которой в разрезе, доступном для изучения, составляет 4—5 км. В основании ее залегают трахитоидные, относительно натровые нефелиновые сиениты, падающие к центру массива под углом 10—30°. Выше их сменяют умеренно калиевые нефелиновые сиениты с пойкилитовыми структурами (дитроиты), переходящие в ультракалиевые разновидности с обилием участков дактилоскопической структуры (сынныриты). Трахитоидные нефелиновые сиениты, прослеженные по простиранию на 15—20 км, расчленяются на две пачки: верхнюю — меланократовую и нижнюю — мезократовую.



Разрез А-Б



Разрез В-Г



Эродирован Сыннырский массив сравнительно неглубоко, но кровля удалена почти полностью. Вмещающие породы сохранились в виде многочисленных ксенолитов (нередко до 1 км протяженностью), число которых возрастает от центра к периферии массива. Ксенолиты вмещающих пород, главным образом осадочных и метаморфических, почти повсеместно превращены в скарны, роговики и фениты, а часто практически нацело ассимилированы с образованием на их месте гибридных, более или менее меланократовых нефелин-пироксеновых сиенитов. Ксенолиты и возникшие за их счет фениты и гибридные пироксеновые сиениты образуют среди массивных нефелитовых сиенитов горизонт (возможно, горизонты) преимущественного их развития.

Сыннырский массив не принадлежит к типичным плутонам центрального типа (Зак, Дудкин, 1969). Занимающая большую его часть интрузия нефелиновых сиенитов первой фазы обладает асимметричным строением. Она состоит из подводящего канала и пологолежащей восточной ветви, приуроченной к поверхности несогласия между верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями. Как интрузия центрального типа может рассматриваться лишь крутопадающее тело, образующее подводящий канал. Сравнительно слабая расслоенность и субвертикальное залегание дают основание считать его кольцевой интрузией. Что касается штока пуласкитов второй фазы, то, исходя из падения контактов от центра, его можно было бы, казалось, отнести также к типу кольцевых интрузий. Однако, судя по отчетливо проявленным план-параллельным структурам течения и чашеобразному строению с переходом от крутых падений по периферии к почти горизонтальным в центре, шток пуласкитов сопоставляется с коническим телом, внутренняя структура которого обусловлена давлением выталкиваемого вверх участка кровли.

Рис. 11. Схематическая геологическая карта Сыннырского щелочного массива. По данным А. С. Пака и С. И. Зака (1969) с некоторыми дополнениями авторов

Верхнепротерозойские сложения: 1 — олоkitская свита (метаморфизованные песчаники, кварциты, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, известняки); 2 — сыннырская свита (основные метазфизулы); нижнекембрийские отложения: 3 — холоднинская свита (конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые и углисто-глинистые сланцы), 4 — кооктинская свита (известняки, доломиты)

Сыннырский массив. I фаза — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; комплекс мезократовых трахитоидных нефелиновых сиенитов: 5 — трахитоидные нефелиновые сиениты, 6 — мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой фации; комплекс лейкократовых нефелиновых сиенитов (итсиндритов): 7 — трахитоидные итсиндриты, 8 — массивные итсиндриты, 9 — пойкилитовые и аллотриноморфнозернистые итсиндриты, 10 — псевдолейцитовые сиениты, 11 — мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой фации, 12 — неравномернозернистые щелочные сиениты краевой фации, 13 — шонкиниты и фергуситы; комплекс псевдолейцитовых сиенитов — псевдолейцититов: 14 — псевдолейцитовые сиениты, 15 — псевдолейцититы, 16 — перекристаллизованные гнейсовидные псевдолейцититы. II фаза — пуласкиты-гедрумиты: 17 — гедрумиты, 18 — крупнозернистые нефелиновые пуласкиты, 19 — неравномернозернистые щелочные сиениты, 20 — конкудеро-мамаканский комплекс (биотитовые граниты, граносиениты, сиенит-порфиры); 21 — апатитовые рудопроявления на участках: I — Высотный, II — Подледный, III — г. Столовая, IV — р. Нижний Семнер, V — руч. Таборный, VI — р. Ушму; 22 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 23 — геологические границы (а — между породами интрузивных фаз и вулканогенно-осадочными свитами, б — между фашиальными разновидностями пород); 24 — элементы залегания вмещающих пород (а — слоистость, б — сланцеватость); 25 — трахитоидность (а — крутая, б — пологая)

Инtruзия второй фазы сложена слабодифференцированными щелочными сиенитами типа пуласкиитов. Площадь ее 100 км<sup>2</sup>, в плане она имеет почти круглую форму с четко выраженным концентрическим строением. Диапировое внедрение пуласкиитов оказало сильное механическое и контактовое воздействие на вмещающие рихорриты и сынныриты, последние огнейсованы на контакте с пуласкиитами. Падение контакта и пород в периферической части штока либо от центра, либо к центру интрузии под углом 60—85°, нередко залегание вертикальное. По мере продвижения в глубь тела направление наклона трахитоидности неоднократно меняется, но углы остаются крутыми. В самом ядре они уменьшаются до 35—55°, образуя не совсем четкую чашеобразную структуру. Местами контакт тектонический с брекчией и зеркалами скольжения.

Нефелин- и лейцит-сиенитовый состав ранней фазы и гранитоидно-сиенитовый состав последующих фаз, а также высокое содержание щелочей с преобладанием калия над натрием дали основание А. Я. Жидкову («Апатиты», 1968) отнести щелочной комплекс к лейцит-сиенитовой интрузивной формации. Внедрение щелочной магмы связано с активизацией тектонических движений в северном Прибайкалье в постконсолидационный период (средний палеозой), когда Байкальская складчатая область вступила на путь платформенного развития. Учитывая мощность вмещающих толщ и степень регионального метаморфизма, А. Я. Жидков считает, что становление интрузий происходило в верхнем структурном ярусе на глубине не более 5 км. Размещение их контролировалось разломами северо-западного и северо-восточного направлений.

В пределах массива сильно проявлен щелочной метасоматоз. Щелочные и особенно нефелиновые сиениты интенсивно переработаны. Щелочной метасоматоз на ранних стадиях был существенно калиевым. Среди продуктов калиевого метасоматоза В. В. Архангельская («Апатиты», 1968) различает: 1) породы, первичным субстратом которых являлись нефелиновые сиениты, т. е. магматические образования; 2) метасоматиты, развившиеся главным образом по контактово-реакционным, первичноосадочным и гибридным породам (меланократовые метасоматиты). Среди меланократовых метасоматитов отмечаются породы состава тешенитов, ийолитуртитов, мельтейгитов, слюдяных шонкинитов, меланократовых фойяитов и др. Чаще они вообще не соответствуют ни одной магматической породе и несут явные следы гибридизма и ассимиляции. Меланократовые метасоматиты располагаются в пределах горизонта преимущественного развития ксенолитов, гибридных сиенитов и фенитов, по простиранию иногда сменяются последними и образуют малые по мощности тела (сантиметры, первые метры) протяженностью десятки и сотни метров, реже — до километра. Эти тела дугообразно изогнуты параллельно контакту массива, расположены поэтажно относительно друг друга и падают то полого (восточная половина периферической зоны), то круто (западная ее половина).

В щелочных породах Сыннырского массива выявлено более 100 точек апатитовой минерализации. Большинство их представлено небольшими по размерам участками с бедным вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением; площадь, как правило, не превышает 5—10 м<sup>2</sup>, содержание апатита 5—10%.

Для всех апатитовых проявлений Сыннырского массива характерны следующие особенности: пространственная связь оруденения с зонами перекристаллизации и обогащения постмагматическими минералами, приуроченность его в большинстве случаев к участкам распространения меланократовых пород, крайне невыдержанный прожилково-гнездово-вкрапленный характер апатитовой минерализации (Крапивин, 1969).

Среди апатитовых образований выделяются: а) мезо-меланократовые (без нефелина и с нефелином), обогащенные равномерно распределенным и мелкогнездовым апатитом с содержанием его от 3 до 25%, б) мономинеральные апатитовые, биотит-апатитовые линзы, прожилки, скопления, связанные с зонами полевошпатизации, ослюденения и карбонатизации всех пород массива (за исключением жильного комплекса), содержащие 80—95% апатита (Тихоненкова и др., «Апатиты», 1968).

Согласно В. В. Архангельской (1964; «Апатиты», 1968) все известные в настоящее время апатитопроявления Сыннырского массива генетически однотипны. Они располагаются исключительно в пределах периферической зоны нефелиновых сиенитов и пространственно связаны с ксенолитами, меланократовыми метасоматитами и сынныритами. Заметные скопления апатита наблюдаются лишь в тех случаях, когда породы ксенолитов, фениты, скарноиды в той или иной степени переработаны процессом щелочного существования калиевого метасоматоза ранней его стадии.

Из-за небольших масштабов оруденения и незначительного содержания апатита ксенолиты не представляют практического интереса.

Апатит в меланократовых метасоматитах и сынныритах, как правило, встречается в пределах единых апатитоносных участков. К настоящему времени известно более 20 подобных апатитопроявлений различного масштаба с содержанием апатита более 10%. Наиболее крупные по размерам апатитовые проявления находятся в бассейне р. Тала, в пределах участков Высотный и Подледный. Здесь массив вскрыт эрозией вплоть до его подошвы, полого падающей (20—35°) под массив. Гипсометрически ниже обнажаются вмещающие породы, представленные фенитизированными палеозойскими сиенитами и граносиенитами — на участке Высотном и мраморизованными известняками — на участке Подледном.

В бассейне р. Тала периферическая зона нефелиновых сиенитов имеет псевдостратифицированное внутреннее строение, обусловленное чередованием почти горизонтально лежащих пачек различных разновидностей нефелиновых сиенитов, а также ксенолитов и гибридных сиенитов горизонта их преимущественного развития.

Повышенные концентрации апатита наблюдаются в меланократовых метасоматитах и сынныритах приподошвенной пачки и горизонта преимущественного развития ксенолитов в третьей пачке. Наиболее мощные и протяженные залежи апатитоносных пород приурочены именно к этому горизонту.

На участке Высотном насчитывается до восьми апатитоносных залежей, пластообразной и неправильной формы (от 0,2—0,5 до 2—3 м, протяженность от метров до сотен метров). Наиболее крупная залежь Главная прослежена более чем на 800 м, мощность ее 2—3 м. Она протягивается в северо-западном направлении по восточному склону долины кл. Высотный. На западном склоне мощность уменьшается (местами до выклинивания).

Вмещающими породами залежи являются метасоматические образования: в лежачем боку — обычно измененные нефелиновые сиениты с цеолитами, скаполитом, реже — с анальцимом и с перекристаллизованным калиевым полевым шпатом; в висячем боку развиты рихсоритоподобные сиениты и сынныриты. Сама залежь сложена меланократовыми метасоматитами с псевдогнейсовидной текстурой, параллельной контактам. Главные минералы: жадеит, диопсид, лепидомелан, апатит, шпреуштейнизированный нефелин, магнетит (реже ильменит), сфен. Кроме того, присутствуют, но не всегда, мезолит, анальцим, ортоклаз, кальцит, циркон. Все эти минералы распределяются так, что залежь приобретает зональное внутреннее строение. Нижняя ее часть, по минеральному составу отвечающая ийолит-уртитам, обогащена пироксеном, шпреуштейнизированным и цеолитизированным нефелином. Выше увеличивается содержание апатита и биотита; появляются гнездовые и жилообразные почти мономинеральные апатитовые скопления, особенно характерные для самых верхов залежи, где иногда накапливается и сфен (до 5%).

Количество апатита в пределах Главной рудной залежи колеблется в широких пределах — от 5—7 (в нижних частях) до 98% (в верхних частях); среднее содержание 20—25%. Среднее содержание  $P_2O_5$  в целом по залежи около 8—12%, в мономинеральных гнездах апатита 39%.

На участке Подледном повышенные скопления апатита приурочены к тому же, что и на Высотном, горизонту преимущественного развития гибридных пород, фенитов и ксенолитов, но здесь гибридные сиениты и ксенолиты имеют крайне подчиненное развитие, а местами отсутствуют. Апатитопроявления на данном участке связаны преимущественно с сынныритами, с анальцимизированными, содалитизированными, цеолитизированными сиенитами, т. е. с породами сравнительно лейкократового облика.

Апатитовые руды, содержащие небольшую примесь пироксена, биотита, ортоклаза и других минералов, образуют мелкие гнезда, жилообразные и неправильной формы тела (от сантиметра до нескольких квадратных метров), а также межинтерстиционные и тонкотрещинные выделения в сиенитах и сынныритах. Иногда почти

мономинеральные апатитовые руды слагают тонкие (десятки сантиметров) пластообразной формы тела, протяженностью до десятков метров, среди слабо либнеритизированных сиенитов и сынныритов.

Относительно небольшие масштабы апатитового оруденения, даже в пределах наиболее обогащенных участков (Высотный и Подледный), резкие колебания в распределении полезного компонента в пластообразных телах при сравнительно низком среднем его содержании, гнездовый характер выделения богатых мономинерально-apatитовых руд — все это отрицательно характеризует перспективы апатитового оруденения Сыннырского массива в целом.

В настоящее время большинство геологов, работающих на Сынныре, склоняется к признанию метасоматического характера апатитового оруденения, но нет единого мнения о природе измененных пород, об особенностях развития метасоматических процессов и о положении оруденения. Так, геологи Бурятского геологического управления считают субстратом дайки «шонкинитов» или ксенолиты трахитоидных щелочных сиенитов, идентичных сиенитам центральной части массива. Допускается, что апатитовое оруденение возникло в результате действия фосфорсодержащих растворов на «дайки шонкинитов» (Андреев, 1964). В. В. Архангельская («Апатиты», 1968) полагает, что оруденение — результат переработки нефелиновых сиенитов периферической части массива и заключенных в них ксенолитов вмещающих пород, а также тел гибридных сиенитов эманациями существенно калиевого состава. На участке Высотном эманации проникли, по-видимому, главным образом вдоль ослабленных зон контактов ксенолитов и гибридных сиенитов с вмещающими их нефелиновыми сиенитами и перерабатывали в основном первые. Отсюда — относительно четкие контакты рудных залежей и их сравнительно меланократовый состав. На участке Подледном метасоматозу подверглись в основном сиениты, поэтому рудные тела там неправильной формы и более лейкократового состава.

Вопрос об источнике фосфора в метасоматизирующих эманациях в настоящее время не может считаться окончательно решенным. В. В. Архангельская считает, что фосфор мог изначально находиться в магматических эманациях. С другой стороны, при метасоматической переработке контактово-реакционных и эндоконтактовых пород периферической зоны нефелиновых сиенитов из них могли быть извлечены фосфор и некоторые другие элементы, которые затем переотлагались. При этом в ряде случаев происходило вторичное обогащение фенитов и гибридных сиенитов фосфором, титаном и другими компонентами, и таким образом возникли меланократовые метасоматиты.

По мнению О. Б. Дудкина (1969), имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что образование апатитовых рудопроявлений связано с процессами мобилизации фосфора и выноса его в тектонически ослабленные зоны в период кислотного выщелачивания. Микроклинизация, на которую обращает внимание Г. В. Андреев,

действительно пространственно и генетически связана с формированием апатитовых рудопроявлений, однако этот процесс является причиной, а не следствием апатитизации.

### 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГАББРО-СИЕНИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

#### Формация апатит-магнетитовых руд

Пространственно и генетически апатит-магнетитовая формация тесно связана с породами сиенитовой магмы. Одной из особенностей этой формации является срастание двух главных рудообразующих минералов — магнетита и апатита, к которым примешиваются гематит, слюды, флюорит. Роль летучих, способствующих обособлению железа в остаточной магме, играют здесь фтор и фосфор, которые фиксируются в форме фторапатита. Характерны дайкообразные и линзообразные тела с очень высоким содержанием железа (55—70%) и высоким содержанием фосфора (2—4% и выше), из-за примеси которого руды этого типа долгое время не находили применения. Крупные месторождения этого типа известны в Швеции, сравнительно небольшие — в Норвегии.

Согласно Г. А. Соколову (1967) в Советском Союзе формация апатит-магнетитовых месторождений типа Кирунавара, т. е. месторождений, связанных с сиенитами, не сопровождающихся скарнами и залегающих в виде инъецированных тел, до сих пор не известна. Нередко к этому типу относят контактово-метасоматические месторождения с магнетитовыми рудами, содержащими относительно повышенное количество апатита и залегающими в контактовых зонах интрузивов (Лебяжинское и др.). Однако Г. А. Соколов считает эти месторождения типично метасоматическими, а не инъекционными, указывая, что отнесение их к типу Кируны только по наличию апатита не обосновано. Это высказывание Г. А. Соколова подтверждается тем, что и образованы названные месторождения (Лебяжинское) в принципиально иных геотектонических условиях: не на древней платформе как Кирунавара, а в связи со щелочными дериватами основных магм ранней геосинклинальной стадии (В. И. Смирнов, 1965).

#### *Месторождения Северной Швеции*

В Северной Швеции, в районе Норботтен (Шведская Лапландия), расположено до трех десятков месторождений магнетита, среди которых крупное промышленное значение имеют месторождения Кирунавара, Луоссавара и Гелливар<sup>1</sup>.

**Кирунавара.** Район месторождения сложен докембрийскими толщами: архейскими конгломератами (толща Курравара<sup>2</sup>), над

<sup>1</sup> В основу очерка положены данные, приводимые М. П. Фивегом (Фивег, Шубин, 1937), И. Г. Магакьяном (1961), В. И. Смирновым (1965), а также в «Кратком справочнике по минеральным ресурсам капитал. стран» (1962).

<sup>2</sup> По данным Одмана (Odman, 1957) толща Курравара моложе оруденения.

которыми залегает мощная толща зеленокаменных пород, перекрытых в свою очередь покровами сиенитовых порфиров, сменяющихся кверху кварцевыми порфирами. Выше трансгрессивно и с угловым несогласием залегает толща Хауки протерозойского возраста, представленная филлитами, песчаниками и кварцитами (рис. 12).

В районе месторождения над равнинной местностью возвышается гребень меридионального направления («Рудный хребет») с относительным превышением в среднем 250 м. Гребень сложен

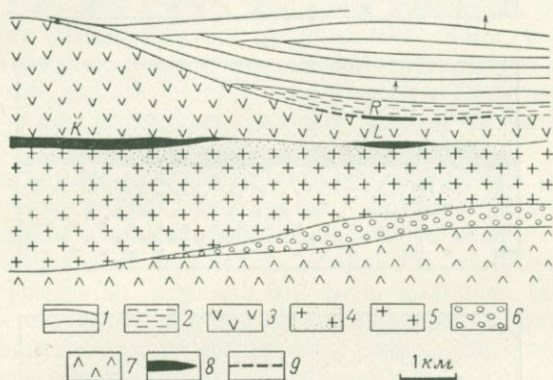


Рис. 12. Разрез пород в районе месторождения Кирунавара. По Ольснеру (Oelsner, 1961)

1 — породы серии Вакко; 2 — вулканические породы нижней серии Хауки; 3 — кварц-порфиры; 4 — кератофиры; 5 — сиениты; 6 — конгломераты Курравара; 7 — зеленокаменные породы; 8 — месторождения железистых руд (К — Кирунавара, L — Луоссавара, R — Ректор); 9 — апатитовая руда, в которую постепенно переходят руды Ректор

массивными магнетитовыми рудами, которые приурочены к контакту пластообразных интрузий сиенитовых порфиров (лежащий бок рудного тела) и кварцевых порфиров (висячий бок рудного тела, рис. 13). Порфиры — сиенитовые и кварцевые — эффузивного характера, но в районе месторождения известны выходы и интрузивных сиенитов.

Форма рудного тела дайкообразная с почти меридиональным простиранием и довольно крутым падением (50—60°) на восток. По простиранию рудное тело прослежено на 4400 м, из них свыше 3000 м обнажены эрозией, а в северном направлении рудное тело скрывается под отложениями оз. Луоссавара, по дну которого прослежено геофизическими методами еще на 1200 м. Мощность рудного тела колеблется от 34 до 152 м (в ср. 90 м); на глубину рудное тело прослежено буровыми скважинами на 1 км, а согласно данным геофизиков прослеживается до глубины более 2 км от поверхности.

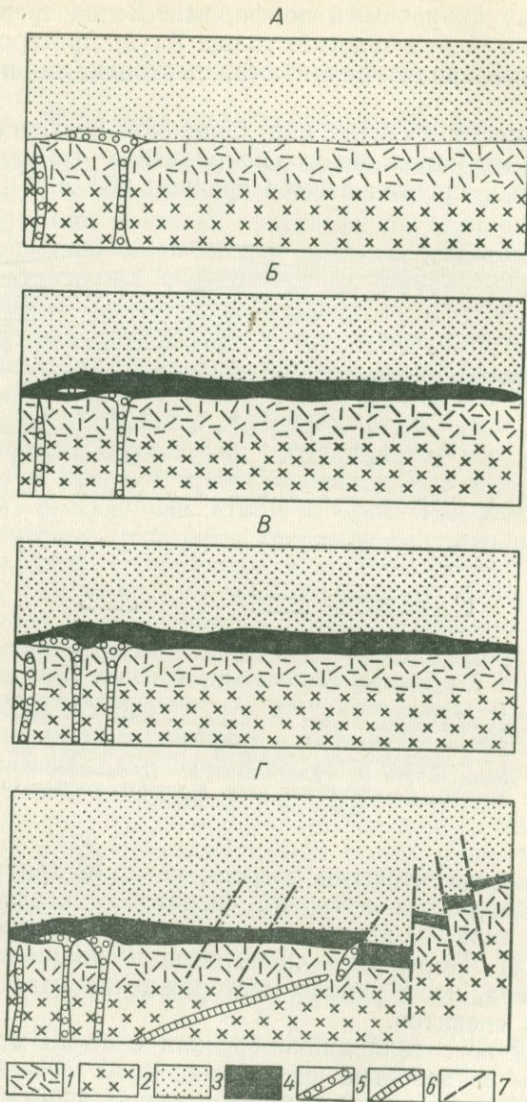


Рис. 13. Последовательность формирования апатит-магнетитового месторождения Кирунавары. По Н. Магнуссону (В. И. Смирнов, 1965)

1 — сиенит-порфир; 2 — сиенит; 3 — кварцевый порфир; 4 — руда; 5 — гранит-порфир; 6 — гранофил; 7 — сбросы. А, Б, В, Г — стадии развития

От главного рудного тела в сторону всякого бока (в кварцевых порфирах) отходят апофизы руды, а в лежащем боку (среди сиенитовых порфиров) наблюдаются брекчированные участки, в которых обломки сиенит-порфиров сцементированы рудой. В руде, богатой апатитом, попадаются обломки руды, бедной апатитом. Выделяются два этапа в образовании руд:

- 1) формирование руд, бедных апатитом;
- 2) брекчирование и цементация обломков более поздними рудами, богатыми апатитом.

Таким образом, вдоль контакта сиенитовых порфиров и кварцевых порфиров проявляются дорудные подвижки, определившие проникновение ранней порции рудного материала, бедного апатитом, и внутрирудные подвижки, контролирующие локализацию богатых апатитом руд. Дайкообразное рудное тело во многих местах прорезается более поздними жилами аплита, сиенита, гранита и пегматита.

Руды массивные, плотные, с раковистым изломом, реже с флюидальной и брекчиевидной текстурами. Сложены в основном магнетитом, к которому примешиваются заметные количества (до 12—15%) фтор-apatита и небольшое количество гематита, диоксида, амфибола, турмалина, циркона, биотита, кальцита, кварца. Взаимоотношения магнетита с апатитом очень тесные и свидетельствуют о почти одновременном их выделении. Содержание апатита в руде неравномерное и меняется по простиранию и на глубину.

В контактах с рудным телом во вмещающих породах местами развиты актинолит-скаполитовые скарны, а в контакте с рудным телом месторождения Ректор (рис. 14), которое особенно богато апатитом (20%), во вмещающих породах имеет место серицитизация, окварцевание и карбонатизация. Это свидетельствует о богатстве рудной магмы летучими компонентами и развитии процессов пневматолита и гидротермального изменения пород, которые имели место в конечные стадии застывания рудной магмы.

Промышленные сорта руд месторождения Кирунавара содержат 58—70% Fe и 0,01—3,59 P. Апатит в рудном теле этих месторождений распределяется весьма неравномерно. Большие массы руды, содержащие фосфора 0,03—0,01%, сменяются участками с содержанием с 1,5—2,5% фосфора (apatита 8—13%). Переходы между богатыми и бедными сортами обычно резкие. Среднее содержание фосфора в руде верхних горизонтов 2,6% (5,7% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> или 13,6% апатита). Подавляющая часть запасов приходится на руды с высоким содержанием железа (64—68%) и значительным содержанием фосфора (2%).

Месторождение известно с середины XVII в., однако генезис его до сих пор не совсем ясен. Шведский геолог П. Гейер генезис месторождения трактует как результат глубинной дифференциации сиенитовой магмы, от которой обособился рудный расплав, обогащенный железом и летучими (F и P).

Считается, что обособлению рудного расплава способствовали летучие и это был процесс, подобный ликвации, с выделением нерастворимой части магмы. Последнее соображение подкрепляется экспериментальными работами Р. Фишера, которые показали, что в присутствии фтора магнетит и апатит отделяются от щелочной силикатной магмы в виде особого расплава (Фишер, 1954).

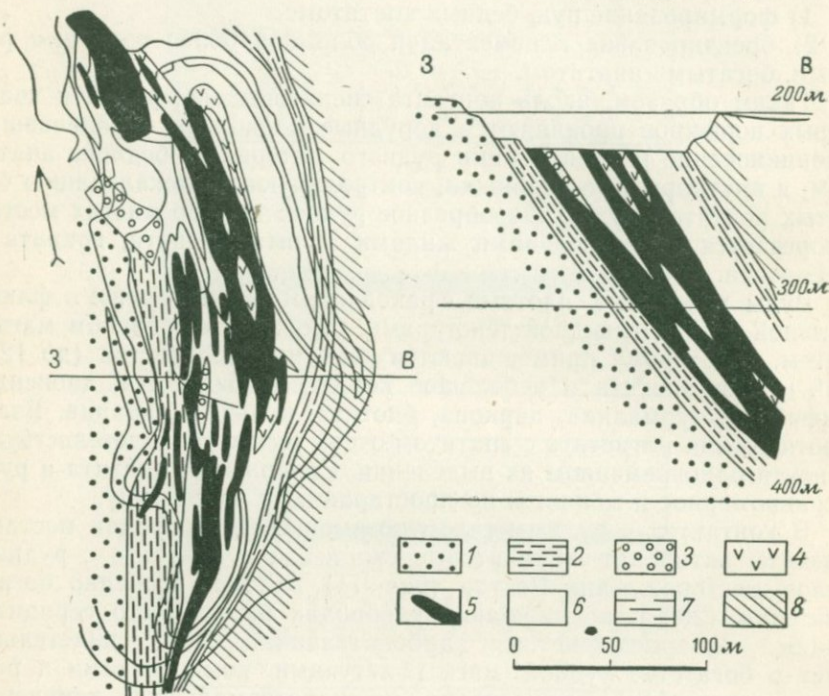


Рис. 14. Строение южной части рудного тела месторождения Ректор. По Ольснеру (Oelsner, 1961)

1 — кварц-порфиры; 2 — слоистая, богатая апатитом руда; 3 — конгломерат; 4 — порфиры «Ректор»; 5 — богатая железная руда; 6 — железная руда, богатая флюором; 7 — гематитовый джеспилит; 8 — сланцы нижней серии Хауки

Вначале имели место излияния сиенитовых и кварцевых порфиров, затем подвижки вдоль контакта этих двух различных покровов, сопровождавшиеся брекчированием. Позднее вдоль контакта внедрилась рудная магма, обособившаяся на большой глубине в процессе дифференциации сиенитовой магмы. Наконец, уже после раскристаллизации рудной магмы (застывшей в виде дайкообразного рудного тела) имело место внедрение даек сиенит-порфира, гранита, аплита и пегматита, пересекающих руду. Это свидетельствует о том, что внедрение рудной магмы произошло до окончания кристаллизации магматического очага, до процессов отделения аплитов и пегматитов, т. е. в позднематматическую (гистеромагматическую) стадию.

**Луоссавара.** Месторождение расположено непосредственно к северу от месторождения Кирунавара, также в контакте сиенитовых и кварцевых порфиров, и рассматривается как его продолжение. Дайкообразное рудное тело магнетитовой руды с примесью апатита прослежено по простиранию на 1600 м при средней мощности 45 м.

**Гелливар.** Месторождение расположено в 100 км к югу от месторождения Кирунавара среди перекристаллизованных, местами гнейсовидных, лептитов, образующих полосу широтного простирания. Кроме апатит-магнетитовых руд здесь известны мономинеральные апатитовые жилы.

Месторождения Северной Швеции обладают значительными запасами, порядка 5 млрд. т. Добыча руд составила в 1959 г. 16,5 млн. т.

Месторождения Центральной Швеции однотипны с месторождениями Северной Швеции. Наиболее значительно месторождение **Гренгсберг**, расположенное в 150 км к западу от Стокгольма. Месторождения залегают среди рассланцованных кислых эффузивов — лептитов. Руды апатит-магнетитовые с более низким (чем в Кирунавара) содержанием железа и фосфора (60% Fe и 0,6—1% P). Запасы около 200 млн. т. Попутно с железом добывается 6 тыс. т апатитового концентрата (Лабунцов, 1936; Фивег, Шубин, 1937; Гейер, Магнуссон, 1955).

С. Ландергрэн, изучавший железные руды месторождений Центральной Швеции, высказал точку зрения относительно метаморфогенного генезиса месторождений типа Кирунавара и Гренгсберг (Landergrén, 1948). По его мнению, осадочный материал, обогащенный железом, фосфором, ванадием и летучими элементами, подвергся эндогенным изменениям в условиях проявления орогенической фазы, сопровождавшейся внедрением сиенитов и метаморфизмом, при котором возникла устойчивая в новых условиях фация магнетит-apatит-силикатных руд. Руды возникли при эндогенных процессах, в тесной связи с интрузией сиенитов и при высокой температуре (в этом С. Ландергрэн согласен с П. Гейером), но обогащение железом имело место в экзогенных условиях.

В последнее время все чаще высказывается мнение о вулканогенно-осадочном генезисе месторождения, как это считалось в конце прошлого столетия (Формозова, 1965) — см. гл. IX.

## Формация апатитовых руд

### *Ошурковское месторождение*

**Особенности геологического строения Ошурковского диоритового массива.** Ошурковское месторождение апатита расположено в юго-восточной части хребта Хамар-Дабан, на территории Бурятской АССР, в 15 км к северо-западу от г. Улан-Удэ. Особенности

геологического строения месторождения, природа и характер апатитового оруденения, качество руд изложены в ряде статей в сборнике «Апатиты», 1968 (Андреев и др.; Ковальский, Костромин; Смирнов и др.), и в статьях С. В. Костроминна, Ф. И. Ковальского (1966) и Ф. Л. Смирнова и А. М. Карпунина (1968).

Ошурковский диоритовый массив площадью 9 км<sup>2</sup> в плане имеет форму овала, вытянутого с северо-запада на юго-восток по азимуту 120—125°.

Диориты залегают среди гнейсированных биотитовых гранитов. И те, и другие породы относятся к заганскому интрузивному комплексу нижнего протерозоя (Налетов, 1962). По контакту диоритов и гранитов проходит зона измененных гибридных пород мощностью от 50 до 100 м. В возрастном отношении диориты являются более древними образованиями, они интенсивно инъецированы гранитной магмой. Среди диоритов, слагающих массив, выделяется ряд разновидностей: биотит-роговообманковые, пироксен-биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые и пироксен-биотитовые. По степени зернистости наблюдаются мелко-, средне- и крупнозернистые диориты, занимающие определенное структурное положение в общем геологическом строении массива. Большая часть массива сложена среднезернистыми диоритами, на фоне которых выделяются линзовидные и неправильной формы шлировидные тела мелкозернистых и крупнозернистых диоритов (рис. 15). Размеры шлировидных тел мелкозернистых и крупнозернистых диоритов колеблется от 200 до 1000—1200 м по простиранию при мощности от 50 до 200 м. В среднезернистых диоритах встречаются шлировидные пегматоидные обособления, состоящие из полевого шпата, крупных кристаллов роговой обманки, кварца, зеленого апатита.

Формирование диоритов происходило в три фазы: в первую, наиболее раннюю, сформировались среднезернистые диориты, во вторую, следующую без длительного перерыва во времени, а также в результате перекристаллизации происходило образование крупнозернистых диоритов, и в наиболее позднюю фазу сформировались мелкозернистые диориты.

Среди диоритов встречаются дайкообразные или неправильной формы тела сиенитов и сиенито-диоритов. Вокруг наиболее мощных сиенитовых тел наблюдается широкий ореол сиенитизации диоритов, постепенно затухающий по мере удаления от сиенитового тела.

В пределах массива широко развиты дайки микродиоритов, лампрофиров (спессартитов и вогезитов), гранитов и пегматитов, а также кварцевые жилы. Мощность жил и даек колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Дайки микродиоритов и лампрофиров секутся дайками гранит-аплитов и пегматитов, а также прожилками и апофизами тел сиенитового состава. Пегматиты встречаются двух видов: гранитные — чистой линии и линии скрещения. Дайки гранит-аплитов и пегматитов в свою очередь секутся кварцевыми жилами.

На месторождении широко развиты также и постмагматические пневматолитово-гидротермальные процессы, выразившиеся в биотитизации, с образованием зон существенно биотитовых пород

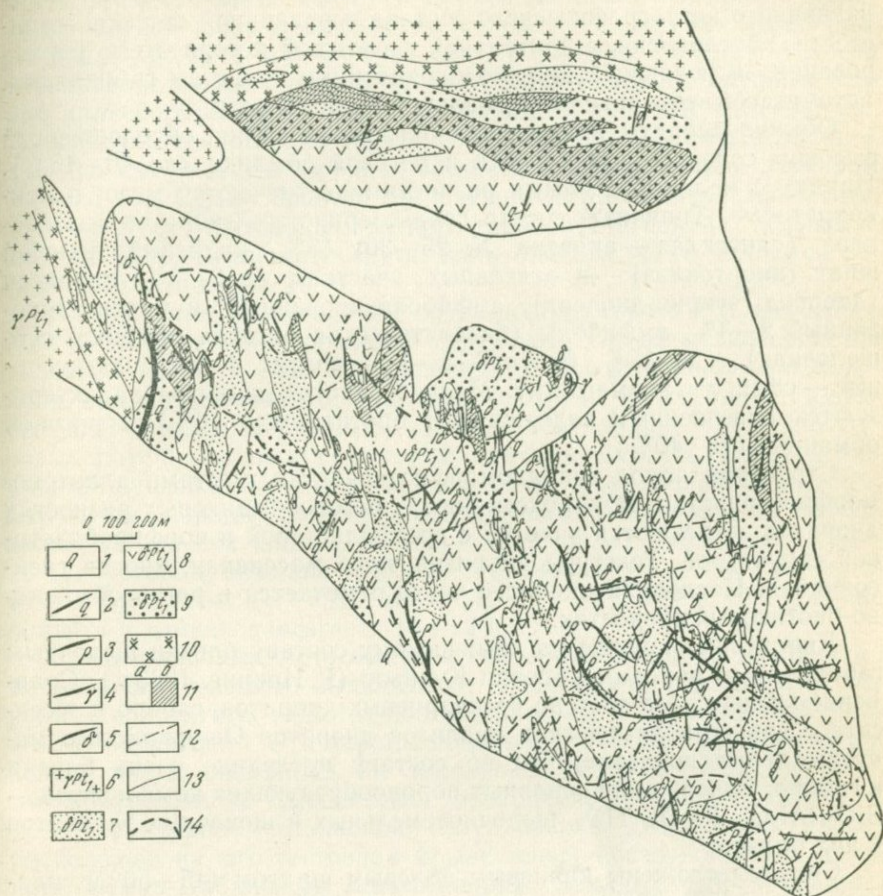


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Ошурковского месторождения. По Ф. Л. Смирнову, С. В. Костромину, Г. В. Жуковой («Апатиты», 1968)

1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые жилы; 3 — пегматитовые жилы; 4 — дайки гранит-аплитов; 5 — дайки микродиоритов; 6 — граниты мелко- и среднезернистые, гнейсированные; 7 — диориты мелкозернистые; 8 — диориты среднезернистые; 9 — диориты крупнозернистые; 10 — гибридная порода; 11 — диориты (а — меланократовые, б — мезократовые); 12 — тектонические нарушения; 13 — границы между разновидностями диоритов; 14 — контур рудного тела (бортовое содержание  $P_2O_5$  3,5%)

(биотит-полевошпатовых метасоматитов), апатитизации, амфиболитизации, окварцевании и цеолитизации диоритов. Гидротермальная деятельность привела к образованию среди диоритов зон гидротермально измененных пород мощностью 5—20 м, вытянутых по

простирацию до первых десятков и даже сотен метров. Зоны выполнены рыхлым сыпучим материалом из серицита, хлорита, кальцита, эпидота, цеолитов (десмина), апатита и сфена.

Для массива характерна исключительно частая смена пород различного петрографического состава и различной степени зернистости, обусловленная длительной и сложной историей его формирования, включающей широко проявленные процессы гибридизма, автометасоматоза и гидротермальной деятельности.

Обычно диориты имеют меланократовый облик, обусловленный высоким содержанием биотита и роговой обманки (до 40—45%). Наряду с меланократовыми разностями встречаются мезо- и лейкократовые. Типичный состав среднезернистых диоритов: плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 25—30) 45%, калиевый полевой шпат (анортоклаз) — в отдельных участках до 2—3%, пироксен (диопсид, эгирин-диопсид), амфиболизированный и биотитизированный 2—3%, амфиболы (базальтическая роговая обманка, субщелочная) — до 35%, биотит — 5—7%, апатит 4—6%, акцессорные — сфен, титаномагнетит. Мелкозернистые диориты характеризуются повышенным содержанием биотита (до 10%) и роговой обманки (до 40%).

Структура пород гипидиоморфнозернистая, местами аллотриоморфнозернистая. В пироксен-биотит-роговообманковых разностях диоритов встречаются участки с гранобластовой и порфиробластовой структурой. Текстура диоритов чаще массивная, иногда гнейсовидная. Последняя наиболее часто отмечается в роговообманково-биотитовых разностях.

Диоритовые породы по химическому составу близки щелочным габброидным породам из серии Куиньюо (Р. Ирвинг, 1883 г.). Сравнение химического состава бескварцевых диоритов, габбро и эссексита с данными химических анализов диоритов Ошурковского месторождения показало, что по составу последние очень близки к габбро. Содержания основных породообразующих компонентов —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , щелочноземельных и щелочных элементов в них близки.

Сиениты сложены калиевым полевым шпатом (45—50%), плагиоклазом (30—35%), пироксеном (до 10%), сфеном, апатитом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая. Калинатровый полевой шпат представлен микроклин-пертитом, плагиоклаз — олигоклазом и альбитом. Зерна калиевого полевого шпата не имеют четких границ и часто альбитизированы. Апатит развивается в виде пойкилитовых включений в полевом шпате и на границах между его зернами. Пироксен относится к эгирин-диопсиду.

В результате ассимиляции диоритов сиенитами образуются сиенито-диориты. Наблюдаются все переходные разности от сиенитизированных диоритов до почти чистых сиенитов. Они образуют шлиры, неправильной формы тела и линзы среди диоритов. Мощность таких тел колеблется от 5 до 25—30 м. Макроскопически это

серые мелкозернистые породы гнейсовидной текстуры. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (30—40%); плагиоклаз (40—50%); амфибол (1—3%); биотит (3—5%), титаномагнетит (1—2%); сфен (1—2%); апатит и циркон (единичные зерна). Калиевый полевой шпат наблюдается в виде неправильных зерен размером от 0,2 до 1 мм. Обычно пертитизирован. Метасоматически развивается по плагиоклазу. В отдельных наиболее крупных зернах калиевого полевого шпата сохраняются реликты плагиоклаза. Плагиоклаз представлен зернами неправильной формы величиной 0,2—0,5 мм. Биотит и амфибол встречаются в виде зерен размером 0,1—0,3 мм. Сфен образует оторочки по зернам титаномагнетита, а также самостоятельные мелкие зерна. Плагиоклаз, амфибол, апатит, сфен, титаномагнетит и часть биотита часто являются реликтовыми минералами.

Лампрофиры представляют собой породы серого и темно-серого цвета, плотные, порфиroidной структуры. Среди мелкозернистой основной массы в виде порфиroidных вкрапленников наблюдаются призмочки апатита, чешуйки биотита, кристаллики амфиболов. В отдельных участках наблюдается параллельная ориентировка порфиroidных включений апатита, биотита, роговой обманки, обуславливающая появление плоско-параллельной текстуры. Структура породы нематогранобластовая. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (10—15%), плагиоклаз — олигоклаз (15—25%), роговая обманка (30—40%), биотит (5—15%), пироксен (5—10%), апатит (5—7%), магнетит (2—3%), сфен. Содержание апатита в дайках достигает 10—12%.

Среди типичных метасоматических образований Ошурковского диоритового массива выделяются: существенно биотитовые породы — «биотититы», биотит-полевошпатовые и пироксен-амфибол-apatит-биотитовые. Эти породы встречаются на месторождении довольно часто, обнажаясь на локальных участках. Как правило, они приурочены к тектонически ослабленным зонам в диоритах.

В структурном отношении Ошурковский диоритовый массив расположен на юго-восточном крыле северо-восточной части крупного Хамар-Дабанского антиклинария. Заключенный в граниты диоритовый массив может рассматриваться как крупный ксенолит, инъецированный гранитами. Массив расположен к западу от крупного регионального Селенгинского разлома и с северо-востока и с юго-запада ограничен двумя разломами Ошурковской и Уточкиной падей. Эти разломы являются, по-видимому, оперяющимися по отношению к крупному региональному разлому долины р. Селенги. В пределах массива интенсивно проявлена трещинная тектоника (Костромин, Ковальский, 1966). Отчетливо фиксируются четыре системы трещин: продольные по отношению к Селенгинскому разлому, поперечные и две системы диагональных трещин. Трещины хорошо увязываются с субмеридиональной и субширотной ориентировкой план-параллельных и линейно-параллельных структур и, по мнению С. В. Костромина, являются прототектоническими.

Параллельно этим системам трещин в более позднее время закладывались зоны тектонических нарушений сбросового и сбросо-сдвигового характера. Самые молодые из них — зоны субмеридионального направления, параллельные Селенгинскому разлому. Тектоническая нарушенность проявлена в виде катаклаза, дробления и расщепления пород, наряду с последующей их каолинизацией и ожелезнением, нередко сопровождающимися повышенной апатитовой минерализацией.

В северо-западной части месторождения довольно широко развиты трещины и разломы северо-западного простирания с крутым падением на северо-восток и юго-запад под  $\angle 80-85^\circ$ . На эту систему трещин накладываются более поздние тектонические нарушения, приводящие к образованию ослабленных тектонических зон. Последние в ряде случаев контролируют апатитовые оруденения.

**Закономерности распределения апатитового оруденения.** Общая характеристика апатитоносности месторождения. Апатитовой рудой на Ошурковском месторождении являются апатитоносные диориты со средним содержанием  $P_2O_5 \approx 4\%$ , при бортовом содержании  $2,5\%$ . Апатит на Ошурковском месторождении является одним из главных породообразующих минералов диоритовых пород массива. Практически весь диоритовый массив апатитоносный. Содержание апатита в породах колеблется в среднем от  $3-4$  до  $15-20\%$ ; в богатых апатитом зонах гидротермального изменения пород и апатит-полевошпатовых линзах содержание его достигает  $45-50\%$ . Повышенные содержания апатита (до  $30-40\%$ ) приурочены также к полям развития даек лампрофиров. В пределах диоритового массива выделяется несколько участков шириной от  $100$  до  $400$  м и длиной до  $500-600$  м с содержанием  $P_2O_5$   $5-6\%$ .

На рис. 16 даны изоконцентраты  $P_2O_5$ . Участки с повышенным содержанием фосфора ориентированы в северо-западном направлении и могут быть объединены в полосу шириной  $500-600$  м, протягивающуюся через центральную часть месторождения на  $2-2,5$  км. Среди диоритов повышенное содержание апатита наблюдается в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях. Мезократовые разности диоритов, как правило, значительно беднее. Наиболее высокое содержание апатита характерно для зон брекчирования и интенсивного метаморфизма диоритов, где его содержание достигает  $50\%$ . В пределах одной и той же разновидности пород содержание апатита очень изменчиво. Постоянное чередование максимумов и минимумов в содержании апатита свидетельствует о весьма неравномерном характере распределения апатита в диоритах, которое часто не связано с особенностями их петрографического состава, а обусловлено процессом переотложения и перераспределения апатита.

Зоны богатых апатит-полевошпатовых руд. В северо-западной части месторождения выявлены зоны с повышенной трещиноватостью, имеющие юго-восточное простирание

(аз. прост. 135—150°, пад. на юго-запад,  $\angle 80-85^\circ$ ). К этим зонам приурочено богатое апатитовое оруденение с содержанием  $P_2O_5$  до 15—20%. Одна из зон (рис. 17) включает три апатит-полевошпатовых линзы видимой мощностью от 10 до 15 м. Линзы имеют

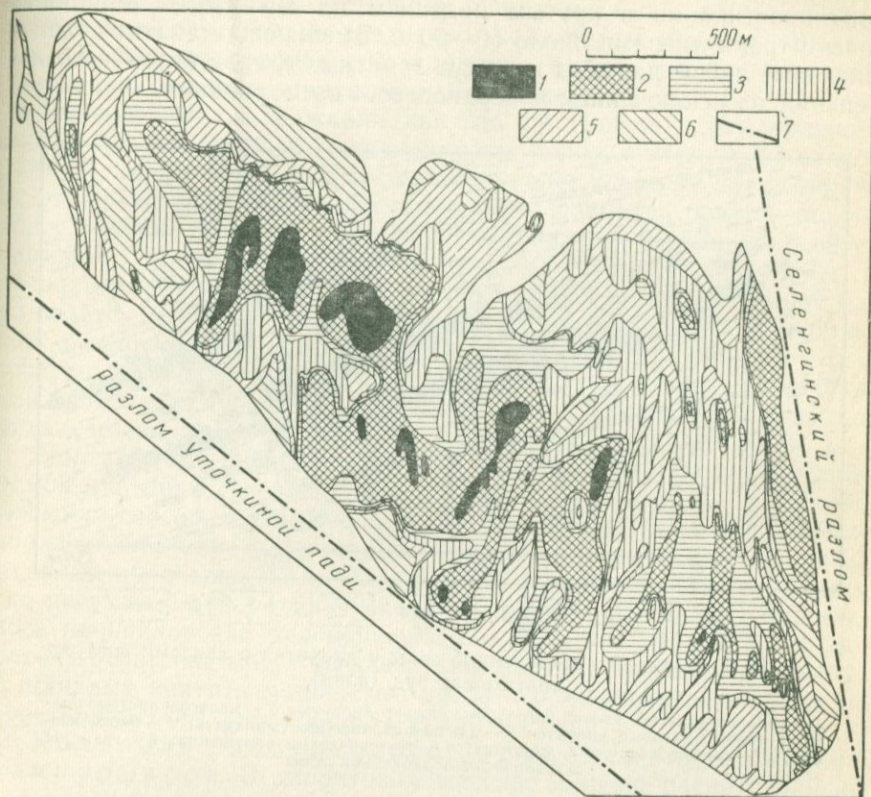


Рис. 16. План изолиний содержания  $P_2O_5$  Ошурковского месторождения. По С. В. Костромину (1964 г.)

Содержание  $P_2O_5$ : 1—5% и более; 2—от 4 до 5%; 3—от 3,5 до 4%; 4—от 3 до 3,5%; 5—от 2 до 3%; 6—от 1 до 2%; 7—тектонические нарушения

довольно сложную морфологию, образуют раздувы до 10—12 м и более и пережимы (1—2 м). Апатит-полевошпатовые руды в линзах имеют массивную и очень часто флюидальную и гнейсовидную текстуру. Шестоватые, длиннопризматические кристаллы апатита находятся в тесном сростании с полевым шпатом (плагноклазом, калиевым полевым шпатом, шахматным альбитом). Средний минеральный состав апатит-полевошпатовых руд из линз: апатит (35—45%, в отдельных линзах и участках до 70%), плагноклаз (35%), калиевый полевой шпат (10%), роговая обманка (3—5%), биотит (5%), титаномагнетит (3—4%), аксессуарные сфен и циркон. В приповерхностных участках апатит в линзах сильно разрушен,

превращен в сыпучку. Содержание  $P_2O_5$  в апатит-полевошпатовой руде колеблется от 10 до 27%.

Контакты апатит-полевошпатовых линз с вмещающими диоритами четкие, следующие по тектоническим трещинам северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад. Мощность зоны с тремя линзами около 50—60 м. Вмещающие апатит-полевошпатовые линзы диориты не несут заметных следов вторичного изменения, за исключением поверхностного выветривания.

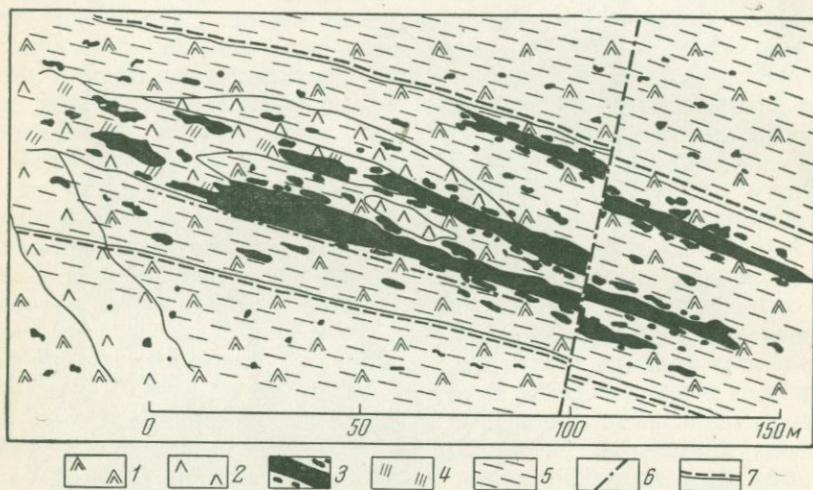


Рис. 17. Тектонически ослабленные зоны в диоритах с линзами богатых апатитовых руд (план)

1 — среднезернистые биотит-роговообманковые диориты; 2 — мелкозернистые биотит-роговообманковые диориты; 3 — линзы и вкрапленность апатита; 4 — биотитизация; 5 — трещиноватость в диоритах; 6 — тектонические нарушения; 7 — границы тектонически ослабленной зоны

Петрографический и тектонический контроль апатитового оруденения. Петрографический контроль апатитового оруденения выражен в приуроченности повышенных содержаний апатита к меланократовым существенно роговообманковым, биотит-роговообманковым и пироксен-биотит-роговообманковым диоритам и значительном снижении  $P_2O_5$  в сиенитизированных разностях пород (сиенито-диоритах и сиенитах).

Породы, несущие признаки активного калиевого метасоматоза (микроклиниты, сиениты, сиенито-диориты, сиенитизированные диориты), содержат  $P_2O_5$  обычно не более 1,5—2%. В экзоконтакте этих пород нередко наблюдается повышенное содержание  $P_2O_5$  (до 5—6% и выше). Повышенные и пониженные концентрации  $P_2O_5$  встречаются в равной степени как в существенно роговообманковых, так и существенно биотит- и пироксенсодержащих разностях. В диоритах различной степени зернистости наблюдается тенденция

к обогащению более мелкозернистых разновидностей, что, по-видимому, является следствием более позднего их образования.

Процесс сиенитизации диоритов приводит в одних случаях к обогащению их фосфором, в других к обеднению. Такое различие во влиянии процесса сиенитизации диоритов на их апатитоносность может быть обусловлено различным характером самой сиенитизации. Несколько подробнее этот вопрос будет освещен при рассмотрении генезиса апатитового оруденения.

Повышенные содержания апатита приурочены, как правило, к участкам интенсивной трещиноватости пород, тектонически ослабленным зонам, отдельным трещинам и более крупным нарушениям. В северо-западной части месторождения наиболее богатое апатитовое оруденение контролируется трещинами и разломами северо-западного простирания. В ослабленных зонах, раздробленных и рассланцованных породах, обрамляющих тектонические швы, наблюдается более густая вкрапленность апатита, наличие небольших шпиров и линзочек апатита, апатитовые прожилки. Линзы и шпировидные обособления сплошных апатит-полевошпатовых руд, как правило, приурочены к тектонически ослабленным зонам в диоритах, имеющим юго-восточное простирание (аз. 135—140°).

Контакты апатитовых прослоев с вмещающими диоритами либо резкие тектонические, либо постепенные, обусловленные метасоматическим способом отложения апатит-полевошпатовых руд. Первые образовались в результате внедрения рудообразующего расплава по контакту с трещинами скола, вторые характерны для участков, где диориты были механически разрушены и тем самым облегчалось проникновение рудообразующего вещества. В пределах диоритового массива могут быть выделены зоны с прослоями, линзами и шпирями апатита мощностью до 50—70 м, протягивающиеся по простиранию на расстояние в сотни метров.

Контроль апатитового оруденения дайками лампрофиров. В диоритовом массиве широко распространены дайки лампрофиров мелкозернистой структуры, массивной текстуры. На фоне мелкозернистой основной массы, слагающей породу даек, невооруженным глазом легко различимы мелкие игольчатые зерна апатита, количество которого иногда достигает более 20%.

Дайки лампрофиров наиболее часто (особенно в северо-западной части месторождения) выполняют трещины северо-западного простирания (330—340°) с крутым падением на юго-запад под  $\angle 60$ —70°. Мощность даек обычно изменяется от нескольких десятков сантиметров до первых метров и только как исключение встречаются отдельные дайки мощностью 8—10 м. Наряду с дайками, имеющими постоянную мощность, наблюдаются дайки с чередованием раздувов (до 12 м) и пережимов (до 0,3 м). Обычно дайки заметно, а иногда интенсивно рассланцованы. Контакты даек с вмещающими их диоритами четкие и часто прямолинейные. Высокая насыщенность даек апатитом свидетельствует о том, что к моменту

их внедрения остаточный расплав, из которого образовались дайки, был заметно обогащен фосфором. В подавляющем большинстве случаев в диоритах, насыщенных дайками, наблюдаются также повышенные содержания апатита.

Вдоль контактов даек с диоритами нередко наблюдаются прожилки и густая вкрапленность апатита (рис. 18). Взаимоотношения даек лампрофиров с линзами и шширами богатых апатит-полевошпатовых руд весьма характерны. Наблюдаются дайки лампрофиров, секущие апатит-полевошпатовые линзы (рис. 19). В пределах апатит-полевошпатовых линз дайки трещиноваты, раздроблены. При микроскопическом же изучении видно, что порода

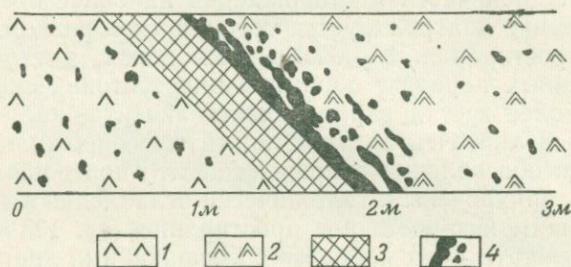


Рис. 18. Обогащение апатитом всякого экзоконтакта дайки вогезитов

1 — мелкозернистый биотит-роговообманковый диорит;  
2 — среднезернистый роговообманковый диорит; 3 — вогезит, 4 — прожилки и вкрапленность апатита

даек не несет каких-либо следов вторичного изменения и остается совершенно свежей. Затеков и прожилков апатита, секущих дайки, не наблюдается. Вероятно, внедрение подобных даек происходило позже образования линз богатых апатит-полевошпатовых руд. Разрушенность и раздробленность даек обусловлены, вероятнее всего, более поздними тектоническими подвижками.

**О генезисе месторождения.** Вопрос об источниках апатитовой минерализации, закономерностях размещения и локализации апатитового оруденения, способах отложения апатита и временной последовательности становления различных типов пород, слагающих Ошурковское месторождение, достаточно сложен. Первые геологи, изучавшие месторождение, относили его к позднемагматическому (фузивному) типу, полагая, что апатитоносные диориты представляют собой измененные габброиды щелочного характера (Костромин, Ковальский, 1966). Г. В. Андреев («Апатиты», 1968) связывает апатитовое оруденение на Ошурковском месторождении с пневматолито-гидротермальной деятельностью магм гранитоидного состава.

Анализ и сопоставление изложенного материала позволяют прийти к следующим выводам в отношении источника апатитового оруденения, его генезиса и последовательности формирования

Ошурковского диоритового массива. Обогащенный фосфором, железом, титаном, щелочами и летучими компонентами магматический расплав, по составу ближе всего отвечающий расплаву, из которого должно было сформироваться щелочное габбро, ассимилировал при внедрении кислые вмещающие породы, представленные гранито-гнейсами. При контаминации этими породами состав расплава становился более кислым и в результате внедрения образовались апатитоносные диориты.



Рис. 19. Дайка лампрофиров (показана стрелкой) сечет апатит-полевошпатовую линзу вкрест ее простираения

В пользу предположения о первичном составе магматического расплава, отвечающего щелочному габбро, говорят следующие факты:

- 1) химический состав диоритов характеризуется сравнительно невысоким содержанием  $\text{SiO}_2$  ( $< 50\%$ ), повышенным содержанием  $\text{CaO}$  (9—10%), повышенным содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , что характерно для щелочных, габброидных пород серии Куинью (Irving, 1883);
- 2) высокое содержание темноцветных компонентов: пироксенов и амфиболов (до 70%) в отдельных разновидностях диоритов;
- 3) высокое содержание титаномагнетита (до 8%) в диоритах вплоть до образования сплошных (сливных) апатит-титаномагнетитовых руд, характерных для габбро-анортозитовых комплексов;
- 4) сравнительно высокая апатитоносность относительно больших масс диоритов. Известно (Ф. Л. Смирнов, «Апатиты», 1968), что родоначальной для фосфора является основная магма; поэтому практически повсеместная минерализация диоритов апатитом свидетельствует в пользу такой связи.

В процессе сложной эволюции первоначального магматического расплава от него обособились более щелочные дифференциаты, вне-

дрение которых привело к образованию сиенитов. Формирование последних связано со сложной глубинной дифференциацией основных пород, которая протекала, вероятнее всего, по схеме, разработанной О. А. Богатиковым (1966), и характерна для многих габросиенитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области.

Диориты были подвергнуты интенсивному воздействию более поздних сиенитовых и еще более поздних гранитных интрузий, в результате чего образовались: в зоне непосредственного контакта

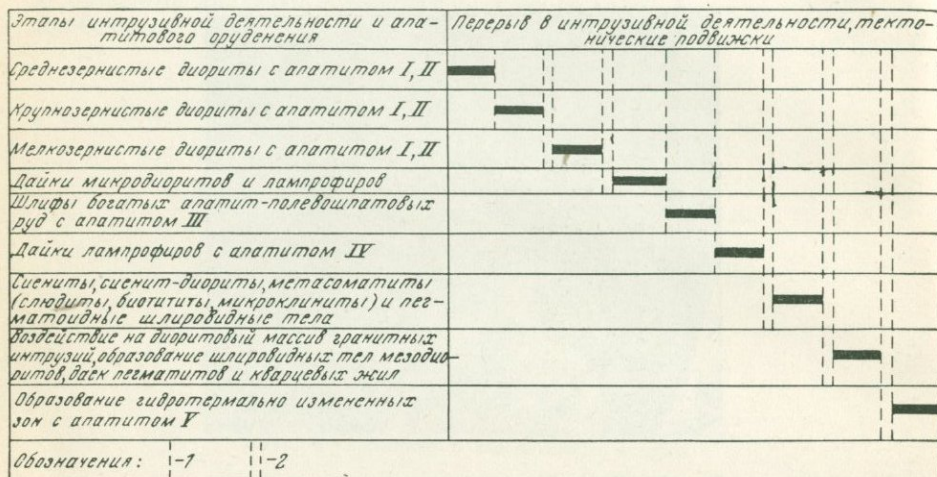


Рис. 20. Схема последовательности формирования Ошурковского диоритового массива и апатитового оруденения

1 — кратковременный перерыв и слабые тектонические подвижки; 2 — длительный перерыв и интенсивные тектонические подвижки

диоритов с гранитами — гибридные породы гранодиоритового ряда, а в пределах диоритового массива — участки сиенито-диоритов, сопровождаемые многочисленными дайками гранит-аплитов, пегматитов и кварцевых жил. Схема последовательности формирования Ошурковского диоритового массива представлена на рис. 20. В первую фазу сформировались среднезернистые диориты, слагающие основную часть Ошурковского диоритового массива. Во вторую фазу, следующую без длительного перерыва во времени, в условиях более высокого теплового режима, а также в результате перекристаллизации, сформировались крупнозернистые диориты. В третью фазу, после консолидации среднезернистых и крупнозернистых диоритов, происходит формирование мелкозернистых диоритов, заканчивающееся внедрением по ослабленным зонам и трещинам даек микродиоритов. Последние в свою очередь секутся еще более поздними дайками лампрофиров. Все эти породы подверглись воздействию сиенитовых и еще более поздних гранитных ин-

трузий, следствием чего явилось образование неправильной формы шпировидных тел сиенито-диоритов, сиенитов, даек гранит-аплитов, пегматитов и кварцевых жил.

Формирование апатитового оруденения на Ошурковском месторождении имело длительный и многостадийный характер. В процессе многоэтапного формирования диоритового массива происходило перераспределение  $P_2O_5$ . Более поздние фации диоритов, представленные мелкозернистыми разновидностями, нередко заметно обогащены апатитом по сравнению со среднезернистыми диоритами, характеризующимися средним содержанием  $P_2O_5$  (3—4%) и относительно равномерным распределением апатита. Сравнительно высокое содержание апатита (до 10—12%) часто наблюдается в дайках микродиоритов и лампрофиров. Богатые апатит-полевошпатовые тела и шпировидные обособления, приуроченные к трещинным зонам в диоритах, образовались, по-видимому, в результате ликвационного обособления богатого фосфором, титаном, железом, щелочами и летучими компонентами магматического остатка, внедрившегося совместно с дайками лампрофиров, сформировавшимися также при значительном привносе фосфора. В процессе щелочного, существенно калиевого метасоматоза происходит дальнейший привнос фосфора, вследствие чего образуются обогащенные апатитом зоны слюдитов (биотититов), микроклинитов и пегматоидных шпиров с кристаллами апатита до 1—1,5 см.

В результате более поздней пневматолито-гидротермальной деятельности происходит частичное перераспределение и переотложение апатита, а также образование гидротермально измененных зон в диоритах, сложенных серицитом, хлоритом, цеолитами, апатитом и другими вторичными минералами. Существенную роль на перераспределение апатита в диоритовом массиве оказало воздействие более поздних гранитных и сиенитовых интрузий, инъецирующее влияние которых привело к переотложению значительной массы апатита. Под действием кислого и щелочного расплава происходит растворение апатита и его переотложение в ослабленных трещиноватых зонах с образованием обогащенных апатитом шпиров в экзоконтактах сиенитовых тел, даек гранит-аплитов и участках диоритов с повышенным содержанием темноцветных минералов. Тектонический контроль апатитового оруденения проявился в обогащении апатитом наиболее легко подверженных тектоническому воздействию контактных зон между отдельными разновидностями диоритов, контактных плоскостей между диоритами и дайками и других структурных элементов пород, характеризующихся наибольшей изменчивостью физико-механических свойств.

Таким образом, характер и особенности распределения апатитового оруденения на Ошурковском месторождении позволяют считать его магматическим. Подобное заключение подтверждается следующими основными особенностями геологического строения месторождения.

1. Форма, размеры и условия залегания рудного тела апатитоносных диоритов, характеризующегося неясными контурами, типичны для магматических месторождений.

2. Характер и особенности распределения апатитового оруденения, выражающиеся в: а) повсеместной апатитовой минерализации в диоритах, развитой на большой площади около 5—6 км<sup>2</sup> и прослеженной на глубину на сотни метров, б) тесной генетической связи апатита с диоритами, в которых апатит является породообразующим минералом, также типичны для месторождений магматического генезиса.

3. Тесная пространственная и парагенетическая связь апатитовой и титаномагнетитовой минерализации, имеющей позднемагматическое, фузивное происхождение.

4. Додайковый возраст апатитового оруденения. Дайки апатитоносных микродиоритов и лампрофиров, в которых апатит представлен самостоятельной более поздней генерацией, секут апатитоносные диориты, в которых апатит представлен более ранней генерацией. Причем эта более ранняя генерация кристаллически-зернистого апатита, типичного для диоритовых пород, в дайках лампрофиров не наблюдается. В то же время необходимо отметить, что значительная часть апатита на Ошурковском месторождении переотложилась метасоматически в ходе постмагматической деятельности, связанной с формированием диоритов и более поздних гранитов.

#### 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТАХ

##### Формация апатит-титаномагнетитовых руд

##### *Волковское месторождение*

Волковское месторождение медно-железо-ванадиевых руд находится на Среднем Урале (горы Волковская, Лавровая, Никольская). Месторождение открыто еще в 1812 г. Строение и петрографический состав пород Баранчинского габбрового массива и расположенного в нем месторождения описано в работах О. А. Воробьевой (1946), С. А. Кашина (1948). Закономерности распределения медносульфидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на месторождении рассмотрены К. Д. Тимоховым (1962).

Месторождение располагается в восточной части Волковского массива ультраосновных пород, сложенного пироксенитами, габбро и диоритами. Внутреннее строение массива напоминает опрокинутую на восток антиклинальную складку, в которой наблюдается зональность, связанная со стратифицированностью пород (рис. 21).

Медносульфидное, титаномагнетитовое и апатитовое оруденение концентрируется в определенных участках габбро, образуя рудные зоны. При этом медносульфидное оруденение занимает более высо-

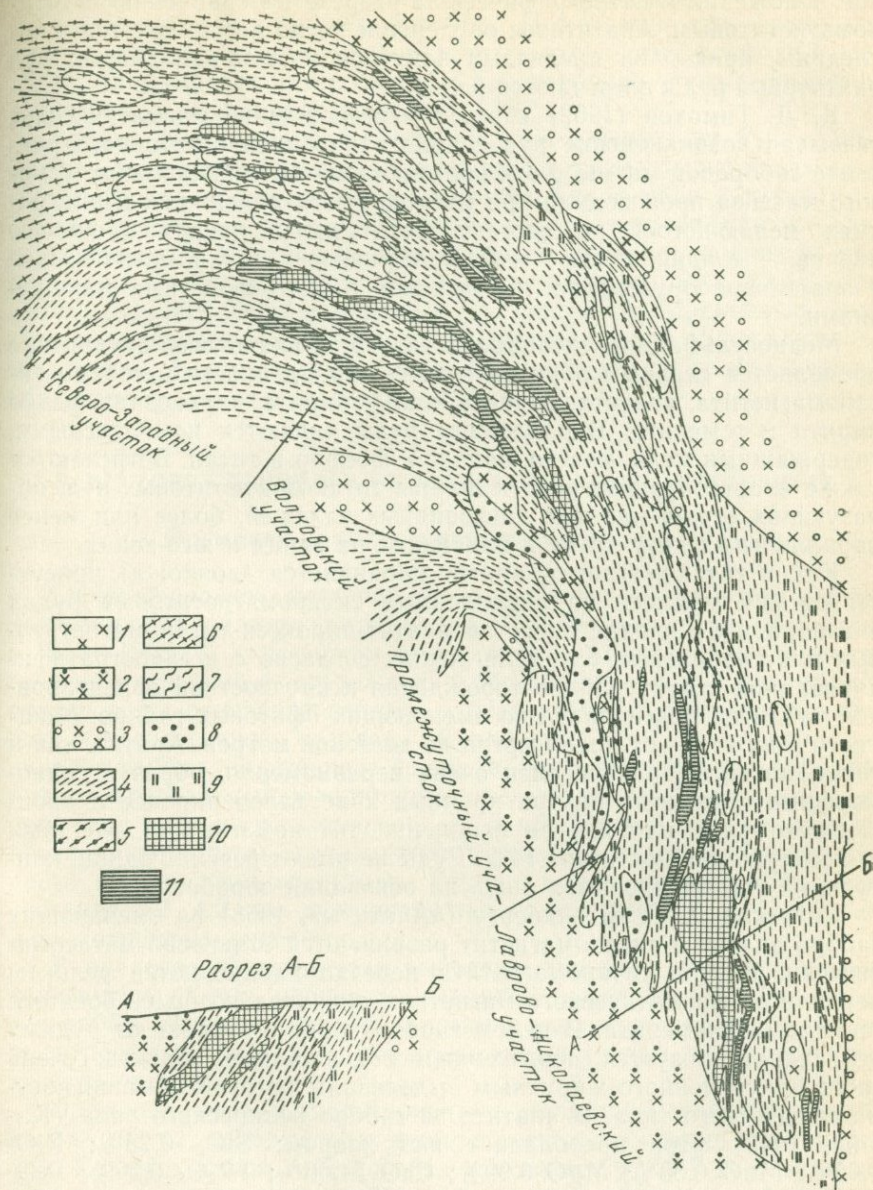


Рис. 21. Геологическая схема Волковского месторождения. Составили К. Д. Тимохов и М. В. Киселев (Тимохов, 1962)

1 — диориты пироксеновые и роговообманковые; 2 — диориты кварцсодержащие; 3 — габбро-диориты; 4 — габбро пироксеновые (нормальные); 5 — габбро биотитсодержащие; 6 — габбро оливиновые и оливинсодержащие; 7 — габбро гиперстенсодержащие; 8 — комплекс мелкозернистых пород (ороговинкованные габбро и диориты); 9 — породы с офитовой структурой; 10 — медно-железо-ванадиевые руды; 11 — железо-ванадиевые руды

кое положение в петрографическом разрезе по сравнению с титаномагнетитовым. Апатитовое оруденение тесно ассоциируется с последним, причем за пределами контуров железо-ванадиевых руд апатитовые руды встречаются редко.

К. Д. Тимохов (1962) считает месторождение магматическим, связывая возникновение руд с кристаллизацией остаточного расплава габбровой магмы. Хотя формирование вмещающего интрузивного массива происходило при многократных подвижках и внедрениях меняющегося по составу остаточного расплава, по его мнению, кондиционное медносульфидное, титаномагнетитовое и апатитовое оруденение не связано с тектоническими нарушениями.

Медносульфидное, титаномагнетитовое и апатитовое оруденение проявляется главным образом в виде вкрапленности в габбро титаномагнетита, апатита, борнита, халькопирита, халькозина, редко пирита и гематита. Вкрапленные руды являются комплексными, содержащими медь, мелезо, ванадий, фосфор и титан. Встречаются также пластообразные тела и шпильки титаномагнетитовых руд, образующих серию плоских линзовидных залежей, более или менее параллельных друг другу и падающих на запад и юго-запад.

Как и титаномагнетит, апатит проявляется двояко: а) присутствует как примесь во вкрапленных титаномагнетитовых рудах в габбро и б) входит в состав апатит-пироксен-титаномагнетитовых пластообразных тел, залегающих согласно с псевдостратифицированной структурой месторождения и плоскостной ориентировкой табличек плагиоклаза во вмещающих офитовых габбро. Мощность этих тел — от долей метра до десятков метров. Апатит, как и титаномагнетит, распределен очень неравномерно, образует идиоморфные призмочки внутри крупных кристаллов пироксена диопсидового ряда или внутри скоплений титаномагнетита. Местами его содержание достигает 14%. Руды не имеют резких границ, контуры их устанавливаются лишь на основании опробования.

Согласно Д. С. Штейнбергу («Апатиты», 1968) во вмещающих габбро апатит и титаномагнетит развиваются отчетливо метасоматически. Внутри титаномагнетита нередко наблюдаются реликты первичного магматического магнетита, значительно более богатого вростками ильменита. В целом габбро, даже в стороне от рудных тел, характеризуется повышенным содержанием апатита, очень часто приуроченного к крупным выделениям роговой обманки постмагматического типа. В апатите из габбро волковского типа (Кашин, 1948) фтор преобладает над хлором:  $\text{SiO}_2$  0,23%;  $\text{R}_2\text{O}_3$  0,02%;  $\text{MnO}$  0,08%;  $\text{MgO}$  0,09%;  $\text{CaO}$  54,56%;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  0,19%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  42,28%;  $\text{F}$  1,65%;  $\text{Cl}$  0,77%;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,43%;  $\text{H}_2\text{O}$  0,10%.

Содержание фосфора в слабо оруденелом габбро (среднее из 15 тыс. химических анализов, данные Тимохова, 1962) 0,7%, что соответствует около 4% апатита при 10% валового железа. Это в 6 раз выше средних содержаний фосфора и апатита в габбро по Дэли и другим авторам. В рудоносных телах, обогащенных ти-

таномagnetитом, среднее содержание фосфора еще выше; 1,6—1,7%, что отвечает 9—10% апатита. Намечается статистическая прямая линейная зависимость между содержаниями фосфора и железа: отношение их близко к 1:10, что наиболее четко выявляется в интервале содержаний железа 7—17%.

Запасы руд подсчитаны при среднем содержании  $P_2O_5$  3,9%. Учтены также и забалансовые запасы. Технологические исследования показали, что после извлечения сульфидов меди и таномagnetита из хвостов окажется рентабельным извлечение апатита (путем флотации). При испытаниях в промышленных условиях из руд получают апатитовый концентрат с содержанием  $P_2O_5$  33,4% при извлечении 63%. Промышленные испытания по переработке апатитового концентрата на простой суперфосфат дали положительные результаты. Большой объем добычи горной массы делает целесообразным попутное извлечение апатита.

## 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АНОРТОЗИТАХ И ГАББРО-АНОРТОЗИТАХ

### Формация апатит-гематит-ильменитовых руд

Стремигородское месторождение находится в Малинском районе Житомирской области Украинской ССР. Выявлено и разведано в 1954—1956 гг. Украинским геологическим управлением. В геологическом строении месторождения принимают участие докембрийские породы основного состава и осадочные образования третичного и четвертичного возраста (Коваленко, 1969). Рудоносно оливиновое габбро, залегающее среди габбро-анортозитов и лабрадоритов и представленное шширообразным телом, прослеженным в северо-западном направлении на 2—3 км. Рудное тело перекрыто песчано-глинистыми отложениями третичного и четвертичного возраста. Соотношение вскрышных пород и мощности полезной толщи составляет 1:1,2, что дает возможность разрабатывать месторождение открытым способом.

В пределах рудного тела выделены три зоны с постепенными взаимопереходами: первичных каолинов, выветрелых габбро и свежих габбро-норитов. Средняя мощность каолинов составляет 10,5 м, выветрелых габбро 15 м, мощность неветрелых габбро-норитов не установлена.

Основным полезным компонентом является ильменит, попутным — апатит, который находится в тесном сростании с ильменитом. Среднее содержание апатита изменяется от 20,9 до 68,3 кг/м<sup>3</sup>. При обогащении рудоносной породы из хвостов магнитной сепарации методом флотации в лабораторных условиях был получен концентрат с содержанием  $P_2O_5$  34—41%, при извлечении 60,0—66,5% от руды. Технологических испытаний руд в заводских условиях не производилось.

Гидрогеологические условия месторождения благоприятные.

Месторождение разведано скважинами колонкового бурения. На разведанной площади подсчитаны запасы апатита по кат. В<sub>1</sub>, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>.

**Кручининское месторождение**<sup>1</sup>. В Восточном Забайкалье, в некотором отдалении от докембрийской Сибирской платформы, изпод покрова палеозойских и мезо-кайнозойских отложений выступают разрозненные массивы основных и ультраосновных пород, по-видимому, также докембрийского возраста, но относящиеся к более молодому палеозойскому Саяно-Яблоновскому поясу — массивы Кручининский, Арсентьевский, Аленгуйский и др. (Малышев, 1957).

Кручининское месторождение открыто И. С. Валицкой в 1936 г. Расположено в среднем течении р. Кручина левого притока р. Ингоды. Здесь среди докембрийских гнейсов и различных кристаллических сланцев широко развиты средне- и верхнепалеозойские граниты, граносениты и сиениты с крупными (от 100 м<sup>2</sup> до 20 км<sup>2</sup>) массивами — ксенолитами основных пород. К наиболее крупному из них — Ангашанскому габбро-анортозитовому массиву и приурочено месторождение. Массив сложен двумя преобладающими типами пород — анортозитами и габбро-пироксенитами. Ильменитовое и титаномagnetитовое оруденение приурочено преимущественно к этим породам, проявляясь главным образом в виде вкрапленности в них. В рудах также обычно содержится апатит, вкрапленность которого наиболее интенсивна в пироксенитах.

Вкрапленные руды образуют линзы, приуроченные к горизонтам габбро и пироксенитов. В стратифицированном массиве основных пород эти линзы ориентированы строго параллельно первичной полосчатости.

Как известно (Вольфсон, Лукин, 1960), ориентировка в некоторых массивах либо в отдельных их частях не всегда выражена закономерным расположением главных породообразующих минералов, иногда она проявляется в ориентировке количественно подчиненных минералов, например апатита. Именно по ориентировке апатита О. Н. Белоусова и Н. А. Щербакова подметили первичную структуру течения в Кручининском массиве основных пород, несущем оруденение. Позже было выяснено, что здесь имеют ориентировку и другие призматические минералы, а также и рудные тела.

Апатит содержится преимущественно в оруденелых породах пироксенитового состава, слагающих основное рудное поле Кручининского месторождения, и в меньшей степени — в оруденелом полосчатом габбро. Апатит распределяется в рудах довольно равномерно, образуя вкрапленность в пироксене, оливине, магнетите и других рудных минералах (Бабкин, 1962). Значительно реже в рудах наблюдаются скопления апатита. В этом случае содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> 6—8% и более. Апатит постоянно ассоциирует с рудными ми-

<sup>1</sup> По материалам И. И. Малышева (1957), А. А. Арсеньева («Апатиты», 1968), Ф. Л. Смирнова («Апатиты», 1968) и других исследователей.

нералами и обычно образует гексагональные короткопризматические кристаллы с хорошей огранкой размером от 0,1 до 0,5 мм и редко больше.

Замещение апатита другими минералами не наблюдается. Апатит Кручининского месторождения содержит:  $P_2O_5$  42,2—42,4%; Ca, Mg — больше 1%; Fe, Si, Mn — от 0,1 до 1%; Al, Na — от 0,01 до 1%. Наиболее крупное ( $2,7 \times 1,0 \times 0,3$  км) выделение габбро-пироксенитов, сложенное нормальными среднезернистыми габбро с убогой, равномерной вкрапленностью ильменита, титаномагнетита и магнетита, включает линзовидные ( $1000—1500 \times 100—200$  м) руднопироксенитовые залежи с содержанием апатита до 3% и местами сливные титаномагнетитовые руды с 30% апатита. Нередко встречаются шширообразные включения и тонкие пропластки сплошного зернистого апатита. Содержание  $P_2O_5$  в рудах колеблется в пределах 3,32—4,67%.

В пироксенитовых рудах содержание  $P_2O_5$  достигает 6—8%.

Проведенными технологическими испытаниями руд установлена возможность получения апатитового концентрата с содержанием  $P_2O_5$  39%, при выходе 4—6% и извлечении 73—77%.

**Месторождения Северной Америки.** Титановые месторождения с апатитом, приуроченные к массивам анортозитов и габбро-анортозитов, известны в Канаде и США. В титанорудном поясе, окаймляющем Канадский кристаллический щит, примерами такого рода могут служить крупнейшее месторождение Лак-Тю и другие, в районе р. Св. Лаврентия, близ оз. Аллард, в Квебеке, Канада (Малышев, 1957; Philpotts, 1967), а также месторождения титановых руд в пределах США в Адирондакских горах (этот район — непосредственное юго-западное продолжение предыдущего).

Еще более характерным примером является второй титанорудный пояс Северной Америки, расположенный южнее, в некотором удалении от первого. В северо-восточной ветви пояса, в Аппалачских горах, известен ряд титанорудных месторождений с апатитом. Из них наибольший интерес представляют крупные месторождения в округах Нельсон и Амхерст (шт. Виргиния, США). Особенно примечательно месторождение Роузленд (округ Нельсон), известное с прошлого столетия.

В месторождении Роузленд руды связаны с анортозитовым массивом эллиптической формы, вытянутом в северо-восточном направлении. Длина массива около 20 км, максимальная ширина 4 км. Массив залегает согласно с вмещающими его гнейсами архея и относится к докембрию. Анортозиты массива сильно катаклазированы, редко встречаются участки, состоящие из неизмененного грубозернистого полевого шпата. Вблизи контакта массива с гнейсами наблюдается мигматизация и внедрение анортозита в виде линз. Апатит-титановые минералы присутствуют в двух типах рудопроявлений. Первый тип представлен мелковкрапленными зонами в анортозите; второй — жилообразными и дайкообразными телами так называемых нельсонитов, которые характерны тем, что в основном

состоят из рутила и апатита или из ильменита и апатита. Различаются следующие разновидности нельсонитов: рутил-нельсонит, ильменит-нельсонит, магнетит-нельсонит и габбро-нельсонит. Содержание апатита в нельсонитах достигает 10—35%.

Титановые минералы как в зонах вкрапленных руд, так и в жильобразных телах образовались из остаточного рудного расплава позднего анортозита. Они, как правило, не встречаются в некатаклизированных участках анортозита. В катаклизированных анортозитах развиты рутил, ильменит, сфен, биотит, мусковит, актинолит, тремолит и клиноцоизит, кварц. Иногда эти минералы образуют мелкие линзы и жилки, но обычно они образуют массу включений микроскопического размера внутри полевошпатовых зерен. Минерализация особенно широко распространена в зонах скалывания, которые служили питающими рудными каналами.

Рудная минерализация, как правило, сопровождается образованием более широкой зоны проявления автопневматолитических и гидротермальных минералов: актинолита, тремолита, серицита, мусковита, граната и клиноцоизита. Размеры нельсонитовых тел варьируют в широких пределах. По форме это преимущественно дайки и линзы длиной от нескольких десятков до 700 м, мощность от нескольких сантиметров до 20 м и иногда более. Встречаются раздувы и пережимы, местами, выклиниваясь, дайки образуют несколько ветвей. Дайки ориентированы в разных направлениях, преобладает северо-восточное простирание, ориентированное вдоль тела анортозитов. Обычные границы между дайкообразными телами нельсонита и анортозита резкие, но местами отмечаются и постепенные переходы, особенно в случае контакта рутил-нельсонита и анортозита.

Ильменит-нельсонит состоит преимущественно из ильменита и апатита и небольшого количества аксессуарных минералов. Представительная проба руды этого типа содержит (по весу) 64% ильменита, 27% апатита, 5% биотита, 4% актинолита. Однако указанные содержания минералов значительно варьируют в различных рудных телах и в отдельных участках одного и того же рудного тела. Руда имеет полосчатую текстуру. Местами, кроме перечисленных минералов, наблюдаются хлорит и кварц; на других участках встречается амфибол.

Рутил-нельсонит в большинстве линз и жил представляет плотную породу, состоящую из зерен рутила и апатита, со средним диаметром от 1 до 2 мм. В наиболее богатых участках наряду с рутилом встречается и ильменит. Рутил частично лейкоксенизирован, а по рутилу в ряде мест развивается и сфен. Размеры зерен рутила иногда достигают в диаметре 1 см.

Тела нельсонитов преимущественно группируются в краевой части массива анортозитов и вытянуты по его простиранию. Рутилсодержащая разновидность нельсонита распространена непосредственно в теле анортозита; ильменитсодержащая разновидность встречается как в теле анортозита, так и на контакте его

с гнейсами, а магнетит-нелсонит распространен только в окружающих гнейсах и не встречается в анортозите. В нелсонитах нередко встречаются небольшие ксенолиты анортозита, часть которого замещена вторичными минералами — альбитом, кварцем, амфиболом, биотитом, хлоритом, клиноцоизитом и др.

Вкрапленные зоны представлены мелкозернистыми сильно измененными андезином, кварцем, амфиболом, клиноцоизитом, мусковитом, измененным пироксеном, ильменитом — до 50% и апатитом — до 2%; иногда эти породы называются габбро-нелсонитами. Участки, богатые амфиболом, называются амфибол-нелсонитами. Для породы такого рода приводится следующий минеральный состав: зеленый амфибол 50%, куммингтонит 18%, апатит 18%, ильменит 13%, биотит 1%, немного кварца.

Месторождение разрабатывалось выборочно как титановое, в последнее время, на богатых участках — как апатитовое (Ross, 1941). К. Росс на основе детального изучения массива приходит к выводу о нескольких фазах внедрения в анортозиты остаточного жидкого раствора той же габброидной магмы. Он указывает, что титан и связанные с ним минералы являются результатом замещения, а не магматической сегрегации или пирогенетических процессов.

По вопросу о генезисе месторождений К. Росс присоединяется к Боуэну. Образование нелсонитовых тел и рудовкрапленных зон относится им к более поздним образованиям анортозитов. При этом железисто-магнезиальные линзы с ильменитом, по его мнению, образовались несколько раньше, за ними следовало образование ильменит-нелсонитов, еще позднее и несколько дальше от питающих каналов формировались тела рутил-нелсонитов, а также зоны вкрапленных руд рутила в анортозитах. Образование рудных тел и зон вкрапленных руд происходило, по мнению К. Росса, в трещинах скалывания путем замещения анортозитов рудными минералами и частично темноцветными силикатами из обогащенных железом, титаном, магнием, фосфором и фтором растворов с попутным образованием ряда вторичных минералов: хлорита, слюд, клиноцоизита и т. д.

## Глава V

### КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### *Общие сведения*

Месторождения апатитоносных карбонатитов, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород, начали разрабатываться во второй четверти нашего века.

Известно несколько крупных провинций распространения ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними карбонатитов (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская в СССР; Восточно-Африканская; Якупиранга в Бразилии; провинции Канады и США). В этих провинциях известны месторождения карбонатитов с запасами апатитосодержащих руд, позволяющими вести их промышленную разработку с получением апатитового концентрата.

Промышленные разработки апатитосодержащих руд ведутся на месторождениях: Луэш в Конго (Киншаса); Букусу, Сукулу в Уганде; Мбея в Танзании; Дорова в Южной Родезии; Лулекоп в Южно-Африканской Республике; Якупиранга в Бразилии. Запасы апатитосодержащих руд на наиболее крупных месторождениях карбонатитов достигают сотен миллионов тонн и даже 1 млрд. т. Среднее содержание  $P_2O_5$  в первичных рудах обычно составляет от 4—5 до 6—8% и 8—12% во вторичных рудах коры выветривания. На отдельных месторождениях среднее содержание  $P_2O_5$  в первичных рудах достигает 13—14% (Ессей, Сукулу).

Исследования последних лет в области геологии эндогенных фосфатных месторождений показали, что после уникальных Хибинских месторождений апатитоносные карбонатиты представляют наиболее перспективный промышленный тип месторождений апатита. Руды этих месторождений характеризуются сравнительно легкой обогатимостью, позволяющей получать 35—36%-ный апатитовый концентрат. Комплексный характер руд, содержащих наряду с апатитом железо, редкие металлы, флогопит, а также возможность разработки многих карбонатитовых месторождений открытым способом придает им большую ценность, открывая широкие перспективы для их промышленного использования. Мно-

гими советскими геологами (Л. С. Бородин, А. И. Гинзбург, Л. С. Егоров, А. А. Кухаренко, Л. Н. Леонтьев, М. П. Орлова, Л. К. Пожарицкая, А. А. Фролов, Е. М. Эпштейн и др.) достаточно глубоко изучены и разработаны вопросы геологии, петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов. Тем не менее вопросу их апатитоносности до настоящего времени не уделялось должного внимания. Апатит в них изучался лишь как попутный компонент и даже не учитывался при разработке кондиций. Анализ материалов по карбонатитовым месторождениям Советского Союза и зарубежным позволяет наметить основные закономерности в распределении и характере апатитового оруденения в карбонатитах.

В породах ультраосновной-щелочной формации апатит как акцессорный минерал встречается практически во всех дифференциатах и магматического, и метасоматического генезиса. Концентрации апатита, которые при благоприятных условиях могут иметь практическое значение, установлены в двух группах эндогенных пород (Глаголев, Эпштейн, «Апатиты», 1968):

а) концентрации апатита в силикатных и алюмосиликатных породах: пироксеновые, флогопит-роговообманково-полевошпатовые и нефелин-пироксеновые породы, слюдисто-роговообманковые, гранат-пироксеновые, мелилит-пироксеновые, мелилитовые породы, слюдиты и некоторые другие; к этой же группе следует отнести апатитовое оруденение в фенитах;

б) концентрации апатита в породах карбонатитового комплекса: форстерит-apatитовые и апатит-магнетитовые породы и собственно карбонатиты с апатитом.

Из различных дифференциатов ультраосновной-щелочной формации повышенные концентрации апатита установлены в ийолит-мельтейгитах.

А. А. Кухаренко и др. (1965) среди апатитоносных пород Карело-Кольской провинции выделяет три главных типа, перечисленные в порядке последовательности их возникновения: 1) флогопит-apatит-форстеритовые (с той или иной примесью магнетита); 2) флогопит-apatит-магнетитовые (с переменным содержанием кальцита); 3) флогопит-магнетит-кальцитовые породы (с апатитом), являющиеся переходным звеном между рудами и карбонатитами.

В ряде случаев выделяются также существенно апатитовые породы (с примесью форстерита, магнетита, флогопита, кальцита), возникающие одновременно с флогопит-магнетит-кальцитовыми при локальном повышении концентрации  $P_2O_5$  в растворах. Для Маймеча-Котуйской провинции, по данным Л. С. Егорова («Апатиты», 1968), наиболее перспективными апатитовыми рудами являются: 1) кальцитовые и доломитовые карбонатиты, 2) магнетит-apatитовые породы и 3) карбонат-apatитовые брекчии.

А. А. Глаголев и Е. М. Эпштейн, изучая массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатиты, развитые в СССР, намечают

следующие типы комплексных эндогенных апатитовых месторождений, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов:

I тип — апатит-флогопитовый (Гули, Одихинча, Ковдор и др.),

II тип — апатит-магнетитовый (Ковдор, Арбарастах),

III тип — апатит-редкометалльный с гатчеттолитом, пирохлором, бадделейтом (Сибирь). Соответственно, выделены три одноименные апатитоносные рудные формации.

Ниже приводится описание наиболее типичных апатитоносных карбонатитовых месторождений и более краткие характеристики некоторых менее значительных месторождений и апатитопоявлений СССР и зарубежных стран.

## **Месторождения СССР**

### **Формация апатит-флогопитовых руд**

#### *Маймеча-Котуйская провинция*

Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных-щелочных пород расположена на северо-западе Сибирской платформы и по своему структурному положению относится к провинциям ультраосновных и щелочных пород, располагающимся по окраинам древних платформ. Маймеча-котуйский магматический комплекс, по данным Е. Л. Бутаковой, Л. С. Егорова (1962), сформировался в позднепермское — раннетриасовое время и характеризуется максимальной полнотой, включая эффузивы (нефелиновые базальты и др.), жильные образования (силлы, дайки, штоки и трубки взрыва) и сложные интрузии центрального типа. Все они приурочены к системам глубинных разломов меридионального и почти широтного плана.

Массивы ультраосновных и щелочных пород приурочены к местам пересечения глубинных дизъюнктивных зон. Всего здесь известно более двух десятков таких интрузий: от сверхкрупного Гулинского плутона (2000 км<sup>2</sup>) до мелких интрузивных тел площадью 1—2 км<sup>2</sup>. Почти все интрузии многофазные. В строении их принимают участие широко варьирующие по своей относительной роли следующие главные группы магматических пород (от древних к молодым): 1) оливиниты и перидотиты; 2) турьяиты и другие зернистые мелилитовые породы; 3) якупирангиты, мельтейгиты, оливиновые меланефелиниты и другие меланократовые щелочные породы; 4) ийолиты; 5) нефелиновые и щелочные сиениты; 6) карбонатиты и существенно апатитовые породы.

Апатит в тех или иных количествах установлен практически во всех интрузивных породах Маймеча-Котуйской провинции. Повышенные его скопления наблюдаются в некоторых метасоматитах: апомелилитовых породах, продуктах экзоконтактового образования кварцитов—твейтозитах. Перспективны концентрации апатита, связанные с карбонатитами.

**Гулинское месторождение.** Гулинский массив ультраосновных щелочных пород расположен на северной окраине Сибирской платформы в зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой и Хатангской впадиной. В плане массив имеет эллипсовидную форму, он залегает среди нижнетриасовых эффузивов трапповой формации и по сравнению с ними представляет более молодое образование. В формировании массива намечаются четыре этапа магматической и два этапа пневматолито-гидротермальной деятельности (Егоров и др., 1961; Эпштейн, 1959; Эпштейн и др., 1961):

I магматический этап — внедрение кольцевой интрузии дунит-перидотитов и затем рудных перидотитов и пироксенитов;

II магматический этап — образование щелочно-ультраосновных пород;

III магматический этап — появление пород ийолит-мельтейгитового ряда, приуроченных к полукольцевому разлому;

IV магматический этап — серия крутопадающих дайкообразных тел щелочных и нефелиновых сиенитов, приуроченных главным образом к тому же полукольцевому разлому.

I пневматолито-гидротермальный этап начался еще в конце образования ийолит-мельтейгитов и завершился после внедрения щелочных и нефелиновых сиенитов; образование мощных зон метасоматических существенно силикатных пород, тяготеющих к внутренним экзоконтактам ийолит-мельтейгитовых тел;

II пневматолито-гидротермальный этап — образование карбонатитов двумя столбообразными телами в центральной части массива.

Интерес представляют скопления апатита в некоторых метасоматитах Гулинского плутона (Егоров, «Апатиты», 1968). Таковы прежде всего апомелилитовые породы<sup>1</sup>. Эти породы, вмещающие флогопитовые руды, представлены двумя перемежающимися разновидностями: везувиан-воластонит-кальцит-диопсидовой и нефелин-кальцит-диопсидовой. Обе разновидности в равной мере насыщены гнездами флогопита, меланита, апатита, перовскита и титаномагнетита.

Площадь флогопитоносных апомелилитовых пород, обогащенных апатитом, составляет 0,04 км<sup>2</sup>, содержание его неравномерное (среднее 5—10%). Встречаются гнезда и жилкообразные тела мощностью 0,2—1 м и протяженностью до нескольких десятков метров, в которых количество апатита достигает 50—60%.

Наиболее перспективны в отношении апатита породы карбонатитовой серии. Они образуют два овальных в плане штокообразных тела (сечением 1×3 и 1,8×2,7 км), приуроченных почти к центру массива. Карбонатиты различаются по составу (кальцитовые и более молодые доломитовые) и структуре (мелко- и круп-

<sup>1</sup> Е. М. Эпштейн относит эти породы к группе так называемых автореакционных скарнов (Эпштейн и др., 1961).

нозернистые). Количество апатита в карбонатитах обычно 5—10%. Значительные скопления апатита приурочены к кальцитовым, реже к доломитовым карбонатитам (Глаголев, Эпштейн, «Апатиты», 1968).

Сходными особенностями характеризуется апатитоносность массива Одихинча и др.

## Формация апатит-магнетитовых руд

### *Карело-Кольская провинция*

Палеозойский комплекс щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова и Северной Карелии принадлежит к Фенноскандинавской щелочной провинции. Исследования советских геологов (Кухаренко и др., 1965; Волотовская, 1957, 1958 и др.) показали, что интрузии платформенного типа широко представлены в советской части Фенноскандии, где проявления щелочно-ультраосновного и щелочного магматизма зафиксированы во многих районах Кольского полуострова и Северной Карелии. Они приурочены здесь к определенным тектоническим зонам и возникли в результате длительной эволюции продуктов магматизма, сопряженной с перестройкой тектонических структур, прогрессирующей их консолидацией и формированием жесткого массива платформ.

Кольский полуостров и прилегающая к нему Северная Карелия являются частью Балтийского щита и сложены глубокометаморфизованными архейскими породами, которым подчинены более молодые протерозойские и палеозойские образования (Кухаренко и др., 1965).

**Ковдорский массив.** Массив находится в юго-западной части Кольского полуострова<sup>1</sup>. Площадь массива 37,5 км<sup>2</sup>. Массив представляет собой интрузию ультраосновных и щелочных пород, залегающую в толще гнейсов и гранито-гнейсов архея. Центральная часть сложена ультраосновными породами (оливинитами, перидотитами, пироксенитами), периферическая — щелочными (ийолитами, мельтейгитами, якупирангитами) (рис. 22).

Щелочные породы представлены преимущественно ийолитами, мельтейгитами и нефелиновыми пироксенитами. Породы ийолит-мельтейгитовой серии, по Н. А. Волотовской (1958), образуют коническую интрузию, которая окружает центральный массив ультраосновных пород. В размещении щелочных пород наблюдается некоторая зональность. Во внешней зоне преимущественно развиты мезо- и меланократовые разности (мелкозернистые ийолит-мельтейгиты и отчасти нефелиновые пироксениты). Во внутренней зоне распространены лейкократовые разности — ийолиты, ийолит-уртиты и уртиты, отличающиеся крупнозернистым сложением.

<sup>1</sup> По данным Н. А. Волотовской (1958), О. М. Римской-Корсаковой (1965; «Апатиты», 1968) и др.

нием. Чаще эти породы связаны со щелочными породами краевой зоны постепенными переходами, но иногда они наблюдаются в мелкозернистых мельтейгитах в виде жил.

К контакту ультраосновных и щелочных пород на западе, севере и востоке приурочены турьяиты, существенно меллилитовые

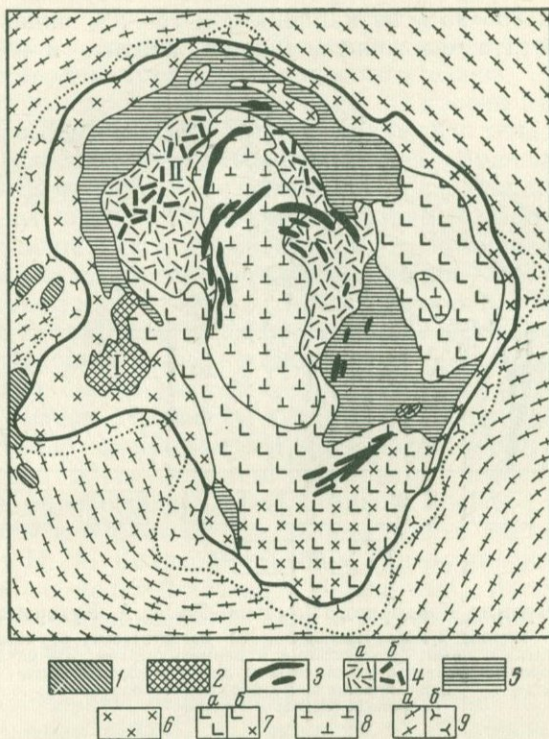


Рис. 22. Схема геологического строения Ковдорского массива. По О. М. Римской-Корсаковой («Апатиты», 1968)

1 — карбонатиты, 2 — апатит-форстеритовые породы и магнетитовые руды, 3 — дайки ийолитов и полевошпатовых ийолитов, 4 — флогопит-диопсид-оливиновые породы (а — средне- и крупнозернистые, б — пегматоидные), 5 — меллилитовые и монтичеллитовые породы, 6 — ийолиты и мельтейгиты, 7 — пироксениты (а) и щелочные пироксениты (б), 8 — оливиниты, 9 — вмещающие породы (а — гранито-гнейсы, б — фениты): I — апатит-магнетитовое месторождение, II — северо-западный участок флогопитового месторождения

породы, образующие неправильное прерывистое полукольцо с крутым падением к центру массива. Ряд других, более мелких жилообразных и линзовидных, тел турьяитов залегает среди щелочных пород периферической зоны и оливинитов центрального ядра. Турьяиты приурочены к системе концентрических конических трещин, круто падающих к центру массива (рис. 23).

Породы «рудного комплекса» приурочены к контакту между ийолитами и пироксенитами. Они представлены главным образом апатит-оливиновыми породами и апатит-магнетитовыми рудами.

Весь комплекс пород и руд Ковдорского массива, различные члены контактной фенитовой серии, а также вмещающие гнейсы и гранито-гнейсы прорваны карбонатитами — светлыми породами, состоящими на 85—95% из карбоната и 15—5% аксессуарных минералов: магнетита, флогопита, слюдки, апатита и изредка форстерита.

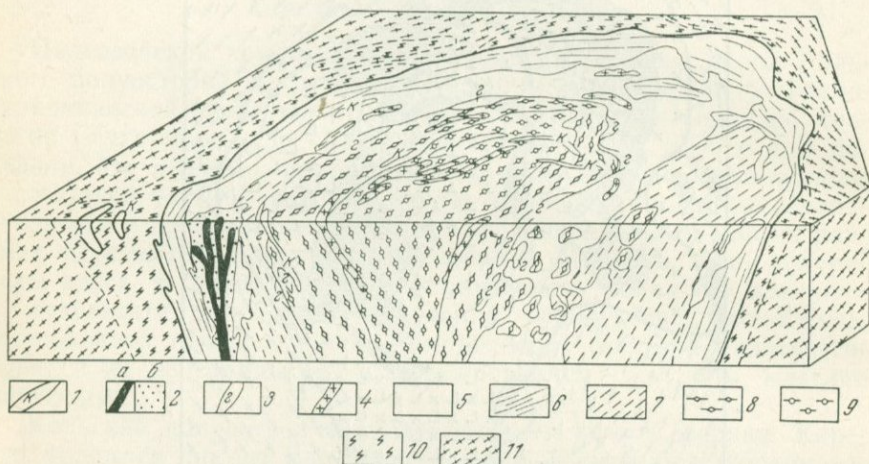


Рис. 23. Блок-диаграмма Ковдорского массива. По А. А. Кухаренко и др., 1965  
 1 — карбонатиты; 2 — породы рудного комплекса: а) магнетитовые, б) апатит-форстеритовые; 3 — гидротермальные жилы, флогопитовые и вермикулитовые; 4 — ийолиты; 5 — автометасоматические породы: турьянты, меллититы и др.; 6 — породы ийолит-мельтейгитовой серии; 7 — пироксениты; 8 — оливин-пироксеновые породы; 9 — оливиниты; 10 — фениты; 11 — гранито-гнейсы и гнейсы

Карбонатиты представлены несколькими разновидностями: кальцитовыми, доломитовыми (реже) и доломит-кальцитовыми. Наиболее крупные тела кальцитовых карбонатитов (протяженностью до 100—500 м) располагаются среди фенитизированных гнейсов. Жилы и линзы кальцитовых карбонатитов залегают в оливинитах центральной части массива и в щелочных породах краевой зоны. Они приурочены к системе кулисных трещин, образующих коническую зону, падающую полого к центру массива. Доломитовые карбонатиты развиты преимущественно на территории железорудного месторождения. Жилы доломитовых карбонатитов, ориентированные главным образом в северо-восточном направлении, секут породы рудного комплекса, кальцитовые и доломитовые карбонатиты.

Согласно Н. А. Волотовской (1958) карбонатиты имеют гидротермальное происхождение. Другие исследователи (Римская-Корсакова, 1965 и др.) также отмечают, что карбонатиты массива

в большинстве своем представляют метасоматические образования, возникшие в процессе карбонатизации пироксенитов, ийолит-мельтейгитов, магнетитовых руд, а в ряде случаев образовались путем заполнения трещин во вмещающих породах.

К наиболее поздним образованиям Ковдорского массива относятся жилы нефелиновых и канкринитовых сиенитов. Предположительно (Волотовская, 1957) эти жилы генетически связаны с нефелиновыми сиенитами Малого массива, расположенного в 800 м к северо-востоку от Ковдорского массива.

Таким образом, Большой Ковдорский массив представляет собой сложное интрузивное тело центрального типа, сформировавшееся в несколько последовательных фаз. Вначале по разлому в толще гнейсов и гранито-гнейсов архея внедрилась ультраосновная магма, давшая начало ультраосновным породам — оливинитам центральной части массива, затем сформировались пироксениты, образующие внутреннюю кольцевую зону. После застывания ультраосновных пород, по контакту между ними и вмещающими гнейсами и гранито-гнейсами прошел конический разлом, открывший путь щелочной магме, в результате чего образовался сложный комплекс пород ийолит-мельтейгитовой серии, распадающийся на несколько подфаз: сначала кристаллизовались мезо- и меланократовые члены — мелкозернистые мельтейгиты и ийолиты краевой части массива; затем произошло внедрение новой порции магмы, образовавшей лейкократовые средне- и крупнозернистые ийолиты и ийолит-уртиты во внутренней части щелочной интрузии. По Н. А. Волотовской, они обнаруживают интрузивные соотношения с мельтейгитами и ийолитами. В третью подфазу в оливинитах и пироксенитах ядра и щелочных породах периферической зоны массива образовались жилы ийолита и ийолит-мельтейгита.

Самостоятельную фазу внедрения, согласно Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимову (1946), а также Н. А. Волотовской, образуют турьяиты. Возрастное положение турьяитов, по Н. А. Волотовской, устанавливается по присутствию в них ксенолитов ийолита и мельтейгита и по наличию отдельных их жил в ультраосновных и щелочных породах. Согласно другим исследователям (Куплетский, 1948), турьяиты возникли как результат воздействия щелочной интрузии на оливиниты и пироксениты, как результат их интенсивного метасоматического изменения.

Следующую фазу формирования массива отражает образование железорудного месторождения. Еще более позднюю фазу характеризуют тела карбонатитов.

**Ено-Ковдорское месторождение.** Ено-Ковдорское апатит-магнетитовое месторождение расположено в юго-западной части Ковдорского массива. Рекой Ковдора оно разделено на два участка: Северный и Южный. Месторождение приурочено к приконтактной полосе пород между ийолитами и пироксенитами и контролируется мощной вертикальной зоной разлома меридионального

простирается, которая в южной части прошла в основном в щелочных породах, а в северной — в пироксенитах центрального ядра. В связи с этим железорудный комплекс представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело длиной 1,3 км и шириной до 0,8 км. Контакты его с вмещающими породами неясны.

Сложное тело месторождения сформировалось в несколько подфаз. В первую — зона разлома была заполнена своеобразной ультраосновной магмой, давшей начало мелкозернистым оливиновым, апатит-оливиновым и слюдяно-оливиновым породам. После застывания этой магмы по системе крутопадающих трещин началось периодическое поступление рудного материала, образовавшего ряд рудных жил и линзовидных тел. Контакты между магнетитовыми рудами различного типа и вмещающими существенно оливиновыми породами резкие.

Согласно Н. А. Вологовской в результате петрографического изучения установлен позднемагматический характер магнетита, образование которого связано с кристаллизацией остаточной рудной магмы. В связи с этим она считает, что формирование месторождения шло путем многократного периодического поступления рудного материала в систему трещин в мелкозернистых существенно оливиновых породах. Образование магнетитовых руд различного типа, по-видимому, связано с кристаллизацией остаточного рудного материала, отделившегося от силикатной части магмы в результате длительного и сложного процесса магматической дифференциации.

Геофизическими работами залежь прослежена на глубину 500 м. Рудная зона характеризуется сложным строением, которое отражает многофазную историю ее формирования. Краевые части рудной зоны сложены апатит-форстеритовыми, форстеритовыми и флогопит-apatит-форстеритовыми породами. Реликты этих пород встречаются среди магнетитовых руд. Это мелкозернистые светлосерые породы, состоящие в основном из форстерита. Между зернами и правильными кристаллами форстерита располагаются мелкие изометричные зерна апатита, содержание которого колеблется от 1—2 до 15—20%. В виде примеси присутствует магнетит, образующий тонкую вкрапленность, скопления и жилки. В описываемых породах участками развит флогопит, главным образом мелкочешуйчатый, зеленый, образующий гнездообразные скопления до 20—30 см в поперечнике. Из других минералов встречаются шпинель, баделлит, пирротин и пирит. Вторичные минералы: франколит, коллинсит, серпентин, кольскит, хлорит, клиногумит, кальцит, доломит и др.

Среди апатит-форстеритовых пород размещаются магнетитовые руды, неоднородные по составу и сложенности. Они представляют собой апатит-форстеритовые породы, пронизанные многочисленными магнетитовыми жилами и прожилками, то ветвящимися и пересекающимися друг друга, то располагающимися субпарал-

лельно с образованием зон полосчатой руды. Как жилы, так и зоны полосчатых руд имеют преимущественно крутое падение и чаще всего ориентированы параллельно контактам рудного тела с вмещающими породами. На месторождении распространены также существенно апатитовые породы — магнетит-apatитовые, кальцит-apatитовые и др. Однако количество их незначительно. Они состоят в основном из апатита (до 90%) и небольшого количества кальцита. В качестве акцессорного минерала присутствует бадделейт; часто встречаются реликтовые — форстерит, магнетит и флогопит.

Магнетитовые руды и апатит-форстеритовые породы в поверхностной зоне до глубины 50—60 м дезинтегрированы и изменены. Здесь развиты вторичные франколит, вермикулит, гидроокислы железа и другие минералы. Особенно интенсивно эти процессы проявились на Южном участке, где в зоне дробления северо-восточного простирания распространены тела штаффелитовых (франколитовых) брекчий. В них обломки апатит-форстерит-магнетитовых и других пород сцементированы скрытокристаллическими выделениями и натечными почковидными агрегатами франколита. Аналогичные образования отмечаются и в других местах. Возникновение франколита связывается с разрушением апатита и переотложением фосфата кальция углекислыми грунтовыми (реже гидротермальными) растворами.

По минеральному составу выделяются два основных типа руд.

1. Руды, состоящие в основном из форстерита, магнетита, апатита и флогопита. В зависимости от количественных соотношений минералов в этом типе различаются следующие разновидности руд: апатит-форстерит-магнетитовые (наиболее распространенные), форстерит-магнетитовые, флогопит-apatит-магнетитовые и флогопит-магнетитовые.

2. Руды, в которых наряду с форстеритом, апатитом, магнетитом и флогопитом существенную роль играет кальцит (реже доломит). Среди них различаются апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые (наиболее распространенные), форстерит-кальцит-магнетитовые, кальцит-apatит-форстерит-флогопит-магнетитовые, апатит-кальцит-доломит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые.

Кроме основных типов руд на месторождении вдоль дезинтегрированных зон развиты руды, содержащие франколит, гидроокислы железа и другие минералы.

К балансовым рудам (по магнетиту) относятся руды, содержащие железа более 20%. Содержание  $P_2O_5$  в отдельных пробах колеблется от 2—3 до 11—13%, ср. по месторождению 7,3%. В забалансовых рудах, а также во вмещающих апатит-форстеритовых породах содержания  $P_2O_5$  аналогичны. Таким образом, как фосфатное сырье наряду с балансовыми интерес представляют и забалансовые руды и существенно апатитовые породы. Основные запасы руд сосредоточены на Южном участке. Буровыми скважинами залежь подсечена здесь на 300 м. Оработка участка ве-

дется открытым способом. Бедные руды свозятся в рудный отвал отдельно от отвала пустой породы, что сохраняет возможность их дальнейшего использования.

Руды трудно обогащаются из-за близкой флотоактивности апатита и других нерудных минералов (Павлова, 1965). Наличие в рудах большого количества кальцита, одинаково флотирующегося с апатитом, не позволяет получать богатый апатитовый концентрат, отвечающий кондициям на суперфосфат. Апатитовый концентрат целесообразно получать из хвостов магнитной сепарации. При среднем содержании в руде 30% Fe и 3% P содержание  $P_2O_5$  в хвостах находится в пределах 11—12%. При флотации хвостов из различных проб в лабораторных условиях были получены апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  от 32 до 35% при выходах 27—18,8% и извлечении  $P_2O_5$  в концентрат 93—66%.

### *Маймеча-Котуйская провинция*

**Ессейское месторождение.** Находится на севере Красноярского края в северной части Средне-Сибирского плоскогорья на водоразделе р. Туколан и оз. Ессей и приурочено к многофазной интрузии щелочно-ультраосновного состава.

Вмещающими породами являются карбонатные отложения ордовика и силура, слои которых возле интрузии дислоцированы и круто падают в сторону от массива, образуя куполовидную структуру. Наиболее древние магматические породы — долериты, слагающие силлы и дайки; позднее происходило внедрение интрузий центрального типа, сложенных оливинитами, породами мельтейгит-якупирангитовой серии, магнетит-apatитовыми породами и карбонатитами.

По материалам Г. И. Поршнева и В. З. Шуваловой (Егоров, «Апатиты», 1968) Ессейская интрузия площадью 13 км<sup>2</sup> имеет концентрическое строение (рис. 24). Форма интрузии в эрозионном срезе округлая, несколько вытянутая в меридиональном направлении. Центральная часть (2 км<sup>2</sup>) сложена карбонатитами, в ядре которых располагаются три изометричных в плане тела апатит-магнетитовых пород общей площадью 0,12 км<sup>2</sup>. Карбонатиты окружены кольцом магнетит-apatитовых пород шириной 150—500 м, причем максимальная ширина наблюдается в его северо-восточной части. Среди магнетит-apatитовых пород встречаются линзообразные тела карбонатитов размером 70—150, 100×400 м. В северной части кольца магнетит-apatитовых пород располагаются тела мельтейгитов и оливинитов размером 60×150, 100×100 м. Краевая часть интрузии сложена карбонатитами, образующими кольцо шириной от 100 до 1000 м, в северной части которого наблюдается тело мельтейгитов размером 0,7×1,2 км с мелкими ксенолитами оливинитов. Устанавливается следующая последовательность формирования интрузии от более древних пород к более молодым: 1) оливиниты и перидотиты, 2) мельтей-

гиты и якупирангиты, 3) апатит-магнетитовые породы, 4) карбонатиты, сформировавшиеся также в несколько этапов.

Начальный этап в формировании карбонатитов проявился в возникновении штокообразного тела доломитовых карбонатитов, а последующие — в интенсивном их метасоматическом преобразовании с образованием доломит-кальцитовых и кальцитовых разновидностей. Доломитовые карбонатиты являются более молодыми. Вмещающие осадочные породы в результате метасоматоза превращены в флогопит-пироксеновые и амфибол-скаполитовые породы, фенитизированные песчаники и твейтозиты.

Суммарная площадь, занимаемая магнетит-apatитовыми породами в современном эрозийном срезе массива, достигает 2,7 км<sup>2</sup>. Контакты их с вмещающими карбонатитами (судя по геофизическим данным и редким горным выработкам) — резко крутые до вертикальных. В экзоконтактах магнетитовые породы и в меньшей степени карбонатиты иногда тектонически нарушены, мионитизированы и гидротермально изменены.

По текстурно-структурным признакам магнетит-apatитовые породы можно разделить на следующие разновидности; а) преимущественно массивные магнетит-apatитовые породы, б) преимущественно полосчатые магнетит-apatитовые породы, в) брекчии магнетит-apatитовых пород.

Большую часть площади занимает первая разновидность, местами в результате изменений превращенная в штаффелитовые агрегаты. Минеральный состав этих пород: апатит 25—70%, магнетит и гидроокислы железа 25—55%, бадделейт — до 1%, штаффелит 1—10%, опал 1—5%, карбонат 1—50%, флогопит 1—30%, амфибол 0—50%, оливин и серпентин — единичные зерна. Минеральный состав полосчатых разновидностей: апатит 50—95%, магнетит и гидроокислы железа 0—10%, штаффелит 1—10%, карбонаты 0—20%, опал до 5%, сульфиды — ед. зерна. Минеральный состав гидротермально измененных магнетит-apatитовых пород: опал 5—80%, штаффелит 10—90%, рудный минерал 1—10%, гидроокислы железа 0—70%, апатит (карбонат-apatит) 0—30%, флогопит — ед. зерна.

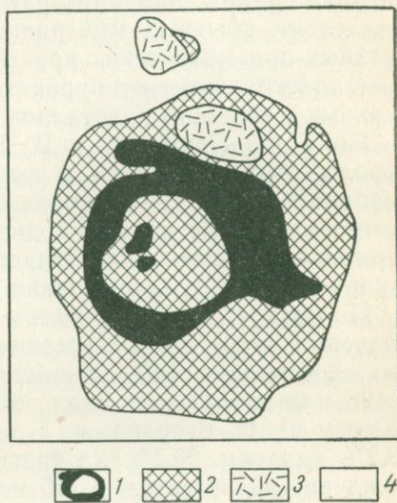


Рис. 24. Схема геологического строения интрузии Есей. По Г. И. Поршневу и В. З. Шуваловой, 1965 г. (Егоров, «Апатиты», 1968)

1 — магнетит-apatитовые породы; 2 — карбонатиты; 3 — якупирангиты-мельтейгиты с включениями оливинитов; 4 — нерасчлененные отложения силура и ордовика (известняки и доломиты).

Для апатита из магнетит-апатитовых пород характерно обилие газовых и минеральных включений. По зернам апатита развивается игольчатый или мелкозернистый штаффелит. Карбонат-апатит наблюдается в виде каемок или скоплений прозрачных, бесцветных зерен, развивающихся по апатиту. Иногда карбонат-апатит окрашивается в желто-бурые тона гидроокислами железа и замещается микрозернистым слабо двупреломляющимся штаффелитом и апалом. Магнетит располагается между зернами апатита. Бадделейт, обычный минерал этих пород, встречается в виде отдельных призматических кристаллов буроватого цвета с характерным плеохроизмом от буроватого до бесцветного или в виде отдельных скоплений кристаллов.

По Г. И. Поршневу и В. З. Шуваловой апатит-магнетитовые породы сформировались в результате интенсивного метасоматоза карбонатитов по концентрическим трещинам. В свою очередь магнетит-апатитовые породы подверглись низкотемпературным гидротермальным изменениям, главным образом в зонах контакта их с карбонатитами, с образованием штаффелитовых пород.

По предварительным подсчетам (на основании 11 анализов бороздовых проб) ср. содержание  $P_2O_5$  в магнетит-апатитовых породах составляет 14% с общими запасами по месторождению в 128 млн. т  $P_2O_5$  или около 900 млн. т руды. По более поздним данным Л. С. Егорова и Г. И. Поршнева ср. содержание  $P_2O_5$  19,2% (максим. 26,2%), а прогнозные геологические запасы месторождения оцениваются в 175 млн. т  $P_2O_5$ .

Магнетит-апатитовые руды и карбонат-апатитовые брекчии известны во многих интрузиях Маймеча-Котуйской провинции. Крупный выход карбонат-апатитовых брекчий обнаружен в интрузии Брасс, в поле развития мельтейгитовых пород (Егоров, «Апатиты», 1968). В Гулинской интрузии несколько тел карбонат-апатитовых брекчий в форме диатрем (диаметром 0,1—0,3 км) прорывают кальцитовые карбонатиты (Эпштейн, 1959); апатитоносное тело типа трубки взрыва (60×180 м) выявлено Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной в районе интрузии Далбыха в доломитах кембрия.

## Формация апатит-редкометалльных руд

### *Восточно-Саянская провинция*

Восточно-Саянская провинция находится на юго-западной окраине Сибирской платформы, на самом ее краю, вдоль краевого шва платформы. Массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами приурочены здесь к зоне пограничных разломов северо-западного простирания, отделяющих платформу от области завершенной складчатости (Кононова, «Апатиты», 1968). Образование интрузивных массивов произошло в среднем палеозое в условиях жестких консолидированных структур.

Ультраосновные и щелочные породы образуют типичные плутоны центрального типа, внедрившиеся в местах пересечения крупных разломов северо-западного простирания с более мелкими поперечными нарушениями.

В пределах провинции известно четыре массива ультраосновных-щелочных пород: Большой Саянский, Малый Саянский, Большешетагинский и Жидойский. Массивы представляют собой круто и вертикально залегающие плутоны центрального типа трубообразной формы с овальной или округлой формой горизонтального сечения на современном эрозионном уровне. Площадь выхода их на поверхность от 3 до 20 км (Фролов, «Апатиты», 1968). Каждый массив имеет свои специфические черты геологического строения и вещественного состава, что обусловлено различным эрозионным срезом, тектоническими и геохимическими особенностями формирования. В связи с этими особенностями различна и степень их апатитоносности.

Массивы имеют концентрически-зональное строение и вытянуты в северо-западном направлении согласно простиранию рудоуправляющего разлома. Все массивы являются многофазными. В их сложении принимают участие следующие главные группы пород (от древних к молодым): пироксениты, нефелин-пироксеновые породы и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, микроклинизированные ийолиты, пикритовые порфириты и карбонатиты. Наиболее богато апатитом Большое Саянское месторождение.

**Большое Саянское месторождение.** Вмещающие породы представлены верхнепротерозойскими сланцами, песчаниками и конгломератами, смятыми в антиклинальную складку северо-западного простирания и прорванную согласными дайками габбро-диабазов.

Комплекс ультраосновных-щелочных пород слагает крупное трубчатое тело, имеющее в плане форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении, и характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными разломами и трещинами (рис. 25). В строении комплекса участвуют следующие образования (от ранних к поздним): пироксениты, породы мельтейгит-ийолит-уртитового ряда, нефелиновые сиениты, пикритовые порфириты и их брекчии, безрудные кальцитовые карбонатиты, рудные (пироксеновые) апатитоносные кальцитовые карбонатиты и рудные апатитоносные анкеритовые и доломитовые карбонатиты.

Пироксениты сохранились в виде небольших неправильной формы тел среди ийолитов и мельтейгитов в южной части массива. Породы мельтейгит-ийолит-уртитового ряда слагают полосу шириной 1—2 км, имеющую форму незамкнутого кольца и целый ряд останцов среди карбонатитов. По мнению Ю. Б. Лавренева и Л. К. Пожарицкой (1960), породы этого ряда являются продуктами нефелинизации пироксенитов и характеризуются постепенными переходами к последним. Нефелиновые сиениты распространены в южной части комплекса, где они слагают дайкоподобные тела мощностью до 50 м и протяженностью до 500 м, ориентиро-

ванные параллельно контакту массива с вмещающими породами. Пикритовые порфиры наблюдаются главным образом в пределах карбонатитового ядра и реже слагают отдельные дайки в ийолитах. Безрудные кальцитовые карбонатиты слагают основную часть карбонатитового ядра и большинства жил, составляющих

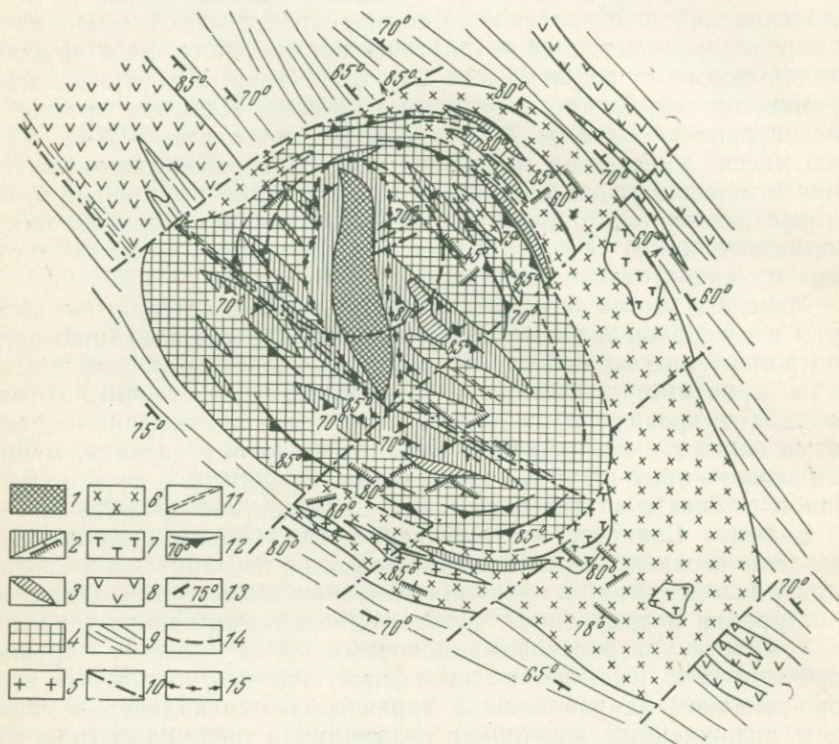


Рис. 25. Схема геологического строения массива щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов (Фролов, «Апатиты», 1968)

1 — анкеритовые карбонатиты крупно- и мелкозернистые; 2 — амфибол-кальцитовые мелкозернистые карбонатиты; 3 — форстерит-диопсид-кальцитовые пегматоидные карбонатиты; 4 — авгит-биотит-кальцитовые крупнозернистые карбонатиты; 5 — нефелиновые и щелочные сиениты; 6 — ийолиты; 7 — мельтейгиты; 8 — габбро-диабазы; 9 — сланцы и песчаники; 10 — тектонические нарушения; 11 — зоны расслаивания; 12 — полосчатость карбонатитов; 13 — элементы залегания сланцеватости — слоистости; 14 — площадь распространения останцов пикритовых порфиритов и их брекчий; 15 — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатитов

вокруг него кольцевую жильную зону. Эти карбонатиты характеризуются крупнозернистой структурой и сложены кальцитом (80—90% породы), пироксеном, биотитом, апатитом, титаномагнетитом.

Апатитоносные кальцитовые карбонатиты образуют в пределах карбонатитового ядра ряд крупных зон северо-западного и реже северо-восточного простирания с крутым падением, а также целую серию маломощных жил (0,2—0,5 м) того же направления как среди безрудных кальцитовых карбонатитов, так и во вмещающих

их ийолит-мельтейгитах. Рудные кальцитовые карбонатиты обладают в основном мелкозернистой структурой и полосчатым сложением. Они сложены кальцитом, актинолитом, флогопитом, апатитом, магнетитом и пирохлором. Анкеритовые карбонатиты представлены в северной части комплекса крупным меридиональным телом и системой жильных тел меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. В них наблюдается прожилково-вкрапленная минерализация, представленная сфалеритом, галени- том, марказитом, апатитом и другими минералами.

Согласно Л. К. Пожарицкой (1960, 1962) развитие карбонатитов происходило в четыре стадии, разделенные этапами деформации. Каждая стадия карбонатитового процесса характеризуется образованием определенных ассоциаций петрогенных и рудных мик- роров.

В первую стадию образуются крупнозернистые кальцитовые карбонатиты с устойчивой парагенетической ассоциацией каль- цит + авгит + дизаналит-форстерит + биотит + магнетит + апатит. Эти карбонатиты не несут тантало-ниобиевой минерализации. Во вто- рую стадию образуются кальцитовые карбонатиты с диопсидом, форстеритом, флогопитом, магнетитом, апатитом, большим коли- чеством ниобиевых минералов и бадделеитом. В третью стадию формируются мелкозернистые кальцитовые карбонатиты. Пара- генетическая ассоциация карбонатитов третьей стадии — кальцит (доломит) + щелочной амфибол + флогопит + магнетит + апатит. Присутствуют пирохлор, циркон, ильменит, рутил. В четвертую стадию образуются анкеритовые карбонатиты с сидеритом, каль- цитом, гидрослюдами, крокидолитом, эгирином, альбитом; кроме того, в них присутствуют пирохлор, колумбит, флюорит, барит, кварц и др.

В результате изучения трещинной тектоники А. А. Фролов (1962) пришел к выводу о длительном и многоэтапном процессе формирования массива, сопровождавшемся последовательной сме- ной плана деформации. С этим связано сложное строение мас- сива, в котором ранние кольцевые элементы структуры затуше- ваны более поздними линейными.

В процессе развития структуры комплекса щелочных-ультра- основных пород и карбонатитов наблюдается смена существенно плоской деформации объемной деформацией с вертикально ориен- тированной малой осью и позже снова существенно плоской де- формацией с почти горизонтально ориентированными осями сжа- тия и растяжения. Объемная деформация во времени связана с по- следовательным внедрением магматических расплавов (пироксе- нитов, нефелиновых сиенитов, пикритовых порфиритов) и ранних пневматолито-гидротермальных масс (крупнозернистых кальцито- вых карбонатитов).

Большинство геологов, изучавших Большое Саянское место- рождение (А. А. Фролов, Л. К. Пожарицкая, Ю. Б. Лавренев, В. С. Гайдукова), рассматривают его как постмагматическое, от-

мечая исключительно большую роль метасоматических процессов при его формировании.

Согласно А. А. Фролову («Апатиты», 1968) среди магматических пород ийолит-мельтейгиты по сравнению с сиенитами и пикритовыми порфиритами характеризуются более высоким содержанием апатита. Однако среднее содержание  $P_2O_5$  в них не превышает 1%. Повышенные концентрации апатита в магматических породах появляются лишь в участках их карбонатизации. Значительные по площади поля карбонатизированных ийолит-мельтейгитов, примыкающих к штокообразному карбонатитовому телу, содержат от 1,5 до 3,5%  $P_2O_5$ , в ср. около 2%. В неизмененных породах апатит распределен неравномерно. Он встречается в виде единичных призматических кристаллов размером 0,1—1 мм в поперечнике и длиной 0,5—0,3 мм, иногда образует сегрегации шестоватых и округлых зерен. В карбонатизированных разностях отмечаются неравномерная вкрапленность, линзы и полосы апатита.

Основными концентраторами апатита являются карбонатиты, но содержание его в различных разновидностях неодинаково. Кальцитовые разности более обогащены апатитом, чем анкеритовые. Изучение изменения содержания фосфора в ходе карбонатитового процесса показало, что наиболее высокими концентрациями апатита характеризуются кальцитовые карбонатиты II и III стадии. Содержание в них пятиокси фосфора варьирует от 2 до 8%, среднее 5%. В карбонатитах апатит распределен более или менее равномерно. Изредка встречаются участки линзообразной формы, сильно обогащенные апатитом (20—30%) вплоть до участков апатит-магнетитового состава. Размеры таких участков невелики, как правило до  $3 \times 0,5$  м. Преобладающая масса апатита в виде овальных зерен или шестоватых кристаллов белого и бледно-желтого цвета образует в карбонатитах рассеянную вкрапленность, линзообразные полосы и гнездообразные скопления. Размеры отдельных зерен от долей миллиметра до 1—3 мм, редко более. Ширина полос, сложенных апатитом, от 0,5—2 до 3—5 мм. Распределение апатита в виде полос характерно для мелкозернистых кальцитовых карбонатитов, гнездообразные скопления проявлены обычно в пегматоидных кальцитовых и анкеритовых карбонатитах. Химический состав апатитов из различных разновидностей карбонатитов приведен у А. А. Фролова («Апатиты», 1968). Среднее содержание  $P_2O_5$  в карбонатитах, слагающих 90% площади массива, около 4%. Учитывая глубину их распространения, превышающую 500 м, А. А. Фролов («Апатиты», 1968) оценивает прогнозные запасы апатита в массиве в 1 млрд. т или 400 млн. т  $P_2O_5$ .

### *Зарубежные месторождения*

Литературных данных по зарубежным месторождениям апатитоносных карбонатитов недостаточно, поэтому описание их дается без подразделения на апатитоносные рудные формации.

В Северо-Западной Шотландии на краю платформы Эйре с 1886 г. известно месторождение Лох-Боролан площадью около  $12 \text{ км}^2$  (Shand, 1939). Для месторождения характерно отсутствие карбонатитов. Центральная часть комплекса, образующая вершину холма около 6 км в длину, сложена кварцевыми сиенитами, переходящими в бескварцевые сиениты и в сиениты с меланитом. Дальше идет зона меланократовых эгирин-диопсидовых с меланитом и псевдолейцитом нефелиновых сиенитов (бороланит), сменяющаяся в западной части интрузии широкой полосой меланитовых пироксенитов с биотитом, ильменитом и апатитом (кромальтит). В кромальтитах наблюдаются серые линзы и полосы, состоящие из кальцита и сидерита в ассоциации с силикатами, ильменитом и апатитом. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в кромальтитах составляет 2,31%. Вмещающие породы — кембрийские доломитовые известняки и кварциты.

Карбонатитовое месторождение Фён в районе Осло в Норвегии эксплуатируется с перерывами как железорудное с 1652 г., а в 1953 г. была построена обогатительная фабрика на ниобий (пирохлор). Площадь комплекса  $4 \text{ км}^2$ , силикатные породы представлены главным образом основными бесполовошпатовыми разновидностями — ийолитами, малинитами, якупирангитами и мельтейгитами с подчиненными урритами и вибитаитами. Смешанные кальцит-силикатные породы (холлаиты) образуют неполное кольцо, включающее карбонатитовое ядро. Вмещающие породы — фенитизированные гранито-гнейсы архея. Абсолютный возраст щелочного комплекса определен К-Аг методом в 565—603 млн. лет. Карбонатиты представлены тремя типами — севидами, раухаугитами (анкеритовые) и редсбергитами (гематитовые карбонатиты). Наиболее распространенные примеси — флогопит, биотит, эгирин, амфибол, магнетит, апатит и пирохлор (Гинзбург и др., 1958; Gittins, 1966).

Главная масса карбонатитов, слагающих ядро размером около 2 км в поперечнике, имеет отчетливо полосчатое строение с крутым падением полосчатости внутрь и состоит из серии севитовых дуг, разделенных экранами брекчированных и карбонатизированных мельтейгитов, фенитов и других включений. Кроме главного севитового тела есть многочисленные севитовые дайки мощностью от нескольких сантиметров до 30 м. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в силикатных породах 0,5—3,5%, в карбонатитах 2,83—3,38%. Апатит представлен фтор-апатитом. Запасы  $\text{P}_2\text{O}_5$  на месторождении составляют 500 тыс. т.

Карбонатиты с перидотитами и нефелиновыми сиенитами в габбро-гнейсах известны на самом севере Норвегии в области петрографической провинции Зееланд. Это месторождения Стьерной (Stjernou) и Сорой (Sorou). Содержание апатита в карбонатитах, обогащенных барием и стронцием, варьирует от 1 до 10%, а в габ-

броидах до 2,6% (Strand, 1952; Heier, 1961; Strurt a. o., 1967).

С XVIII столетия разрабатывалось на железо и цементное сырье карбонатитовое месторождение Альнэ в Швеции. Это комплекс концентрически располагающихся ультраосновных-щелочных

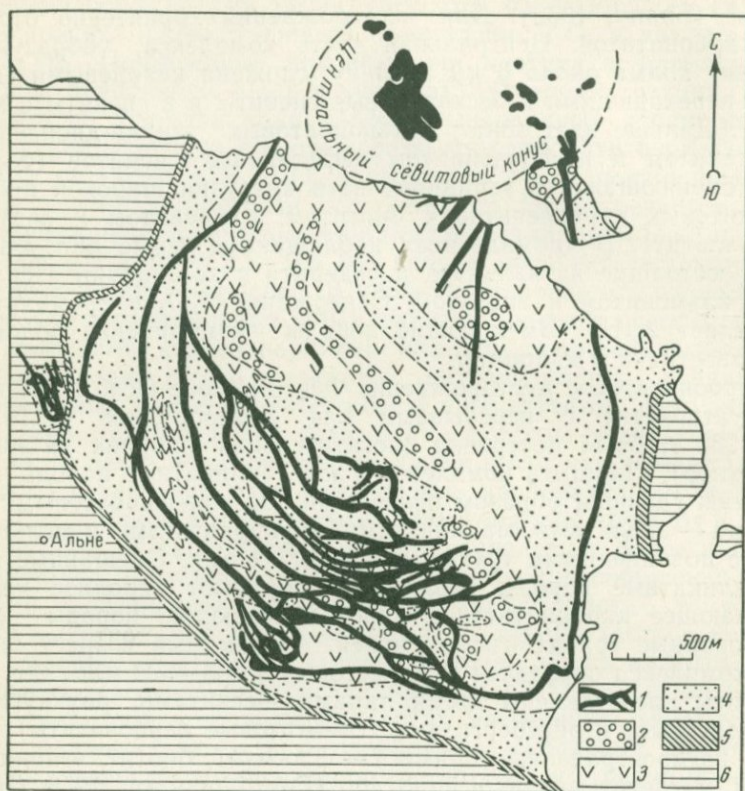


Рис. 26. Схема геологического строения щелочного комплекса Альнэ. По Эккерману, 1948 г. (Гинзбург, и др., 1958)

1 — севиты; 2 — ультраосновные-щелочные породы и фойаиты; 3 — нефелин-сиенитовые фениты; 4 — сиенитовые фениты; 5 — термодинамически измененные фениты; 6 — мигматиты

пород и фенитизированных зон докембрийских образований общей площадью около 16 км<sup>2</sup> (Гинзбург и др., 1958; Gittins, 1966). Докембрийские мигматиты, пегматиты, порфиры и долериты интенсивно фенитизированы (рис. 26).

Зернистые и трещиноватые мигматиты, кварц-сиенитовые фениты, сиенитовые фениты и лейкократовые и меланократовые нефелин-сиенитовые фениты в общем располагаются концентрично. Среди фенитов отмечаются дугообразные тела фойаитов, ювитов, малиньитов, уртитов, ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов и тингуаитов. Вся эта серия прорвана альнеитами, мелилититами, кимберлитами и кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. Раз-

личаются севиты апатитовые, биотитовые, пироксеновые. Бефорситовые дайки представлены апатитовыми, мелилитовыми, оливковыми и биотитовыми породами. По фокусам конических слоев в месторождении установлено четыре центра, расположенных на различной глубине. Самый глубокий центр — доломитового карбоната, следующий, более высокий — магnezально-кальцитового, третий — кальцитового и самый высокий — главного севитового ядра и севитовой брекчии. Содержание апатита в севитах местами достигает 25—30%. Комплекс Альнэ частично обнажается на острове Альнэ и на соседних островах в заливе Кинтер-Фьярден, но его большая часть находится под водами залива. Абсолютный возраст комплекса, определенный  $U=Th$  методом по пироклору, 562 млн. лет.

В Финляндии апатитсодержащие ультраосновные-щелочные породы Иивара с прошлого века известны в округе Куусамо в центральной части страны. Ийолитовый массив, окаймленный пироксенитами, и рядом обнажающийся небольшой массив ийолитов Ахвенваара, залегают в биотитовых гранито-гнейсах докембрия. Содержание  $P_2O_5$  в ийолитах 0,70—2,44%, а на контакте с пироксенитами достигает 6% (Наскман, 1900).

Месторождение Сиилинярви расположено в восточной Финляндии в 20 км севернее г. Куопио (Puustinen Kauko, 1970). Карбонатитовый комплекс Сиилинярви имеет необычную, резко вытянутую, в плане форму — это субвертикальное тело меридионального простираения длиной 14 км и мощностью до 1,5 км. Комплекс внедрился в докембрийские гранито-гнейсы, ятулийские кварциты и сланцы Кабо с карельскими гранитами. Он состоит в основном из слюдитов и карбонатитов (севитов), окаймленных сиенитом. На современном уровне эрозии комплекс разделяется северо-западным разломом на две части. Слюдит обычно среднезернистый, от красно-бурого до черного цвета. Главные компоненты — флогопит, щелочной амфибол и апатит; последний встречается местами в высоких концентрациях, образуя специфические апатитовые породы с содержанием апатита до 90%. Апатит представлен фторовой разновидностью с содержанием 1,2% окиси стронция и 0,4% суммы редких земель. Главный компонент светло-серого севита — кальцит; как примеси присутствуют флогопит, щелочной амфибол и апатит. Месторождение разведано до глубины 200 м. Разработка ведется открытыми карьерами. Вводится в строй фабрика с выпуском 30 тыс. т фосфорной кислоты в год и с извлечением фтора.

Древние докембрийские типично карбонатитовые месторождения с апатитом известны в Гренландии (Гроннедаль-Ика и др.), но они пока не изучены в отношении масштабов апатитового оруденения (Emeleus, 1964).

### Африка

Одним из крупнейших районов развития карбонатитовых месторождений является Африка, где в настоящее время известно

более ста карбонатитовых комплексов, из них не менее половины в той или иной мере апатитоносны. Преобладающее большинство карбонатитов расположено в Восточной и Юго-Восточной Африке в пределах Уганды, Кении, Танзании, Замбии, Малави, Южной Родезии, Южно-Африканской Республики и в других государствах. Структурно они приурочены к системе широко развитых разломов северо-восточного направления, сопутствующих или опережающих Великие Африканские разломы (рис. 27).

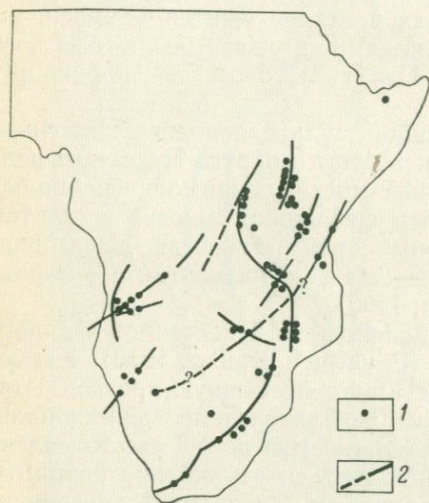


Рис. 27. Схема размещения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Африки (Колотухина и др., 1964)

1 — массивы ультраосновных-щелочных пород; 2 — разломы

Африканские карбонатиты в основном приурочены к типичным преимущественно полноразвитым ультраосновным-щелочным магматическим комплексам с центральным карбонатитовым ядром (платформенные интрузии центрального типа). Иногда встречаются месторождения, где могут отсутствовать силикатные или щелочные породы и присутствуют только разнообразные карбонатиты или в сочетании лишь с ультраосновными породами (Дорова, Шава). В виде исключения встречаются карбонатиты необычной, резко вытянутой формы, приуроченные к синклиальной структуре (Калуве) или непосредственно к разлому (Сангу).

По возрасту африканские карбонатиты чрезвычайно разнообразны: от докембрия (1290 млн. лет) до четвертичных

и даже современных карбонатитовых вулканов. Апатитоносны обычно более древние, а кайнозойские и современные (Олдонио Ленгаи), как правило, не содержат достаточных концентраций апатита.

В настоящее время потенциально промышленными фосфатными месторождениями в Африке, часть из которых эксплуатируется, являются следующие карбонатитовые комплексы: Луэш (Конго, Киншаса), Букусу и Сукулу (Уганда), Мбея (Танзания), Чилва и Тундулу (Малави), Калуве (Замбия), Дорова в Южной Родезии и Лулекоп, Шпитцкоп и Гленовер в Южно-Африканской Республике.

Луэш находится в северо-восточном Конго (Киншаса, провинция Киву) и расположено в 70 км севернее оз. Киву, на западном склоне рифта оз. Эдуард. Открыто как мраморное в 1938 г. и как

карбонатитовое — в 1956 г. (Meyer, Béthune, 1960; Saoiannikoff, 1967).

Карбонатитовый комплекс эллиптической формы и площадью около 7 км<sup>2</sup> слагает четыре холма — Бузора, Бутора, Лулима и Мутора с абсолютной высотой до 1680 м и относительной — 200—300 м (рис. 28, 29). Вмещающие породы представлены тонкозернистыми биотитовыми кварцитами, полосчатыми кварцевыми сланцами и серицит-биотитовыми, гранатсодержащими сланцами. В окружающей карбонатиты зоне фенитизации встречены альбитизированные, иногда похожие на адинолы, породы с эгирином и щелочным амфиболом и дистеновые сланцы.

Центральное ядро комплекса, представленное канкринитовым сиенитом (канкринит здесь является первичным минералом), окружено почти непрерывным кольцом эгиринового севита (рингита) с небольшими участками сиенита и доломитового карбоната (раухаугита). Севит обычно крупнозернистый с эгирином, апатитом, щелочным полевым шпатом, пирротинном и пирохлором. В зоне контакта сиенитов с карбонатитами наблюдается обогащение апатитом, вермикулитом, амфиболом, эгирином, пирохлором, луэшитом и цирконом. Ясно видна полосчатость, огибающая ксенолиты измененных вмещающих пород и канкринитовых сиенитов. Доломитовый карбонатит более мелкозернистый, содержит значительное количество апатита. Содержание апатита в эгириновых севидах 1—3,5%. Кроме того, в ожелезненной контактной зоне сецитов с вмещающими метаморфическими сланцами встречаются крупные апатитовые тела с эгирином, амфиболом, магнетитом, пирохлором. Луэш — одно из крупнейших в мире и самое крупное в Африке месторождение пирохлора и апатита. В коре выветривания апатит переходит в вавеллит, окружая зерна апатита и образуя конкреции.

Севернее Луэша, к северу от оз. Эдуард расположен карбо-

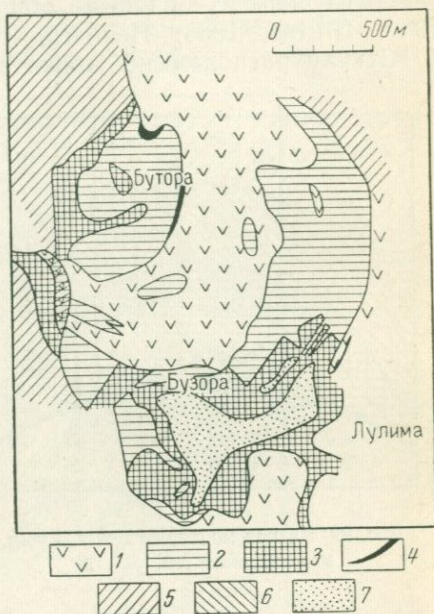


Рис. 28. Схема геологического строения месторождения Луэш. По А. Сафьянникову (Safiannikoff, 1967)

1 — сиениты; 2 — карбонатиты; 3 — железистая зона нижнего контакта; 4 — зона внутреннего контакта; 5 — дистеновые сланцы, альбитизированные породы; 6 — слюдяные сланцы; 7 — аллювий

натитовый комплекс Бинго, также обладающий крупными запасами фосфатов (Verhaeghe, 1963).

На крайнем юго-востоке Уганды между оз. Виктория и громадным третичным вулканом Элгон известно два крупных апатитовых месторождения (Сукулу и Букусу) и несколько более мелких. Они слабо изучены из-за плохой обнаженности (Davies, 1947; Barnes, 1961; Gittins, 1966; Heinrich, 1966).

Сукулу расположено ближе всех к оз. Виктория. Это группа холмов (около 4 км в поперечнике), почти нацело сложенных карбонатитами, окруженными, вероятно, узким (не более 400 м) кольцом щелочного сиенита и фенитизированным гранитом. Карбонатиты образуют систему концентрических структур с линейной полосчатостью, обусловленной темноцветными прослоями магнетита, апатита, слюд, тремолита, барита, циркона, пироклора (рис. 30). Карбонатит в основном представлен крупно- и среднерзернистым севитом, но встречается также

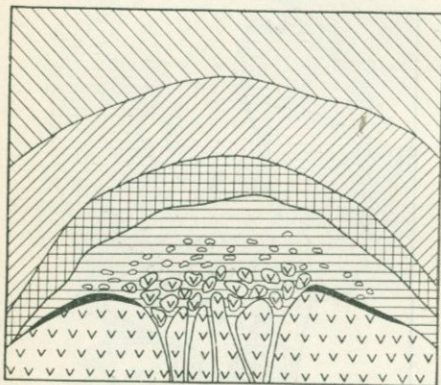


Рис. 29. Разрез месторождения Луэш.  
Условн. знаки см. рис. 28

же неправильной формы шпировидные обособления, сложенные более мелкозернистым бекфорситом. Карбонатитовый комплекс пересечен радиальными разломами и дайками тингуантов, брекчий и агломератов.

Месторождение покрыто мощной элювиальной корой выветривания, в рыхлых отложениях которой среднее содержание  $P_2O_5$  достигает 13,1%, магнетита 25% и  $Nb_2O_5$  0,25%. При обогащении получается концентрат с 42%  $P_2O_5$  и только 1% железа. Запасы руды в коре выветривания оцениваются в 202 млн. т. Суперфосфатный завод выпускает 25 тыс. т продукта в год. Так как кора выветривания содержит кроме апатита, много пироклора, магнетита, барита и циркона, проблема обогащения и технологии включает также использование этих минералов.

Месторождение Букусу также представляет собой плохо обнаженный карбонатитовый комплекс диаметром около 6 км. Расположен в пределах подножия вулкана Элгон. Вокруг карбонатитов наблюдаются выделения магнетит-apatит-флогопитовых пород и неширокое кольцо пироксенитов и ийолитов, а местами появляются перидотиты, дуниты и нефелиновые сиениты. Весь комплекс окружен широкой зоной фенитизированного гранита. Частично карбонатиты Букусу перекрыты третичными туфами вулкана Эл-

гон. Карбонатит представлен севитом со значительными концентрациями магнетита, флогопита и апатита, кроме того, широко распространены следующие акцессории: кнопит, тремолит, диопсид, волластонит, пироклор, бадделент и флюорит.

Главная масса апатитовых руд представлена апатитсодержащей корой выветривания (рыхлой), но местами вторичные процессы привели к перекристаллизации апатита с образованием твердой фосфатной породы, состоящей из штаффелита-франколита.

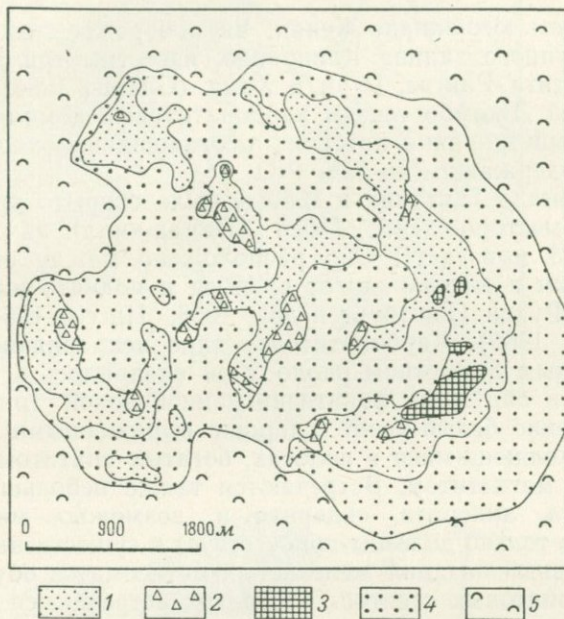


Рис. 30. Схема геологического строения месторождения Сукулу. По Вильямсу, 1956 г. (Gittins, 1966)

1 — карбонатиты; 2 — севитовые брекчии; 3 — фенитовые брекчии; 4 — кора выветривания типа Сукулу; 5 — латериты

Месторождение разрабатывается с 1944 г., запасы апатита в коре выветривания оцениваются в 50 млн. т. Главная загрязняющая руду примесь — магнетит, достигающий в рыхлой породе 30% во фракциях более 60 меш. Лучший продукт содержит 35%  $P_2O_5$  и 5% Fe.

Концентрат экспортируется в Кению, где после смешивания с содой оз. Магади превращается в фосфат натрия. Хотя в таком виде он не годится для изготовления суперфосфата из-за высокого содержания алюминия и железа, высокая лимонная растворимость делает его полезным дешевым удобрением. Кроме апатита экономическое значение имеют также магнетит, флогопит и

вермикулит, в значительном количестве содержащиеся в коре выветривания.

В этом же районе известен ряд более мелких или, возможно, просто еще не изученных карбонатитовых комплексов. Так, в выветрелых карбонатитах Тороро-хилл, содержание фосфорного ангидрида в среднем около 2%, а в отдельных образцах карбонатита из Секулуду содержание  $P_2O_5$  достигает 20%, хотя большая часть этого месторождения погребена под молодыми туфами вулкана Элгон.

На крайнем юго-западе Кении, на побережье оз. Виктория, в районе крупного залива Кавирондо, известны три апатитонесных карбонатита Ранге, Рури и Хома (Gittins, 1966). С щелочной интрузией Джомбо связан карбонатитовый комплекс Мримакхилл, кора выветривания которого обогащена пирохлором и горсейкситом, содержащим до 28%  $P_2O_5$ .

На юго-западе Танзании в 1950 г. было открыто крупное карбонатитовое месторождение Мбея (Панда-хилл) нижнемелового возраста (113 млн. лет). Оно расположено между оз. Руква и Ньяса в 20 км к юго-западу от г. Мбея и поднято на 335 м над дном рифта Руква (Гинзбург и др., 1958; Harris, 1961; Snelling, 1965; Gittins, 1966). Карбонатитовое ядро неправильной формы с максимальным диаметром около 2 км внедрилось в докембрийские гнейсы и окружено фенитизированной зоной (рис. 31). Это преимущественно белый севит с хорошо выраженными текстурами течения, проявляющимися в полосах, богатых апатитом, и в полосах, богатых магнетитом. Встречаются также небольшие сегрегации доломита, анкерита, сидерита и, возможно, марганцевого карбоната, но только доломит присутствует в существенных количествах. Локальный поздний железистый метасоматоз обусловил появление лимонитовых севитов. В севитях встречаются концентрации магнетита с апатитом (до 30%) и пирохлора (0,3%  $Nb_2O_5$ ). Среднее содержание  $P_2O_5$  в карбонатитах около 3,5%. Получен концентрат с содержанием апатита до 80%. Производительность рудника 20 т руды ежедневно. Месторождение комплексное — магнетит-апатит-пирохлоровое.

На восточном берегу оз. Танганьика в пределах рифтовой депрессии Карема расположен необычный в морфологическом отношении карбонатитовый комплекс Сангу. Депрессия Карема и часть прилегающего плато сложены гнейсами и гранитами фундамента, перекрытыми гравелитами, глыбовыми конгломератами, аркозами и алевrolитами неясного возраста (Coetzee, 1963; Gittins, 1966). Карбонатиты и связанные с ними силикатные породы, прорывающие все древние отложения, образуют три удлиненных тела, расположенные непосредственно к северу от сброса Икола-Маламбу или в контакте с ним протягивающиеся на 25,5 км по простиранию аз. 300°. Самое крупное восточное тело Икамба имеет длину 16,5 км и ширину 1,6 км; западное тело Икола в длину немного более 3 км; между ними залегает третья линза —

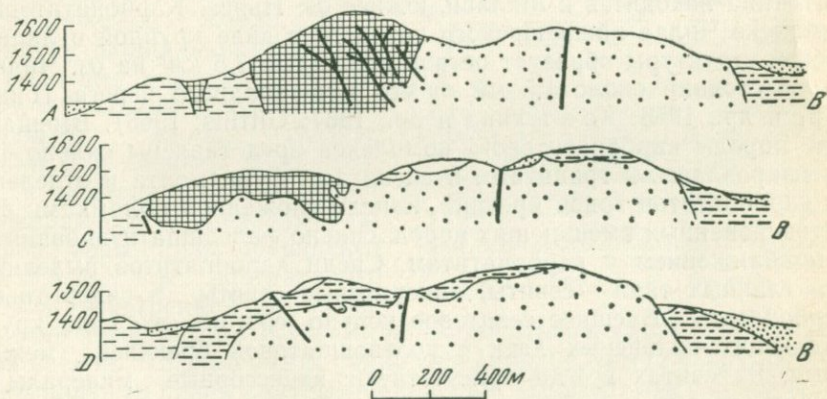
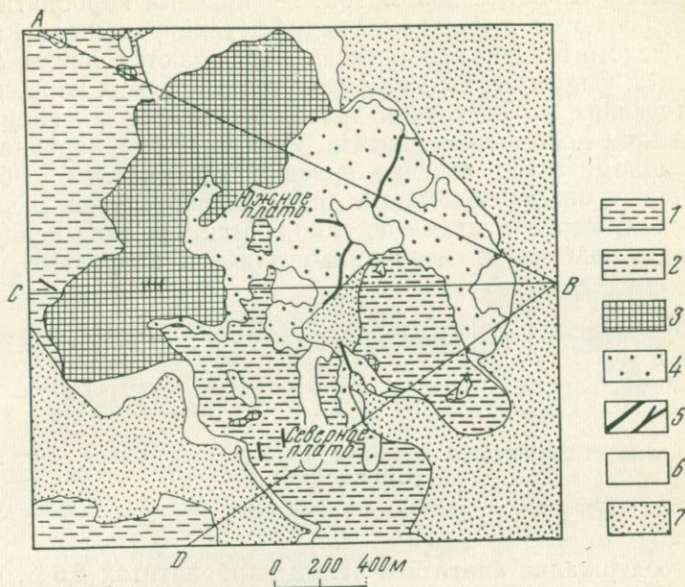


Рис. 31. Схематическая геологическая карта карбонатитового комплекса Мбея.

По Фику и Хейде, 1959 г. (Колотухина и др., 1964)

1 — выходы на поверхность неизмененных гнейсов основания; 2 — выходы фенитизированных гнейсов и фенитов; 3 — агломераты и подешчатые породы часто с карбонатитом; 4 — карбонатиты; 5 — дайки карбонатита; 6 — элювий и почва; 7 — вулканический пепел комплекса Рангве

средний карбонатит, протяженностью около 1,5 км и около 300 м мощности (рис. 32).

В карбонатитовом комплексе Сангу, выделяются белые преимущественно слоистые доломитовые и красные карбонатиты, местами встречаются смешанные недифференцированные карбонатиты. В доломитовых карбонатитах наблюдаются линзы апатита и магнетита. Слабо выраженная слоистость красных карбонатитов, присутствующих во всех трех телах, определяется вариациями в содержании доломита и апатита. Иногда белый карбонатит замещает доломитовый; нередко красные карбонатиты образуют также цемент между обломками других карбонатитов и силикатных пород. С карбонатитами ассоциируются три типа некарбонатных пород — альбититы, эгирин-альбитовые и кварцевые породы.

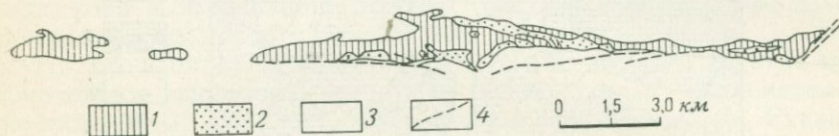


Рис. 32. Схема геологического строения карбонатитов Сангу. По Гиттинсу (Gittins, 1966)

1 — карбонатиты; 2 — фениты; 3 — вмещающие породы; 4 — сбросы

Среднее содержание апатита в белых карбонатитах 8,6%, в красных 4,2% и в доломитовых от 0,7 до 45,9%.

Известные с 1934 г. апатитовые месторождения карбонатитового типа находятся в Малави, южнее оз. Ньяса. Карбонатитовый комплекс Чилва нижнеюрского возраста в виде крупной вулканической структуры образует остров площадью 7,5 км<sup>2</sup> на оз. Чилва, на расстоянии около 1,5 км от его юго-западного берега (Гинзбург и др., 1958; Колотухина и др., 1964; Gittins, 1966). Вмещающие породы карбонатитового комплекса представлены сильно фенитизированными гранитами и сиенитами фундамента и отделены от карбонатитов зоной брекчий, нацело сложенной обломками фенитизированных вмещающих пород, сильно фельдшпатизированных с приближением к карбонатитам. Среди карбонатитов выделяют три главных типа — севиты, анкеритовые севиты и сидеритовые карбонатиты. Внешнее севитовое кольцо состоит из ряда круто падающих кольцевых даек с полевошпатовой брекчией между ними. В севитах всегда присутствуют акцессорные минералы — эгирин, апатит и магнетит, образуя местами существенную примесь. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в севитах до 3%. В севитах наблюдаются дайкоподобные тела и полосы — сегрегации пирохлора, апатита, амфибола и сидерита. Ближе к центру расположено кольцо анкеритового севита, тонкие дайки и пластовые залежи которого секут более ранний севит внешней зоны.

Центральное ядро комплекса представлено марганцовистым, сидеритовым карбонатитом. Внешнее севитовое кольцо и брекчи-

рованная, фенитизированная зона пересечены дугообразными дайками и мелкими штоками нефелиновых сиенитов и ийолитов и радиальными дайками щелочных пород — альенитов, нефелинитов, фонолитов и др. Последняя стадия интрузивной деятельности представлена кварц-флюоритовыми и баритовыми жилами. Выделяются четыре самостоятельных вулканических цикла, расположенных на вертикальной оси, простирающейся от глубины почти 3000 м и до высоты комплекса выше современного уровня озера. Каждый фокус располагается на расстоянии не менее чем 800 м над предыдущим, ассоциируясь с зоной брекчий. Месторождение комплексное ниобиево-редкоземельно-фосфатное с флогопитом. На 1959 г. запасы руды исчислялись в 3 млн. т.

На южном берегу оз. Чилва расположено крупное месторождение Тундулу того же нижнеюрского возраста (Garson, 1966), представляющее тремя сложными интрузивными центрами, каждый с серией кольцевых структур: главное вулканическое жерло холм Тундулу площадью около 4 км<sup>2</sup> и побочные два холма — Натасе и Маканга (рис. 33). Вмещающие породы — гнейсы, граниты и сиениты фундамента, в различной степени фенитизированные в пределах кольцевой зоны, простирающейся до 2,5 км от центрального жерла. Внутренний комплекс сложен дугообразными зонами полевошпатовой, карбонатизированной брекчии и агломератов, принадлежащих первому центру. Второй центр сложен преимущественно красным агломератом с полевошпатовой брекчией из первого центра. Они пересечены кольцевыми дайками апатитового севита, апатитовой породы и бастнезитового карбонатита с апатитом и сидеритом. Все эти породы окружены фойяит-ийолитовым кольцом мощностью 600 м. На контакте внешней границы этих пород с фенитами, последние нефелинизированы. Со вторым центром ассоциируются радиальные и дугообразные дайки фонолитов и богатых лейцитом и анальцимом пород, которые простираются на расстоянии 8 км и более от комплекса. Третий

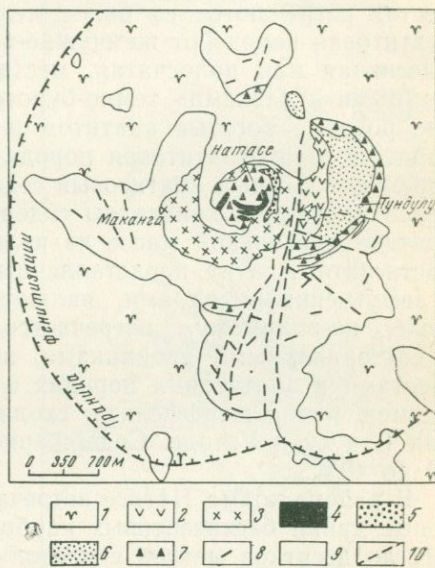


Рис. 33. Схематическая геологическая карта карбонатитового комплекса Тундулу. По Гарсону (Garson, 1966)

1 — рыхлые отложения; 2 — карбонат-сидеритовые породы; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — бастнезитовые карбонатиты; 5 — апатитовые карбонатиты; 6 — севиты и карбонатитовые агломераты; 7 — полевошпатовые брекчии и агломераты; 8 — бефорситовые дайки; 9 — гранулиты, гнейсо-граниты и сиениты; 10 — разломы

центр, расположенный ниже второго по вертикали, дал начало пластовым залежам меланефелинитов и оливиновых меланефелинитов, переполненных ксенолитами ранее образовавшихся пород, а также тонкими пластовыми залежами и дайками бэфорситов.

Апатитовые породы и ассоциирующие с ними апатитовые севиты образуют дугообразную зону мощностью от 30 до 100 м, огибающую с севера, востока и юга агломераты холма Натасе; в других местах встречаются их более мелкие включения. Сахаровидная апатитовая порода от жемчужно-белого до бледно-розового цвета, массивная или полосчатая, местами с ориентированными, уплотненными «глазками» темно-бурого сидерита. Перемежаются тонкие розовые богатые апатитом и серовато-розовые богатые карбонатом слои. Апатитовая порода через промежуточные разности переходит в серый апатитовый севит, содержащий многочисленные ориентированные кристаллы сидерита и полоски и пятна розового апатита в основной массе из кальцита, барита, стронцианита и бастнезита. Апатит, представленный овальными розовыми зернами с замутненными ядрами, являются фтор-апатитом, значительно реже, по-видимому, встречается гидроксилapatит. Кристаллы с секториальными двойниками, возможно, являются даллитом. Местами в апатитовых породах отмечаются выветрелые, похожие на мел, пятна штаффелита, сходного с таковым из месторождения Букусу в Уганде. Содержание  $P_2O_5$  в описанных породах от 20 до 40%.

В районе холма Натасе встречаются также дугообразные кольцевые дайки бастнезитовых карбонатитов мощностью от нескольких до десятков метров с ксенолитами апатитовых и полевошпатовых пород. Содержание  $P_2O_5$  в бастнезитовых карбонатитах не превышает 10%. На глубину 34 м запасы апатитовой породы со средним содержанием  $P_2O_5$  более 20% превышают 800 тыс. т и карбонатита со средним содержанием  $P_2O_5$  10% более 1 млн. т.

Около 80 км западнее оз. Чилва находится карбонатитовый комплекс Канганкунде, состоящий из центрального холма, меридионально расположенного, хребтика до 200 м высотой и Северного и Южного сателлитов (knolls), приуроченных соответственно к его окончаниям (Garson, 1966). Каждый из трех холмов сложен вмещающими фенитизированными гнейсами, фельдшпатизированными фенитами, полевошпатовыми брекчиями, карбонатизированными полевошпатовыми породами и карбонатитами (рис. 34).

Фенитизация простирается почти на километр от комплекса и началась, вероятно, во трещинах во время начального куполообразного поднятия вмещающих пород. Комплекс Канганкунде отличается от других карбонатитов Малави преобладанием анкеритовых, богатых стронцианитом карбонатитов, практически отсутствием силикатных пород, кроме нескольких даек, замечательной концентрацией редкоземельных фосфатных минералов (бастнезит, розовый флоренсит и бледно-зеленый монацит) и обилием поздних

богатых кремнеземом гидротермальных образований. Выделяется четыре главных типа карбонатитов: 1) ранний, тонкозернистый, сидеритовый с ксенолитами полевошпатовых пород; 2) более крупнозернистый, богатый редкоземельными минералами с сидеритом, замещенным анкеритом; 3) лейкократовый анкеритовый, богатый редкоземельными минералами карбонатит и 4) карбонатит с окислами марганца и железа и сегрегациями розовой апатитовой породы. Среднее содержание  $P_2O_5$  в карбонатитах комплекса не превышает 5,5%. В нескольких местах описываемого комплекса наблюдается несколько своеобразная порода, названная апатитовым бефорситом. Это сероватая, плотная, очень тонкозернистая порода, испещренная вкрапленниками темного, медового апатита, черного магнетита и ильменита и редкими пластинками биотита. Под микроскопом обнаруживаются красно-бурые кубики перовскита, оливин, превращенный в антигорит и карбонаты, призмы мелилита, вкрапленники нефелина и местами желтые кристаллы бадделейта. Содержание фосфорного ангидрида в бефорситах в среднем около 7%.

В анкеритовых и марганцовистых карбонатитах встречаются реликтовые пятна и сегрегации размером в десятки сантиметров апатитовых пород, аналогичных месторождению Тундлу.

Несколько необычные карбонатитовые комплексы известны в Замбии. Один из них — Нкумба расположен на северо-востоке страны, в верховьях р. Луангва. Карбонатитовый комплекс образует удлинённый (до 2 км) хребтик, поднимающийся на 330 м над окружающей равниной. Преобладают белые или бурые анкеритовые карбонатиты, реже доломитовые и сидеритовые; встречаются в небольшом количестве и марганцовистые. В центральной части, на вершине холма преобладают окремненные карбонатиты.

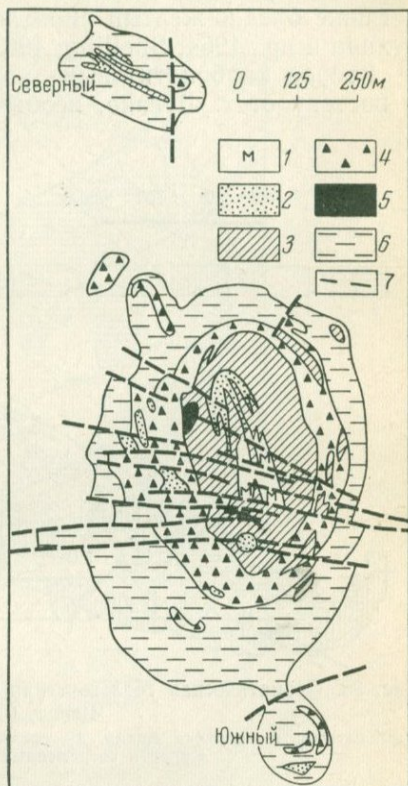


Рис. 34. Геологическое строение карбонатитового комплекса Кангунде. По Гиттинсу (Gittins, 1966)

1 — марганцовистые карбонатиты; 2 — карбонатиты; 3 — карбонатизированные полевошпатовые породы; 4 — полевошпатовые брекчи, карбонатитовые агломераты; 5 — апатитовые бефорситы; 6 — полевошпатизированные фениты; 7 — тектонические нарушения

Внешнее кольцо мощностью около 800 м представлено флогопитовыми брекчиями, сменяющимися вмещающими фенитизированными биотит-роговообманковыми гранитами и гнейсами докембрийского возраста (680 млн. лет). Значительную примесь в карбонатах образуют апатит и изокит (почти в равных количествах), а также бледно-желтый пирохлор и монацит (Ресога, 1956; Колотухина и др., 1964; Snelling, 1965; Gittins, 1966).

Второй карбонатитовый комплекс — Калуже, расположенный к востоку от г. Лусака, необычен по своей удлинненно-вытянутой

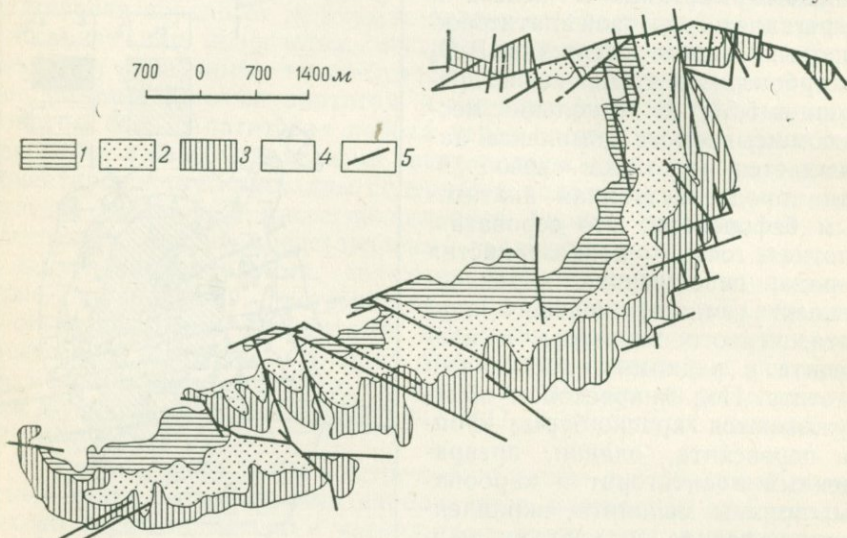


Рис. 35. Схематическая геологическая карта месторождения Калуже. По Бейли, 1960 г. (Gittins, 1966)

Карбонатиты: 1 — верхняя фация, 2 — средняя фация, 3 — нижняя фация; 4 — песчаники Карру и современные отложения; 5 — разломы

форме, он протягивается в длину до 13 км (рис. 35). Это приподнятая изогнутая синклиналь, сложенная трехслойным карбонатитовым телом (силлом?) конформным с вмещающими песчаниками Карру. Карбонатиты представлены обломочным, конгломератовидным севитом с заметным количеством угловатообломочного кварца в нижних слоях и угловатых обломков песчаников и конгломератов Карру в верхних. Средняя пачка карбонатитов содержит значительную примесь апатита и пирохлора (Bailey, 1960; Gittins, 1966). В структурном отношении комплекс Калуже, как и соседние с ним Начомба, Мвамбуто и Чазвета, приурочен к разломам рифтовой долины Руфунза, северо-западного простираения. В карбонатитах Мвамбуто (рис. 36) и Начомба встречаются небольшие прослои (до 70 см) тонкозернистого апатита и отдельные образцы с содержанием  $P_2O_5$  до 25%. Среднее содержание фосфорного ангидрида в коре выветривания указанных карбонатитов 3,0—3,5%, а в Калуже — местами превышает 10%.

Несколько месторождений известно с 1938 г. в Южной Родезии, в бассейне р. Саби. Наиболее крупное Дорова расположено в верхнем течении реки. Комплекс существенно состоит из пуласситовых и сиенитовых фенитов и фенитизированных гранито-гнейсов с ийолит-фойяитовым ядром, в центре которого залегает

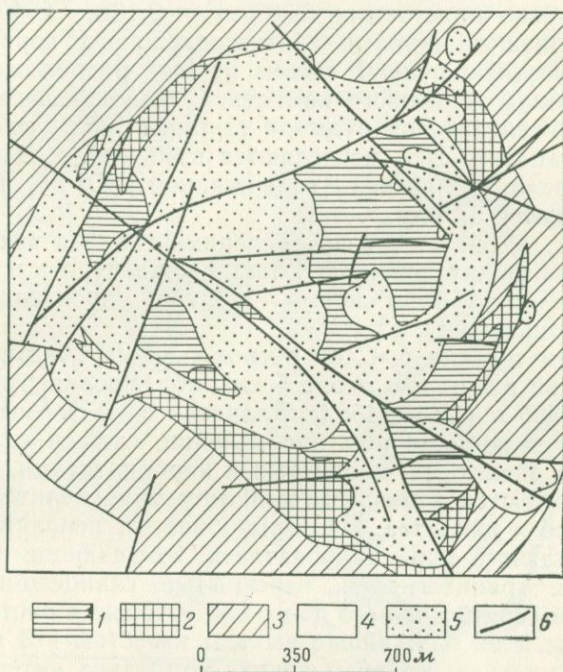


Рис. 36. Схематическая геологическая карта месторождения Мвамбуту. По Гиттису (Gittins, 1966)

1 — карбонатиты, включая силифицированные карбонатиты и небольшие количества полевошпатовые брекчии; 2 — перемежающиеся карбонатиты и полевошпатовые брекчии; 3 — полевошпатовые брекчии; 4 — осадочные породы Карру; 5 — известковые агломераты и туфы; 6 — сбросы

тело карбонатитов в диаметре около 500 м (Гинзбург и др., 1958; Gittins, 1966). Этот комплекс прорван обильными дайками и небольшими вулканическими телами карбонатитов и дайками магнетит-апатит-вермикулит-серпентиновой породы. Отмечено три различных типа карбонатитов: тонкозернистый кальцитовый, крупнозернистый кальцитовый и тонкозернистый доломитовый. Как аксессуарные минералы в карбонатитах присутствуют магнетит, флогопит, апатит.

Вмещающие породы представлены гранито-гнейсами, включающими небольшие тела серпентинитов, песчаников и пород железной формации, и прорваны дайками и силами диабазов.

Возраст комплекса Дорова определяется как триасовый. Весь комплекс в целом прорван многочисленными дайками, линзами и неправильными телами магнетит-апатит-оливиновых, магнетит-серпентиновых, магнетит-апатитовых и вермикулит-апатитовых пород. Встречаются также почти мономинеральные апатитовые или магнетитовые жилы с содержанием апатита до 70% и более. Анализ апатита показал присутствие 3,38% F и 0,10% Cl. Участки, наиболее обогащенные жилами апатитосодержащих пород, образуют ценную фосфатную руду. В одном из них, расположенном около южной границы фенитового комплекса, окружающего ийолитовое ядро, запасы апатитовой руды до глубины 135 м со средним содержанием апатита 20% исчисляются в 30 млн. т. Запасы элювиально-делювиальных песков с содержанием  $P_2O_5$  8% на месторождении равняются 37 млн. т.

В 1959 г. здесь построена экспериментальная обогатительная фабрика производительностью 1 тыс. т концентрата в месяц. В настоящее время работает новый рудник производительностью 100 тыс. т концентрата в год.

В нижнем течении р. Саби расположен карбонатитовый комплекс Чишанья площадью около 5 км<sup>2</sup>, образующий группу холмов высотой до 200 м (Swift, 1952). Эллиптической формы массив, вытянутый в северо-восточном направлении, сложен сиенитами, нефелиновыми сиенитами, ийолитами и карбонатитами. Внутри карбонатитов имеются ксенолиты или интрузии сиенитов, нефелиновых сиенитов и ийолитов. Ийолиты образуют неполное кольцо вокруг центрального ядра карбонатитов. Вмещающие породы — докембрийские гранитогнейсы, перекрытые сланцево-известняково-кварцевой серией нижнего палеозоя, которые в настоящее время эродированы и их ближайшие выходы известны в 3 км к юго-востоку от комплекса. Граниты вокруг комплекса интенсивно фениitizedированы с образованием сиенитов. Интересно отметить наличие нескольких мелких карбонатитовых тел, расположенных непосредственно в сиенитах на расстоянии около 1,5 км от комплекса (рис. 37).

Карбонатиты преимущественно кальцитовые, массивные на холмах Чишанья и Бепа густо пересечены сетью красно-бурых магнетит-апатитовых жил, образуя, таким образом, обогащенные фосфатом породы. Содержание  $P_2O_5$  в этих участках достигает 7,5%. Карбонатиты Юго-Западного холма импреньированы густой сетью мелких жилок опал-апатит-крокидолитовой породы, представляющей собой, по-видимому, самые поздние гидротермальные образования щелочно-карбонатитового комплекса, возраст которого предположительно считается посткарруским.

Несколько крупных месторождений известно в Южно-Африканской Республике, в пределах ее северо-восточной провинции Трансвааль. На северо-востоке, близ границы с Мозамбиком расположены наиболее богатые апатитом карбонатиты Лулекопа, приуроченные к центру магматического комплекса Палабора.

Этот комплекс площадью около 18 км<sup>2</sup> в основном (около 95%) сложен диопсидовыми пироксенитами с внешним кольцом полевошатового пироксенита. Вмещающими породами являются древние граниты, переходящие в сиениты и интенсивно фенитизированные на контакте с пироксенитами (рис. 38). Центральное карбонатитовое ядро представлено полосчатым более древним севитом, окаймляющим главный более молодой севит, который образует неправильную интрузию с серией маломощных расходящихся даек.

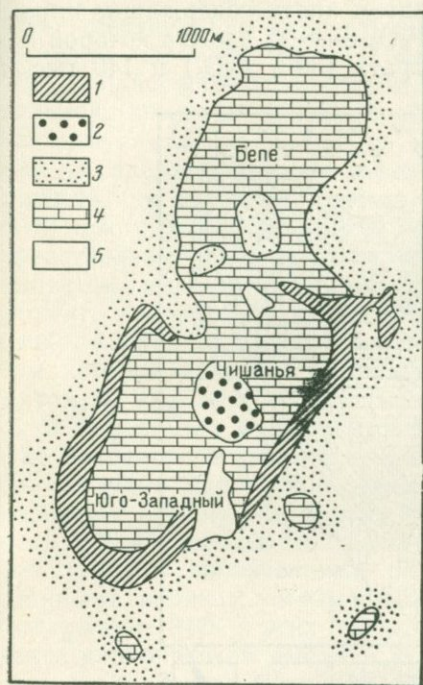


Рис. 37. Схематическая геологическая карта месторождения Чишанья. По Свифту (Swift, 1952)  
1 — ийолиты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — сиениты; 4 — карбонатиты; 5 — четвертичные осадочные отложения

Центральное карбонатитовое ядро представлено полосчатым более древним севитом, окаймляющим главный более молодой севит, который образует неправильную интрузию с серией маломощных расходящихся даек.

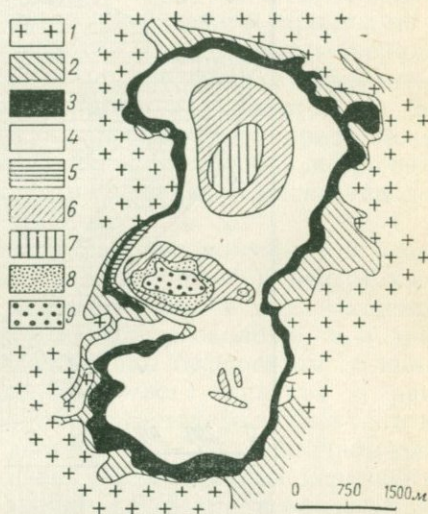


Рис. 38. Геологическая карта комплекса Палабора (Лулекоп). По Ламбаарду, Уорд-Эблу, Брюсу, 1964 (Gittins, 1966)

1 — древний гранит; 2 — сиенит; 3 — полевошатовый пироксенит; 4 — пироксенит; 5 — глиммерит (слюдит); 6 — пироксен-вермикулит-оливиновый пегматоид; 7 — оливин-вермикулитовый пегматоид; 8 — фоскорит; 9 — карбонатит

Карбонатитовое ядро площадью 2,8 км<sup>2</sup> содержит 6% Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>, 0,69% Си, 0,006% U, 0,033 Th (Динс, 1969).

Полосчатые карбонатиты окружены широким кольцом также полосчатой апатит-магнетит-оливиновой (фоскорит) и своеобразной пироксен-вермикулит-оливиновой породы. В виде примеси карбонатиты содержат сульфиды, магнетит, апатит, флогопит, оливин, хондродит, бадделеит, торинанит, шпинель, ильменит, флюорит. Возраст комплекса по последним геохронологическим определениям относится к протерозою (2060 млн. лет).

Содержание фосфорного ангидрида в фоскоритах в среднем около 10%. При флотации был получен концентрат с содержанием  $P_2O_5$  37—38%. С 1956 г. было добыто 10 млн. т руды, содержащей 25% апатита. Кроме фоскоритов, подсчитанные запасы которых составляют 56 млн. т, на месторождении имеется 39 млн. т пироксенитовой руды (богатые вермикулитом апатитсодержащие пироксениты) со средним содержанием  $P_2O_5$  6—8%, добыча которой начата с 1967 г. — 45 тыс. т концентрата (30%  $P_2O_5$ ) и 140 тыс. т

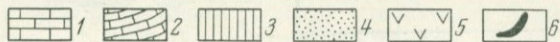
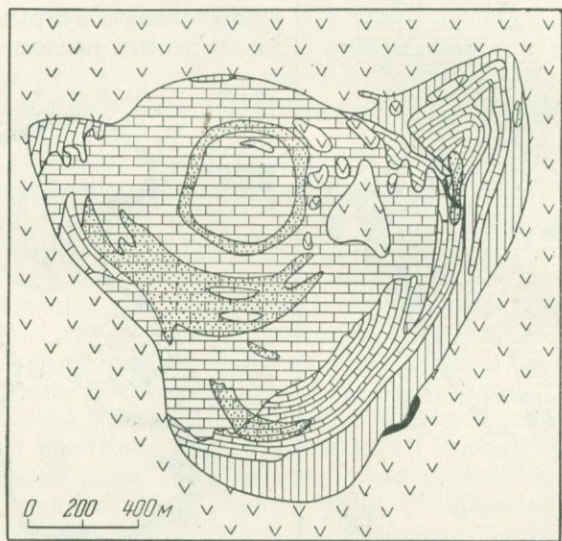


Рис. 39. Геологическая карта месторождения Шпитцкоп. По Фервурду (Verwoerd, 1966)

1 — бейфорсит; 2 — доломитовый севит; 3 — севит; 4 — богатые апатитом зоны; 5 — фойяит и ийолит; 6 — опал-apatит-кродкилолитовая порода

лангфоса (12%  $P_2O_5$ ) ежегодно. Запасы бедных руд коры выветривания с 9,4%  $P_2O_5$  составляют 25 млн. т. Имеющийся суперфосфатный завод с 1964 г. выпускает 100 тыс. т продукта ежегодно.

Кроме того, на месторождении добывается 50 тыс. т вермикулита в год. На месторождении обнаружено и промышленное медное оруденение с крупными запасами металла. На медном руднике Палабора будут разрабатываться и фоскориты, а может быть, будет обнаружена и благоприятная для эксплуатации медно-apatитовая ассоциация. (Месторождение Лулекоп известно с 1912 г. Раньше считалось контактовым и разрабатывалось как известняковое, для производства цемента.)

Второе крупное месторождение Трансвааля, открытое в 1909 г., это щелочной комплекс Шпитцкоп площадью 24 км<sup>2</sup>, сложенный

в основном ийолитами, прорванными центральной трубкой карбонатитов (Strauss, Truter, 1951; Gittins, 1966). Вмещающими породами являются интенсивно фенитизированные красные граниты с включениями сиенитов и тингуантов. В пределах ийолитов встречаются остатки биотитовых пироксенитов (рис. 39).

Структура карбонатитового тела диаметром 1,6 км, по-видимому, вертикально концентрическая; различаются четыре разновидности карбонатитов: 1) белые крупнозернистые, массивные, севиты присутствуют по краям трубки в виде остатков первоначальной, вероятно непрерывной внешней зоны, и обнаруживают начальную стадию замещения магнезиодоломитом. В южной части севиты содержат примесь щелочного амфибола, апатита, хлорита, магнетита и пирита; 2) серый доломитовый севит — промежуточный между белым севитом и бефорситом; аксессуарные минералы представлены лучистым эгирином, синим щелочным амфиболом, апатитом, магнетитом, флогопитом, пиритом и монацитом; 3) бефорсит, слагающий основную часть карбонатитов, представлен тонко- и среднезернистой массивной породой, главным компонентом которой является паранкерит с подчиненным магнезиодоломитом; 4) карбонатиты, богатые апатитом.

В бефорситах и доломитовых севитах расположены три большие концентрические зоны, обогащенные апатитом. В центре карбонатитового ядра обогащенная апатитом зона в виде хорошо развитого замкнутого кольца имеет мощность около 35 м и диаметр 400 м. Породы этой зоны представлены бефорситом со штирообразными включениями темно-коричневого апатита и рассеянными пиритом, синим амфиболом, магнетитом и флогопитом. Содержание  $P_2O_5$  в этих породах достигает 8%. На восточном контакте карбонатитов имеются довольно крупные линзы коричнево-черного опалового кремнезема с апатитом и синим крокидолитом.

За пределами щелочного комплекса, аналогично месторождению Чишанья, встречаются мелкие до 700 м<sup>2</sup> диатремы карбонатитов, залегающие непосредственно в гранитах и включающие многочисленные обломки апатит-хлоритовых пород с содержанием апатита до 25%. Возраст щелочного комплекса постбушвельдский.

В Северо-Западном Трансваале находится карбонатит-пироксенитовый комплекс Гленовер почти идеально круглой формы, диаметром 4—5 км (рис. 40). Большая часть комплекса сложена разложенным биотитовым пироксенитом, пересекающимся дайками, силами и коническими слоями севитов (Verwoerd, 1966). Обнаженность плохая. Вмещающие породы — пологопадающие полевошпатовые кварциты, гравелиты и глинистые сланцы докембрия, интенсивно фенитизированные в контакте с пироксенитами и местами превратившиеся в красные кварц-альбит-эгирин-авгитовые сиениты. Коренные выходы пород приурочены к центральному холму, сложенному ожелезненной апатитовой брекчией, состоящей из розовых обломков массивного тонкозернистого апатита

с примесью гидроокислов железа, сцементированных корочками белого кристаллического апатита; встречается вторичный водный алюмофосфат — варисцит.

Карбонатиты центральной части комплекса представлены в основном относительно крупнозернистыми бефорситами с включениями севита. Дальше идет переходная зона, состоящая из равного количества бефорсита и севита, переходящая к периферии

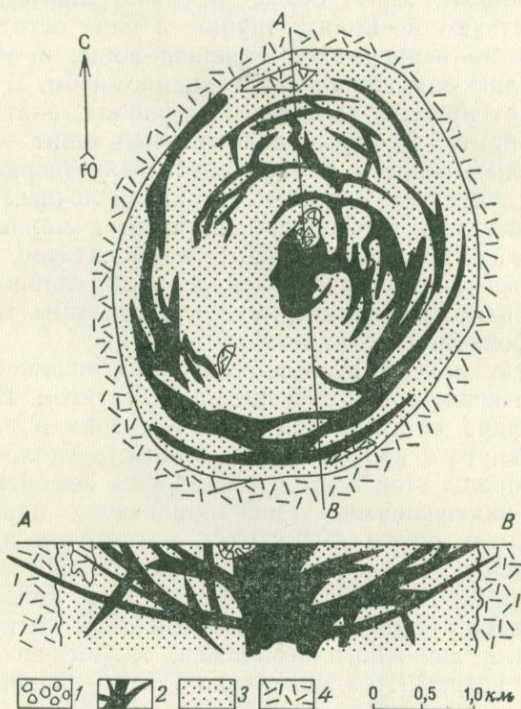


Рис. 40. Схематическая реконструкция возможной геологической структуры комплекса Гленовер. По Фервурду (Verwoerd, 1966)

1 — брекчиевое тело; 2 — карбонатит; 3 — биотитовый пироксенит; 4 — фенитизированный кварцит

в севиты. В севитах значительная примесь магнетита, апатита и флогопита подчеркивает их концентрическую полосчатость, падающую внутрь комплекса. В бефорситах, помимо апатита, магнетита и флогопита, отмечаются пирит, пирохлор, колумбит, гематит, анатаз, брукит, хондродит, барит, целестин, амфибол, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит. Поздняя стадия минерализации представлена жилками фиолетового флюорита с баритом, кварцем, анкеритом, доломитом, кальцитом, пиритом и спекуляритом и кварц-синхизитовыми прожилками, нередко образующими штокверки в карбонатитах. Обогащенные синхизитом породы содержат

до 2,2% редких земель. По последним геохронологическим данным возраст комплекса протерозойский (1290 млн. лет).

Фосфатное месторождение приурочено к выходам апатитовой брекчии, расположенной на контакте пироксенитов с карбонатами. Рудное тело размером  $180 \times 270$  м, по-видимому, на глубине 135—170 м подстилается карбонатитами. Запасы верхней и средней части месторождения составляют 3 млн. т руды со средним содержанием  $P_2O_5$  20—32% и  $Fe_2O_3$  9,3% и 2,5 млн. т с неравномерным более бедным содержанием  $P_2O_5$  — от 5 до 35%. Расположенные ниже более железистые руды со средним содержанием  $P_2O_5$  21,8% и  $Fe_2O_3$  26,4% имеют запасы 6,75 млн. т. Главные рудные компоненты — вторичный апатит и тонкозернистые гётит и гематит. Местами в руде отмечается присутствие  $Nb_2O_5$  до 0,16%.

С 1957 г. на месторождении добыто около 65 тыс. т апатитовых пород. Апатит также является постоянной примесью пироксенитов, ср. содержание  $P_2O_5$  в которых 5%. Ежегодная продукция 13 тыс. т. В 1967 г. около г. Мейертон введена в строй первая на Африканском континенте электропечь для получения элементарного фосфора, из которого производится фосфорная кислота. Печь мощностью 18 т фосфора в день работает на сырье месторождения Гленовер.

На территории Западного Трансваала известны также более мелкие недостаточно изученные месторождения апатита, такие, как Твиривьер (Tweerivier), Нуйтгедахт (Nooitgedacht) и другие, в карбонатитах которых или в пересекающих их дайках отмечается значительная примесь апатита. Аналогичные месторождения с богатыми апатитом карбонатитами известны в Юго-Западной Африке — это Калькфельд (Kalkfeld), Ондуракорум (Ondurakorum), Окорузу (Okorusu) и некоторые другие, недостаточно изученные и не оцененные с промышленной точки зрения.

### Америка

**Канада.** Апатитсодержащие карбонатитовые месторождения в Канаде находятся в основном в провинции Онтарио и лишь одно (Ока) в провинции Квебек, в 30 км западнее Монреала (Rowe, 1958; Gittins, 1966; Gold a. o., 1967).

Овальное, вытянутое в северо-западном направлении тело карбонатитов — комплекс Ока (площадью  $7,2 \times 2,4$  км), пересечено дугообразными дайками и телами ультраосновных-щелочных пород. Вмещающие породы — докембрийские анортозиты, габбро, гнейсы, кварциты и мраморы, на контакте с породами комплекса они интенсивно фенитизированы (рис. 41). В карбонатитах, слагающих большую часть площади комплекса, четко выражена концентрическая полосчатость, обусловленная расположением различных минералов-примесей. Различаются восемь типов карбонатитов, залегающих в виде дугообразных тел среди других типов

карбонатитов и главным образом преобладающих сецитов: 1) крупнозернистый, полосчатый сецит с подчиненными — магнетитом, апатитом и биотитом и аксессуориями — форстеритом, щелочным пироксеном и пирохлором; этот сецит слагает большую часть краевой зоны комплекса; 2) крупнозернистый, полосчатый эгирин-апатит-биотит-магнетитовый сецит встречается в виде полос и линз в сецитах; 3) средне-крупнозернистые породы, существенно состоящие (20—50%) из монтичеллита с биотитом, перовскитом, магнетитом, апатитом и пирохлором; 4) очень крупнозернистый сецит с редкими магнетитом, пирохлором и тремолитом

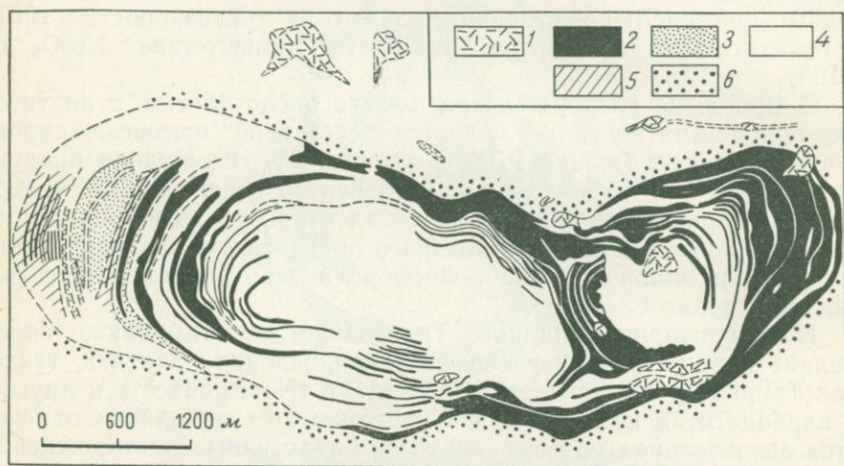


Рис. 41. Геологическая карта комплекса Ока, Квебек. По Голду (Gold а. о., 1967)

1 — альвены и альвеновые брекчии; 2 — мельтейгит-уртитовая серия; 3 — океановая серия. Серия кальцитовых пород (карбонатиты): 4 — кальцитовые карбонатиты; 5 — доломитовые апатитосодержащие карбонатиты; 6 — фенитизированные гнейсы

образует мощную полосу в Южном кольце; 5) тонкозернистый серый полосчатый доломитовый карбонатит с апатитом, кальцитом и магнетитом и крупнозернистый красно-бурый доломитовый карбонатит в основном приурочены к северной части комплекса; 6) мелилитовый сецит с 30—50% мелилита и апатитом образует тонкие полосы; 7) ниокалитовый сецит с апатитом, мелилитом, магнетитом, меланитом и биотитом слагает две полосы мощностью 5 и 20 м; 8) жилы тонкозернистого кальцита и доломита с меланитом и магнетитом и сецита, богатого магнетитом и апатитом.

Силикатные породы представлены океант-якупирангитовой серией от мелилита и мелилит-нефелиновых разновидностей (окаит), мелилит-гаюиновых и мелилит-нефелин-титанавгитовых до нефелин-титанавгитовых и богатых титанавгитовых (якупирангит). Эти породы образуют мощное тело в виде полумесяца и шесть

дугообразных даек в Северном кольце. Большая часть силикатных пород комплекса принадлежит к ийолит-мельтейгит-уртитовой серии: малиньиты, уртиты, микроуртиты, меланитовые уртиты, ийолиты, микроийолиты. Волластонит-меланитовые мельтейгиты и др. встречаются главным образом в виде дугообразных даек в краевой зоне. Небольшие массивы и дайки альнеитов и альнеитовые брекчии прорывают породы комплекса и вмещающие породы.

Месторождение разведывается с 1954 г. Выявлено 3500 тыс. т руды с содержанием 9,1% апатита, 0,39% TR и 0,31% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. В 1957 г. до глубины 150 м разведано более 100 млн. т ниобиевой руды.

Комплекс щелочных пород и карбонатитов обнажается на пяти островах Маниту, расположенных на оз. Ниписсинг, и образует кольцевую структуру во вмещающих докембрийских гранито-гнейсах. Внешнее кольцо комплекса представлено фенитами кварц-калишпат-эгиринового состава. По направлению внутрь постепенно исчезает кварц, и внутреннее кольцо сложено щелочными калишпат-эгириновыми породами с участками карбонатитов. Карбонатиты варьируют от тонко- до крупнозернистых и от массивных до слоистых, переслаивающихся с богатыми апатитом породами, которые состоят из щелочного амфибола, эгирина, кальцита, апатита и биотита с пирохлором, магнетитом и пиритом. В западной части комплекса обнажаются измененные, перматоидные, щелочные сиениты. Местами породы комплекса перекрыты известняками ордовика. Большая часть комплекса находится под водой озера и изучена слабо.

Ультраосновной щелочной комплекс Лакнер (Lackner Lake) состоит из серий концентрических, падающих внутрь, зон слоистых ийолитов, малиньитов и нефелиновых сиенитов; внешний контур сложен очень крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами. Размеры почти округлого по форме комплекса не менее 6,5 км в диаметре. Вмещающие породы — докембрийские фенитизированные гранито-гнейсы. Ийолиты содержат кальцит и пересечены дайками пироксеновых и биотитовых сецитов с апатитом, магнетитом и пирохлором. Встречаются крупные магнетит-apatитовые тела с пирохлором. На месторождении имеется более 5 млн. т породы, содержащей 21,88% апатита, 69,60% магнетита и 0,173% пятиокси ниобия.

Аналогичный по размерам комплекс Немегозенда (Nemegozenda Lake) состоит из ювитов, малиньитов, фояитов, пуласкитов и окружен зонами сиенитовой брекчии и красными щелочными фенитами. В фенитах залегают четковидные тела биотитовых сецитов, нередко с пироксеном и апатитом и встречаются зоны малиньитов и якупирангитов, содержащие сегрегации магнетита и апатита с пирохлором. Вмещающие породы комплекса — докембрийские гранитовые и диоритовые гнейсы, прорванные габбро-пироксенитами. Большая часть комплекса закрыта водами оз. Немегозенда.

По-видимому, аналогичны по составу ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами и апатитом на слабо изученных месторождениях Файрсенд (Firesand), Прерилейк (Prairie Lake) и некоторых других в северо-западной части этой провинции, а также на рудопроявлении Верити (Verity) в Британской Колумбии, где добывался вермикулит. В последнем в 1951 г. обнаружены карбонатные главным образом доломитовые полосы и линзы до 50 м мощности, содержащие урановые пирохлор и колумбит и некоторое количество фосфатов. Карбонатные породы, залегающие в виде линз и полос во вмещающих кварц-слюдяных и роговообманковых гнейсах, содержат разнообразные акцессории: вермикулит, магнетит, оливин, ильменит, циркон, биотит, пирротин и от 1,88 до 4,55%  $P_2O_5$ . В одном месте обнаружен выход содалитового сиенита.

**Соединенные Штаты Америки.** Несколько месторождений апатита в связи с массивами ультраосновных-щелочных пород известно в США, в штатах Монтана, Колорадо и Арканзас. Одно из наиболее крупных находится в 10 км к северо-востоку от Либби (штат Монтана). Шток ультраосновных-щелочных пород площадью около 20 км<sup>2</sup> залегает в сланцах, кварцитах и известняках. Большая часть площади штока сложена пироксенитом с большим количеством апатита и акцессорными — гранатом, магнетитом и варьирующим количеством биотита. Местами в крупных (до 0,3 × 3,0 км) обособленных телах биотит почти полностью превращен в вермикулит, нередко с содержанием апатита до 15%. Более молодые сиениты и нефелиновые сиениты слагают около одной трети штока. Среднее содержание  $P_2O_5$  в пироксенитах около 4,33% (Larsen, Pardee; 1927).

Комплекс ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами Айрон-Хилл (штат Колорадо) имеет несколько вытянутую грушевидную форму, площадь его около 32 км<sup>2</sup>. Большая часть комплекса сложена сфен-магнетит-apatит-эгирин-авгитовыми пироксенитами, которые замещаются нефелиновыми сиенитами, ийолитами, ункомпагритами и магнетит-перовскитовыми телами. Центральное ядро (5 км<sup>2</sup>) представлено различными полосчатыми карбонатитами с падением внутрь комплекса. Вмещающими породами служит докембрийский частично фенитизированный гранит Паудерхорн, а покрывающими — нижнеюрские песчаники (Larsen, 1942).

Преобладают зернистые бурые слоистые анкерит-доломитовые карбонатиты с пирохлором, апатитом, магнетитом, ильменитом, пиритом, рутилом, цирконом, монацитом и флюоритом. Белые грубокристаллические доломитовые карбонатиты образуют удлиненные тела и секущие дайки в анкерит-доломитовых карбонатитах. Менее распространены магнетитсодержащие, сидеритовые карбонатиты и измененные карбонатиты, обогащенные барием и редкими землями. Породы комплекса пересечены маломощными дайками пироксенитов, а южная половина месторождения многочисленными карбонатитовыми дайками. В карбонатитах и пироксенитах встречаются существенно апатит-магнетитовые и почти чистые апатитовые

дайки и линзы. Иногда в пироксенитах содержание апатита достигает 30%, а местами и 60%.

Магматический комплекс Магнет-Ков (штат Арканзас) залегает в песчано-сланцевых отложениях карбона в виде эллиптического тела площадью около 16 км<sup>2</sup> (Erickson, Blade, 1963). Центральное ядро ийолитов и карбонатитов окружено последовательными кольцевыми дайками фонолитов, мельтейгитов, якупирангитов и различных нефелиновых сиенитов (рис. 42). Более мелкие кольцевые

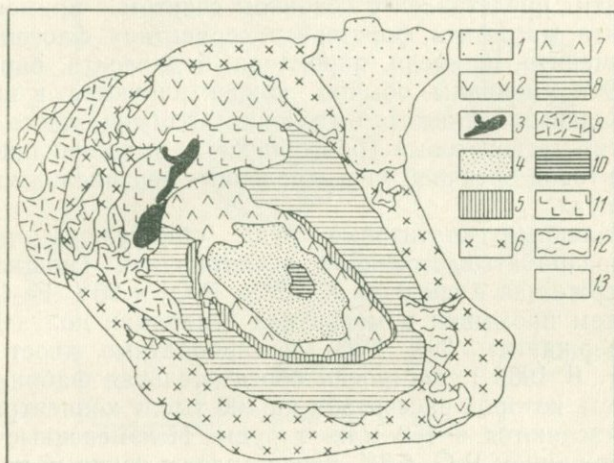


Рис. 42. Геологическое строение магматического комплекса Магнет-Ков. По Эриксону и Блэду (Gittins, 1966)

1 — якупирангит; 2 — фонолит и брекчия; 3 — карбонатиты; 4 — биотит-гранатовый ийолит; 5 — трахит; 6 — гранат-псевдолейцитовый сиенит; 7 — гранатовый ийолит; 8 — трахитовый фонолит; 9 — нефелиновый сиенит со сфеном; 10 — известково-силикатная порода; 11 — тонкозернистый ийолит; 12 — метаморфизованные осадочные отложения; 13 — палеозойские отложения

дайки представлены тингуаитами, трахитовыми порфирами и другими породами; неправильные тела карбонатитов (севитов) содержат апатит, магнетит, монтичеллит, перовскит, кимцеит и пирит. Секущие жилы комплекса кварц-рутил-брукитовые, полевошпат-карбонатные, кварц-полевошпатовые и флюоритовые. В карбонатах и ийолитах встречаются поздние кварцевые жилы, молибденовые и апатитовые. Кора выветривания карбонатитов представлена криптокристаллическим апатитом с рассеянными в нем остаточными апатитом, магнетитом и перовскитом. Содержание  $P_2O_5$  в коре выветривания 30—40%.

**Южная Америка.** Большая группа карбонатитовых месторождений с промышленной апатитовой концентрацией известна в Бразилии в пределах юго-восточной части Бразильского докембрийского щита (Heinrich, 1966; Harrington a. o., 1966; Gittins, 1966).

Месторождение Якупиранга (шт. Сан-Паулу) известно с 1887 г. Оно представлено крупной (около  $65 \text{ км}^2$ ) кольцевой интрузией перидотитового состава с пироксенитовой оторочкой. В южной части перидотиты прорваны округлым якупирангит-ийолитовым телом, внутри которого расположено карбонатитовое ядро площадью около  $0,3 \text{ км}^2$ . Весь комплекс окружен лейкократовыми щелочными породами, которые представляют собой фенитизированные докембрийские гранодиориты. Вмещающие породы — кристаллические сланцы, известняки и гранодиориты.

Карбонатит представлен в основном севитом с примесью доломита, апатита, магнетита, форстерита, серпентина, флогопита, сульфидов, ильменита, шпинели, пирохлора, бадделейта, барита и перовскита. Эти минералы обычно концентрируются в виде полос или неправильных пятнистых выделений. Особенно часто наблюдаются апатит-магнетитовые обособления, выполняющие вместе с карбонатитовой брекчией многочисленные вертикальные трещины в карбонатитах.

Промышленные апатитовые руды обнаружены в 1934 г. С 1942 г. разрабатывается кора выветривания (мощностью 1—10 м), содержащая в среднем 22—23%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и 26%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Обогащением путем промывки и магнитной сепарации получен концентрат с содержанием 39%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и карбонатные хвосты с  $\text{P}_2\text{O}_5$  меньше 1%. В 1962 г. построена обогатительная фабрика, производительность которой рассчитана на 300 тыс. т концентрата в год. Запасы исчисляются в 150 млн. т руды. Неизменные карбонатиты с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  6,5% представляют крупный потенциальный источник фосфата и известняков для производства цемента. Из них при флотации получен высокосортный концентрат с 40,2%  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Melcher, 1966).

В этой же провинции известны три более мелкие месторождения: Ипанема (Ipanema), Серроте (Serrote) и Гуарирува (Guarirua). Первое известно как железорудное с конца XVI в. Комплекс щелочных-ультраосновных пород, слагающих месторождение Аракояба в 20 км от Сорокаба, представлен пироксенитами, якупирангитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Этот комплекс пересечен дайками гидротермально-метасоматических апатит-магнетит-пироксеновых с биотитом, местами мономинеральных апатитовых пород с содержанием апатита до 70%. Вмещающие породы — сланцево-известняковая серия докембрия. Руды месторождения содержат 20%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и 24%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Обогащением получен концентрат с 33%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и 12%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Запасы руды исчисляются в 1 млн. т. В элювиальной коре выветривания встречен обильный магнетит и апатит, а также содержатся эгирин, гастингсит, халцедон, вермикулит, барит и циркон.

Месторождение Серроте, расположенное в 22 км от г. Реджистро, представлено тремя холмами. Первый высотой около 100 м и диаметром до 1 км сложен нефелиновыми сиенитами с пироксенитовой внешней зоной. В контактовой зоне между сиенитами и

пироксенитами прослеживается пояс магнетит-апатитовой породы с баритом мощностью 10—15 м. Второй холм сложен перидотитами с магнетитовыми жилами, а третий — собственно месторождение Серроте — представлен доломитовыми карбонатитами, апатитовой породой и баритовыми жилами. Вмещающие породы — докембрийские гнейсы (рис. 43). Месторождение разрабатывается с 1949 г. Производительность фабрики 14 тыс. т. Запасы апатитовой руды с содержанием  $P_2O_5$  20%, подсчитанные до глубины

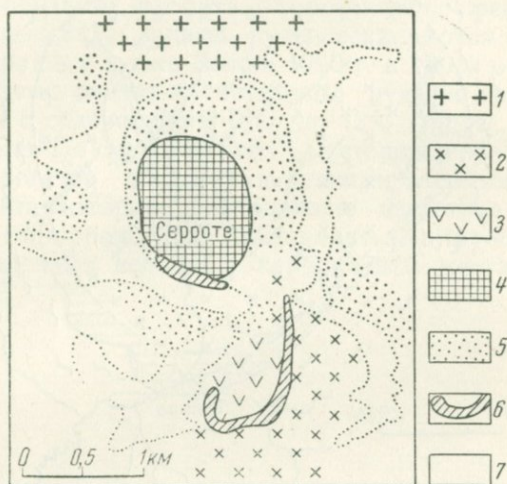


Рис. 43. Схема геологического строения месторождения Серроте. По Мельчеру (Gittins, 1966)  
 1 — граниты и гнейсы; 2 — перидотиты и пироксениты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — карбонатиты; 5 — богатые железом красноватые почвы; 6 — апатитовые месторождения; 7 — аллювий и элювий

50 м, составляют 1 млн. т. За 1963 г. получено 11,5 тыс. т концентрата с 3250 т  $P_2O_5$ .

Месторождение Гуарирува (в нескольких километрах от Серроте) представлено той же ассоциацией нефелиновых сиенитов с пироксенитами и доломитовыми карбонатитами. Апатитовые руды залегают в виде линзовидного тела до 10 м мощности, ср. содержание  $P_2O_5$  до 22%. Запасы руды достигают 5 млн. т.

Одно из крупнейших месторождений апатита и ниобия в Бразилии Араша (шт. Минас-Жераис) открыто в 1953 г. В настоящее время оно еще слабо изучено и контакты слагающих пород достоверно не определены. Комплекс ультраосновных-щелочных пород, по-видимому, близкий к округлой форме, имеет диаметр около 6,5 км и залегает в докембрийских кристаллических известняках, кварцитах и филлитах серии Минас. Комплекс представлен якупирангитами, лимбургитами, фояитами, тингуаитами и карбонатитами. В последних отмечается значительная примесь

фонолитами с апатит-магнетитовыми сегрегациями по краям комплекса и карбонатитовым ядром площадью около  $4 \text{ км}^2$  (Heinrich, 1966; Колотухина и др., 1968). Вмещающие породы — докембрийские кристаллические сланцы, кварциты и известняки (рис. 44). Месторождение богато ниобием, торием и редкими землями. Собственно рудой является порода (кора выветривания), содержащая много апатита, магнетита, пирохлора, перовскита, ильменита, лимонита и вторичного фосфата — горсейксита. Среднее содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в руде 2,84%, запасы руды исчисляются в 200 млн. т.

Севернее Араша в штате Гояс в 1962 г. в 15 км от Каталау обнаружены богатые апатит-магнетитовые руды в крупных элювиальных глыбах с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  до 13% (Фроес, 1965).

В штате Сан-Паулу известно месторождение Итапирапуя (Itapirapua), богатое апатитом и редкими землями (до 10%), а в штате Санта-Катарина расположено известное с начала нашего столетия месторождение Анитаполис (Anitápolis), где ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты местами содержат до 19%  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

апатита, магнетита, флогопита, барита, перовскита, циркона и урановых фосфатов.

Крупное рудное тело, представленное апатит-магнетит-биотит-баритовой породой, является потенциальной фосфатной рудой. Апатит сильно трещиноват и пропитан по трещинам лимонитом,

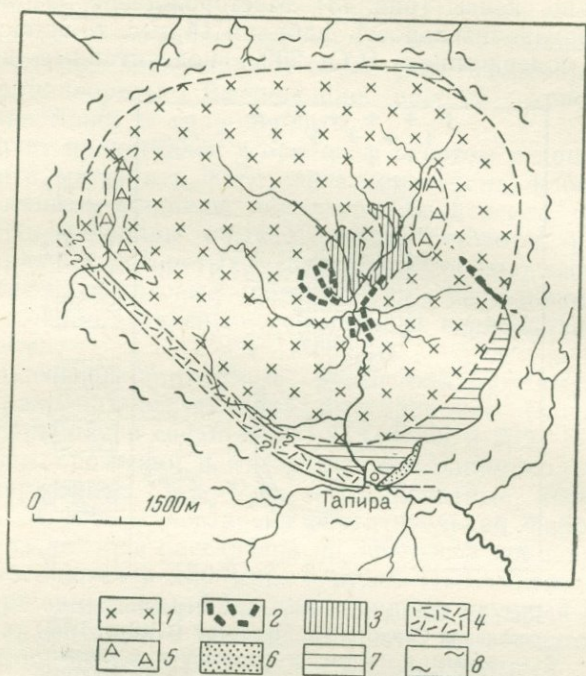


Рис. 44. Схематическая геологическая карта месторождения Тапира. По Хейриху (Heinrich, 1966)

1 — щелочные породы; 2 — титаномagnetитовые линзы; 3 — ниобиевая минерализация; 4 — ультрамилониты; 5 — апатитовая порода; 6 — бостониты; 7 — кварциты; 8 — сланцы

что сильно затрудняет обогащение. Подсчитано запасов 42 млн. т фосфатной руды с содержанием  $P_2O_5$  более 22% и 49 млн. т с содержанием  $P_2O_5$  от 12 до 20%. На месторождении также подсчитано 32 млн. т высокосортной железной руды с содержанием  $Fe_2O_3$  15%. Железная руда мешает добыче фосфатов. Кроме того, подсчитаны запасы пироклоровой руды в количестве 120 млн. т с содержанием до 3,5%  $Nb_2O_5$ . Обоганительная фабрика имеет производительность 40 тыс. т апатитового концентрата в год; запланировано увеличение до 1 млн. т (Огороднева, 1963). Юго-восточнее Араша расположено известное с двадцатых годов нашего столетия месторождение Тапира (Tariga). Ультраосновной-щелочной комплекс сложен якупирангитами, пироксенитами, тингуанитами и

## Глава VI

### ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При современных масштабах добычи фосфорсодержащих руд проявления апатита в пегматитах ввиду их небольших размеров нельзя рассматривать в качестве существенного промышленного источника фосфора. Тем не менее в ряде стран (Канада, Индия, Норвегия), где отсутствуют или долгое время были не известны месторождения фосфатов других генетических типов, пегматиты с повышенными скоплениями апатита разрабатывались, а местами разрабатываются и в настоящее время (Бомле, Норвегия).

В типичных гранитных пегматитах больших скоплений апатит обычно не образует. Известно лишь одно месторождение Заутпансберг в Южной Африке с относительно большими скоплениями апатита в связи с гранитными пегматитами (Ферсман, 1959; Фивег, Шубин, 1937).

К югу от Заутпансберга (Фивег, Шубин, 1937) среди гнейсов и кристаллических сланцев широко развиты гранитные пегматиты, которые при пересечении зеленых сланцев обогащаются апатитом. Зона этих сланцев с пегматитами имеет мощность от 3,2 до 4,8 км и вытянута по простиранию на 8 км. Апатит чаще встречается в виде скоплений в зальбандах жил, а также в прилегающих зонах сланца, который в этих местах значительно амфиболлизирован и обогащен биотитом. Кристаллы апатита в пегматитах нередко содержат многочисленные тонкие иголки монацита и окаймляются монацитово-оторочкой. В пегматитовых жилах отмечены скопления барита с сульфидами. Месторождение открыто в 1925 г. Несмотря на непостоянный характер проявления апатита в отдельных жилах, оно долгое время разрабатывалось с получением апатитового концентрата с содержанием 37—38,5%  $P_2O_5$ .

Обогащение апатитом наблюдается в гранитных пегматитах Восточной Австралии, при пересечении ими карбонатных пород (Фивег, Шубин, 1937). Обычно же в гранитных пегматитах апатит присутствует в виде минеральной примеси и только в IV типе натро-литиевых пегматитов (по А. Е. Ферсману) апатит встречается иногда в несколько повышенных концентрациях. В виде ми-

неральной примеси апатит присутствует в пегматитах щелочных и ультраосновных магм.

В составе щелочных пегматитов наряду с основными, слагающими их минералами — микроклином или ортоклазом, нефелином или содалитом, эгирином, гакманитом, натролитом, арфведсонитом — в тех или иных количествах присутствуют апатит, анализим, а также примесь минералов циркония, титана, ниобия и других. Содержат апатит уртитовые пегматиты Хибин. По характеру залегания они аналогичны ийолит-уртитовым прослоям в полосчатых рудах и отчасти ксенолитам уррита. Состоят они главным образом из нефелина, эгирина и апатита, характеризующаясь большой однородностью. Структура уртитовых пегматитов напоминает структуру нормального крупнозернистого уррита с апатитом. В небольшом количестве в них присутствуют лампрофиллит, эвдиалит, энигматит.

Повышенные концентрации апатита встречаются в пегматитах, связанных с ультраосновными и основными магмами. А. Е. Ферман (1953) выделил самостоятельный генетический тип апатитовых жил в породах типа габбро. Повышенная зараженность основной магмы фосфором является ее характерной петрохимической особенностью. Естественно ожидать повышенные концентрации апатита в пегматитах, связанных с основными породами габбро-плагиогранитной формации.

Пегматиты ультраосновных и основных магм, представленные габбро-пегматитами, бронзититами, сложены основным и средним плагиоклазом, ромбическим пироксеном (бронзит), в меньшей степени оливином, амфиболом, биотитом с переменным количеством апатита, примесью граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита и иногда сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит).

### Формация апатитоносных пегматитов

**Апатитоносные пегматиты, связанные с габброидными породами.** В генетической связи с габброидными породами встречаются апатитовые пегматиты с хлор-apatитом, рутилом, титаномагнетитом, скаполитом. Наиболее крупное месторождение Бомле в Норвегии является ценным поставщиком апатита для производства фосфатных удобрений (Шнейдерхен, 1958).

По данным Лабунцова (1936), Фивега, Шубина (1937), Розина и др. (1945), в Юго-Восточной Норвегии апатитовые жилы в габбро, оливин-гиперите и роговообманково-скаполитовых породах широко распространены в районе заливов Лангезунд и Лиллезанд, занимая площадь 2500 км<sup>2</sup>. Содержание апатита в рудах до 40—42%; преобладает хлор-apatит. Месторождения эксплуатируются с 1872 г., максимальная добыча (в 1890 г.) составила 12 тыс. т; в последнее время добывается около 1500 т в год, из которых 50% дает район Бомле.

Пегматитовые жилы с апатитом известны в Бразилии (запасы апатита 200 тыс. т), Южной Австралии, на Цейлоне, Мадагаскаре, в Болгарии и в других странах.

В СССР апатитоносные пегматиты в связи с габброидными породами описаны О. А. Богатиковым («Апатиты», 1968) при характеристике петрологии Кизирского габбро-сиенитового плутона в Восточных Саянах. Крупнозернистые пегматондные габбро и габбро-пегматиты образуют здесь неправильные по форме и разнообразные по размерам участки, расположенные нередко вблизи или по периферии ксенолитов осадочного происхождения. Согласно представлениям О. А. Богатикова габбро-пегматиты представляют собой несомненные дифференциаты габброидной или анортозитовой магмы. Характерная особенность большинства из них — обилие мелких выделений сфена (достигающих до 10—15% объема породы) и локальное обогащение апатитом.

В. С. Мясниковым и О. В. Карповой («Апатиты», 1968) описаны габбро-пегматиты Копанского массива на Южном Урале. Габбро-пегматиты образуют незначительные обособления, измеряемые десятками долями метра (0,1—0,8 м), которые тесно перемежаются с маломощными полосами мелкозернистого габбро или слагают крупные пластообразные тела мощностью до 30 м. Наиболее крупные, очевидно линзовидные, тела габбро-пегматита имеют значительное протяжение в направлении простирания массива.

Апатит постоянно присутствует от единичных крупных кристаллов до значительных концентраций (20% объема породы; в среднем его до 10%). Распределение апатита неравномерное, в виде отдельных гнездообразных скоплений, в ассоциации с рудными минералами и пироксеном. Он образует различные призматические, таблитчатые, гексагональные и изометричные кристаллы, размерами от 0,2 до 8 мм, иногда до 1 см, которые в большинстве случаев тесно срастаются или глубоко врастают в зерна рудных минералов и пироксена. Реже в габбро-пегматите наблюдаются крупные зерна (до 4 мм), имеющие одновременно кристаллографические и неправильные прямолинейные плавно извилистые очертания, подчиненные форме межзерновых пространств. Характерны в апатите включения силикатов и рудных минералов. Иногда в процессе роста его кристаллов полностью или частично захватывается пироксен, плагиоклаз и целые участки вмещающей породы.

Значительные концентрации  $P_2O_5$  наблюдаются в пироксен-полевошпатовых пегматитах Уйбатского плутона в Кузнецком Алатау. По данным С. А. Барановой с соавторами (1968), основная часть Уйбатского массива сложена комплексом субщелочных габброидов нижнего ордовика, которые характеризуются повышенным содержанием апатита. С ними связаны пироксен-полевошпатовые пегматиты с участками сплошных апатитовых руд, сопровождаемые прожилковым и рассеянным апатитовым оруденением

во вмещающих породах. Апатитовая минерализация проявляется как в пегматитовых жилах и прожилках в сиенито-диоритах, так и в форме рассеянной метасоматической вкрапленности в различных породах комплекса. Апатитсодержащие пегматитовые тела приурочены к зонам нарушений северо-восточного простирания. Мощность жил от 2—3 см до 1,5 м. В пегматитах наблюдаются гнездовидные и линзовидные обособления сплошных среднезернистых апатитовых руд, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м, протяженностью 2—3 м. Пегматитовые тела сопровождаются зонами прожилковых апатит-полевошпатовых и апатит-кальцитовых пород. Содержание  $P_2O_5$  в таких зонах достигает 10,4—29,4%.

**Апатитоносные пегматиты, связанные с сиенитами.** Такие апатитоносные пегматитовые жилы известны в Грузии в 15 км от районного центра Озургеты, в местности Чхиква, на левом берегу р. Натанеби. Сиенитовая пегматитовая жила с апатитом вскрыта по простиранию на 150 м с падением  $170^\circ \angle 25-30^\circ$ , мощность 1,2—1,5 м. Жила состоит из крупных листоватых выделений биотита, кристаллов магнетита в зальбандах, щелочного полевого шпата, образующего крупные выделения в зальбандах; апатита в виде прекрасно оформленных крупных кристаллов от зеленовато-серого до мясо-красного цвета; мелких кристаллов серного колчедана, медного колчедана, мелких редких чешуек молибденового блеска, кальцита, моноклинного пироксена, диопсида. Содержание апатита достигает 7—10%.

В Болгарии пегматиты с апатитом приурочены к Витошскому сиенитовому плутону, расположенному на южной окраине г. Софии.

**Апатитоносные пегматиты, связь которых с интрузиями точно не установлена.** Поля апатитоносных пегматитовых жил развиты около Ситарампурам в области Висакхапатном близ побережья Бенгальского залива (провинция Андхра-Прадеш) в Индии (Рао, 1963). Вмещающими породами служат докембрийские гранат-силлиманитовые, диопсид-магнетит-гранатовые, гиперстен-биотитовые и другие гнейсы, гранулиты и граниты. Общее простирание северо-восточное ( $30^\circ$ ) с вертикальным падением. Породы разбиты крупными разломами северо-западного простирания ( $320^\circ$ ), вдоль которых располагаются апатит-магнетит-вермикулитсодержащие, местами зональные, пегматитовые жилы, протяженностью до 150 м при мощности 6—15 м. При пересечении пегматитами диопсидовых гнейсов и гранулитов в них образуются промышленные скопления апатита, вермикулита и магнетита (рис. 45). Кроме этих минералов в пегматитах встречаются циркон, турмалин, диопсид и редко берилл и колумбит. Синий, сине-зеленый, зеленый и серый апатит встречается в виде массивных желваков и кристаллических агрегатов, слагая местами около 70% пегматита. Вермикулит и магнетит залегают в виде карманов весом до 1 т. Встречаются также магнетитовые жилы мощностью от 0,3 до 1,8 м,

располагающиеся вблизи от пегматитовых. Нередко апатит прорастает магнетит.

С 1941 г. проводится интенсивная разведка и частичная эксплуатация месторождений района Ситарампурам. В двух главных месторождениях выявлено 80 776 т апатита, в других районах 15 241 т и во вновь открытых пяти апатитоносных жилах — 5080 т. В еще не разведанных месторождениях предположительные запасы насчитывают 50 800 т, а всего около 152 тыс. т апатита.

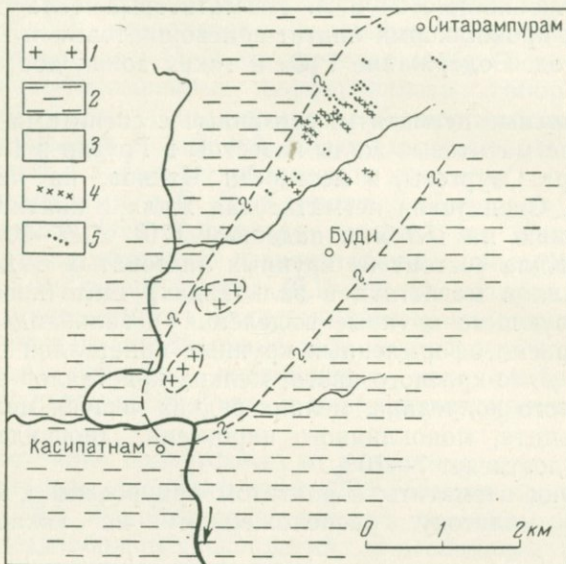


Рис. 45. Схематическая геологическая карта апатит-магнетитового месторождения в Ситарампурам. По Рао (Rao, 1963)

1 — гиперстеновые гнейсы; 2 — гранит-силлиманитовые гнейсы; 3 — диопсидовые гнейсы; 4 — апатит-пегматитовые жилы; 5 — титаномангнетитовые жилы

В апатитсодержащих слюдяных и пегматитовых жилах, где содержание апатита достигает 10—65%, он извлекается попутно с добычей слюды.

В 1923—1924 гг. в Индии добывалось около 6,5—7,5 тыс. т апатита для удобрений и металлургических целей. Разведанные запасы апатита в Бихаре около 700 тыс. т. В 1953 г. в Бихаре было добыто около 4 тыс. т и в Мадрасе около 0,5 тыс. т апатита, в 1960 и 1961 гг. в Индии соответственно добыто 15 и 20 тыс. т. В 1960 г. суперфосфат производился на 15, а в 1961 г. на 18 предприятиях.

Апатитоносные пегматиты известны в Восточной Австралии гора Франциско Пильбара (Mount Francisco Pilbara). Повышенные содержания апатита отмечаются на контакте с известняками, обогащенными альбитом, гроссуляром и эпидотом. В Южной Ав-

стралии пегматиты с апатитом обнаружены в 15 км к северу от оз. Олари. Самая крупная пегматитовая линза имеет длину 30 м при мощности 6 м. Содержание апатита достигает 70%. В штате Параибо в Бразилии расположено апатитовое месторождение Монтейро. Синий или голубой апатит в виде неправильных масс включен в пегматитовые жилы, залегающие в сланцах серии Серидо. Некоторые пегматиты, кроме апатита, содержат магнезиальные фосфаты и амблигонит. При ручной сортировке добывалось около 1 тыс. т апатита. На трех участках месторождения запасы его составляют 200 тыс. т при содержании  $P_2O_5$  40% (Harrington a. o., 1966).

В 1965 г. апатитсодержащие пегматиты обнаружены на территории Аргентины в горных районах провинций Сан-Луи, Мендоза, Кордоба, Ляриойя, Катамарка и др. Их экономическое значение не установлено.

Анализ материалов, характеризующих особенности минерального состава, структур и текстур руд апатитоносных пегматитов и их геохимических особенностей указывает на большую роль пневматолитовых и метасоматических процессов, имевших место при их формировании.

**Апатитоносные пегматоидные жилы.** К данному типу апатитопроявлений относятся некоторые месторождения Канады, расположенные в провинциях Квебек и Онтарио. По данным Штутцера (Stutzer a. Wetzel, 1932) в районах развития апатитовых месторождений обнажаются участки докембрийских пироксенитов, разделенных силлиманитовыми гранито-гнейсами и известняками, прорванными гранитами и сиенитами. Апатитовые тела залегают в пироксенитах, сложенных пироксеном, полевым шпатом и кварцем, и имеют форму линз, гнезд и жил, соединенных между собой тончайшими проводниками. Мощность апатитовых залежей изменяется от первых до нескольких десятков метров, а по распространению они прослеживаются до нескольких километров. Границы рудных тел с вмещающими породами постепенные. Последние претерпели окolorудные изменения. В них широко развиты скаполит, флогопит, сфен и сульфиды. Своеобразными образованиями среди окolorудно измененных пород являются так называемые леопардовые граниты—жилообразные тела гранитов, локализующиеся вблизи апатитовых тел. В непосредственной близости к апатитовым скоплениям эти граниты пронизываются тонкими темно-зелеными прожилками округлой или эллиптической формы. В состав жилок входят пироксен, роговая обманка, эпидот, сфен и кальцит. Перечисленные минералы часто встречаются и во вмещающих гранитах.

Рудные тела сложены в основном фтор-apatитом, флогопитом и кальцитом. В апатитовых рудах встречаются хлор-apatит, скаполит, турмалин, флюорит, сфен, диопсид, реже отмечаются тремолит, полевые шпаты, кварц, графит, гранат, эпидот, везувин, циркон, галенит, ортит и роговая обманка; описаны также хло-

рит, тальк, опал и халцедон. Некоторые из главных минералов достигают в рудных жилах необычайной величины. Так, в крупной жиле в Репфу Каунти были обнаружены кристаллы апатита весом в 280 кг, а кристаллы циркона и сфена величиной по длинной оси более 30 см.

Апатит встречается в трех разновидностях: 1) темно-зеленый, реже красный, коричневый, желтоватый и голубоватый массивный кристаллический апатит, выполняющий большие гнезда; 2) зеленовато-белый сахаровидный среднезернистый апатит с округлыми кристаллами; 3) хорошо ограненный апатит, встречающийся обычно совместно с кальцитом и флогопитом. В апатите часто содержатся включения кальцита, пироксена, флогопита, пирита и флюорита.

Текстура апатитовых руд массивная или симметричная, реже наблюдается полосчатая, друзовая или кокардовая. Так, например, на руднике Гранд Майн обрабатывались полосчатые апатит-пироксеновые руды. Маломощные пропластки светлого апатита чередуются в них с пропластками темно-зеленого пироксена. Руды из Эмирольда характеризуются пегматитовым сростанием апатита и кальцита. Кокардовые и друзовые текстуры руд развиты в Темплтоне. Симметричное строение имеют жилы, развитые на руднике Вавауз, где в зальбандах получили развитие диопсид и флогопит, а в центральных частях жил локализовались красный кальцит и зеленый апатит. Неравномерным расположением жильных и рудных минералов характеризуются жилы в Гренвилле. Они слагаются темно-зеленым пироксеном, травянисто-зеленым апатитом, красным флюоритом, ортоклазом, кальцитом, турмалином, сфеном и цирконом. Апатит и флюорит образуют тесные сростания. Неравномерное распределение минералов в жилах наблюдается и в других рудных участках. Так, в Репфу Каунти такая жила сложена крупными кристаллами роговой обманки, кальцита и апатита с незначительной примесью сфена, флогопита и других минералов; в округе Боуманн известны жилы, сложенные только зернистым апатитом с кристаллами пироксена и скаполита, или же только кальцитом и апатитом. При растворении кальцита иногда в рудных телах образовывались пустоты, в которых встречается апатит.

Большинство исследователей считают указанные апатитовые месторождения пневматолитовыми образованиями или рассматривают их как пегматоидные инъекционные жилы, в формировании которых большую роль играл пневматолитиз.

Согласно М. П. Фивегу (1937) месторождения апатита, связанные с собственно пегматитовой фазой, не известны и обычно образование апатита в пределах этой фазы приурочено к ее пневматолитовым проявлениям. Вероятно, редко наблюдаемые в природе заметные по масштабу концентрации апатита, связанные с пегматитами, главным образом основных магм, в значительной части образовались в более позднюю пневматолитовую фазу.

**КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ****Формация апатитоносных скарнов**

Среди многочисленной группы контактивно-метасоматических месторождений апатитоносны железорудные контактивно-метасоматические месторождения, связанные с плагиогранит-сиенитовыми комплексами. Магнетитовые руды целого ряда контактивно-метасоматических месторождений железа содержат фосфор, который при переработке этих руд попутно извлекается в фосфатшлак.

В курсе месторождений полезных ископаемых (Бетехтин и др., 1964) выделен контактивно-метасоматический тип промышленных месторождений апатита. Указывается, что месторождения данного типа приурочены к контактовым зонам гранодиоритов и сиенитов с карбонатными породами. Апатит находится в тесной ассоциации с типичными скарновыми минералами (гранатом, диопсидом, флогопитом, актинолитом, магнетитом и др.). Промышленные месторождения этого генетического типа встречаются весьма редко и обладают сравнительно небольшими запасами апатитовых руд. В качестве примера контактивно-метасоматических залежей апатита называются некоторые месторождения Канады (провинции Онтарио и Квебек).

В. А. Жариков (1968) отмечает, что магнетитовое оруденение известковых скарнов характеризуется повышенными скоплениями апатита.

По данным В. Г. Сагунова (1968) контактивно-метасоматические (магнетитовые) руды Соколовского, Сарбайского, Качарского и ряда других месторождений Северного Казахстана содержат 0,1—0,2% фосфора в форме аксессуарного апатита, который может быть извлечен методом флотации из хвостов после извлечения железных и сульфидных минералов. По данным Уралмеханобра на Соколовско-Сарбайском комбинате можно ежегодно получать около 170 тыс. т апатитового концентрата с содержанием  $P_2O_5$  17—23%. Повышенные содержания апатита отмечаются в ряде контактивно-метасоматических железорудных месторождений

Урала: Высокогорском, Гороблагодатском, Магнитогорском, Лебяжинском, Естюнинском и др. Уральские контактово-метасоматические, скарновые, железорудные месторождения связаны с массивами плагиогранитов и сиенитов, вытягивающимися в виде пояса вдоль восточного склона Среднего Урала. Наиболее молодые интрузивные породы пояса, богатые калиевым полевым шпатом, сопровождаются контактово-метасоматическими месторождениями магнетита. Самые крупные из них связаны с тагило-кушвинским сиенитовым комплексом; второстепенные — с гранитоидами, сиенито-диоритами, гранитами (североуральские месторождения — Покровское, 2-й и 3-й Северные рудники и др.).

**Высокогорское месторождение.** Приурочено к контакту Тагильского сиенитового массива с верхнесилурийскими известняками и породами эффузивно-пирокластической толщи, входящими в состав меридиональной полосы зеленокаменных пород восточного склона Среднего Урала (рис. 46). Оруденение распространено на площади около 4 км<sup>2</sup> и представлено двумя поясами: Западным (нижняя рудная зона), образованным за счет известняков нижнего лудлоу, и Восточным (верхняя рудная зона), образовавшимся на месте пластов известняков среднего лудлоу, разделенных двухсотметровой толщиной эффузивов.

Верхняя (Восточная) рудная зона разобрана тектоническими нарушениями на три самостоятельных участка. Общая длина нижней рудной зоны по простиранию 1500 м; рудные залежи имеют пластообразную и клинообразную форму; максимальная глубина подсечения рудных тел 630 м. Мощность залежей колеблется от нескольких до 200 м. Длина верхней зоны 1200 м; максимальная глубина подсечения рудных тел 430 м; рудные залежи имеют пластовую форму; мощность залежей колеблется от 2 до 20 м. Серия дорудных и послерудных разломов обуславливает сложную блоковую структуру рудных залежей с амплитудами смещения от нескольких до 150—200 м.

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и имеют в основном северо-западное простирание с падением на северо-восток. Выделяется ряд промышленных типов руд, среди которых важнейшее значение имеют магнетитовые руды и скарны с содержанием железа больше 55% и 0,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Местами магнетитовые руды содержат повышенные количества апатита и, кроме того, некоторое количество сульфидов, содержащих кобальт и медь. М. А. Карасик (1963) обнаружил в распределении апатита некоторую зональность, выражающуюся в том, что по мере удаления от сиенитового массива увеличивается содержание апатита и сульфидов.

**Лебяжинское месторождение.** Расположено к северо-востоку от Высокогорского. Связано с сиенитовой интрузией, которая является продуктом дифференциации габбровой магмы. Известны две полосы концентрации железа: Западная и Восточная (рис. 47). Западная полоса состоит из семи штокообразных скоплений

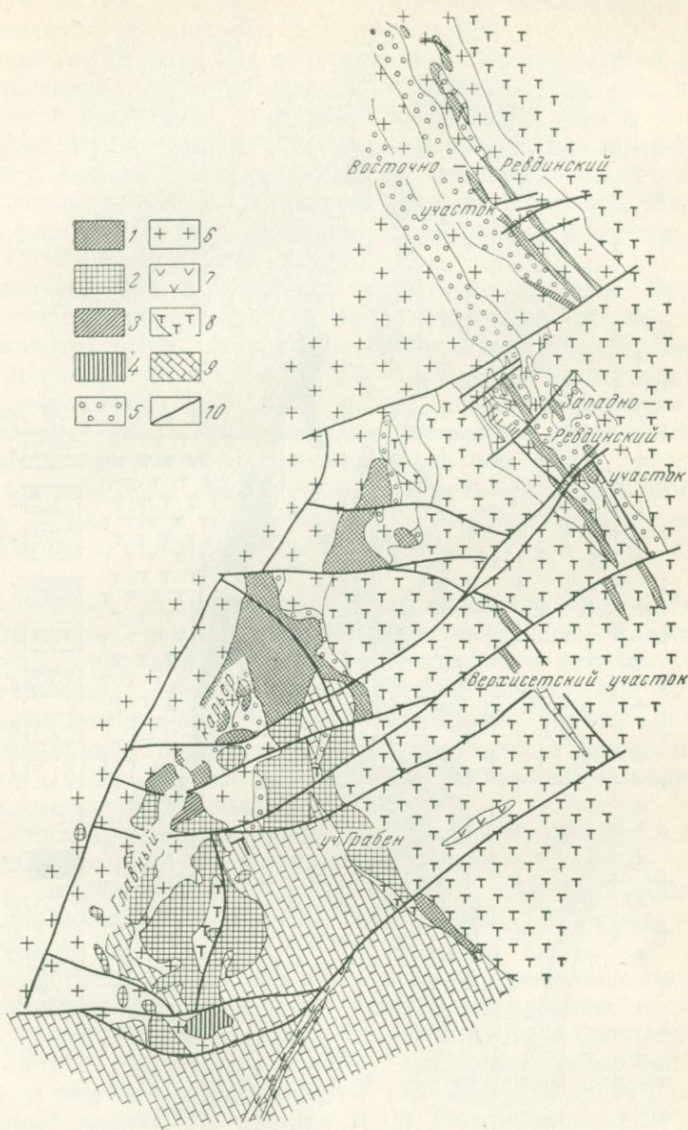


Рис. 46. Тектоническая схема Высокогорского железорудного месторождения (составлена по горизонту +150 м). По Г. А. Брауну и др. («Железорудная база...», 1957)

1 — магнетиты; 2 — мартиты; 3 — полумартиты; 4 — бурые железняки; 5 — скарны безрудные; 6 — сиениты; 7 — порфириды авгитовые; 8 — туфы и туфобрекчии; 9 — известняки; 10 — линии пострудных тектонических нарушений

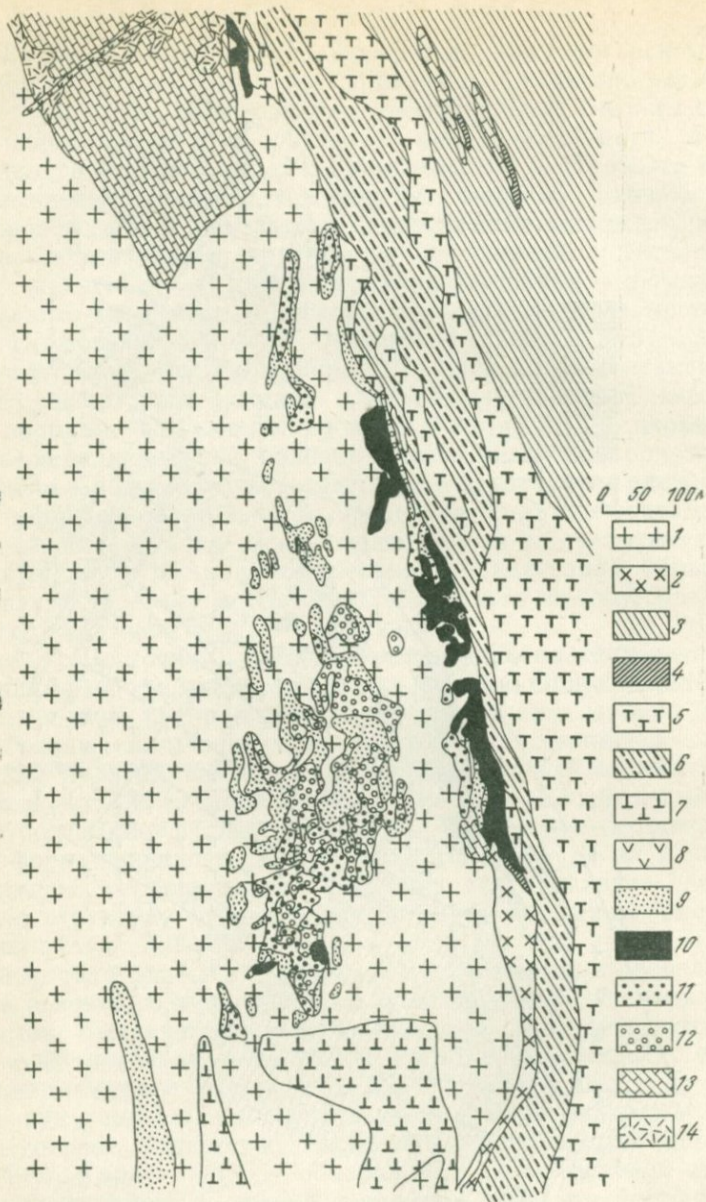


Рис. 47. Геолого-литологическая карта Лебяжинского железорудного месторождения. По Г. А. Брауну и др. («Железорудная база...», 1957)

1 — сиениты зернистые; 2 — сиенит-порфиры; 3 — сланцы зеленые (рассланцованные порфиры и их туфы); 4 — сланцы серицитовые; 5 — порфиры, их туфы и туфовые сланцы; 6 — сланцы известково-хлоритовые туфогенные; 7 — туфы плагиопорфиров ороговикованные; 8 — порфиры (жилльные) авгитовые; 9 — скарны безрудные; 10 — руды магнетитовые (Fe > 45%); 11 — скарны магнетитовые (Fe 30—45%); 12 — скарны бедные магнетитовые (Fe 20—30%); 13 — известняки и мраморы; 14 — карстовые образования

в скарнах среди сиенита (вытянутых в направлении северо-востока 20—30°). Руды выходят на поверхность и выклиниваются на глубине до 150 м. Наблюдается довольно равномерное обогащение апатитом со средним содержанием фосфора 0,15% (0,33%  $P_2O_5$ ); железа 50—59%. Восточная полоса железорудных скоплений представлена тремя хорошо оконтуренными линзами, образовавшимися в результате замещения известняков вдоль контакта с сиенитами. Рудные линзы падают на восток под углами 40—50°. Северная и южная выклиниваются на глубине 200 м, средняя — на глубине около 400 м. Железные руды этой полосы более богаты фосфором. Средневзвешенное содержание фосфора в них 0,5% (1,1%  $P_2O_5$ ) или 2,6% апатита.

Среднее содержание фосфора в Восточной залежи Лебяжинского месторождения (Карасик, 1963) изменяется плавно от 0,1% (0,6% апатита) вблизи нижней периферии рудного тела (независимо от содержания железа) до 0,6—1,0% (4—6% апатита) в отдельных максимумах в верхней части; средние значения 0,2—0,3% фосфора. Месторождение разрабатывается. При добыче отсортировываются наиболее богатые фосфором руды, в которых содержится до 1,5% P (3,3%  $P_2O_5$ ) при среднем содержании фосфора 1% (2,2%  $P_2O_5$ ) и железа 58%. Запасы железа составляют около 28 млн. т. апатита же в них 0,73 млн. т (по В. И. Станкевичу).

**Естюнинское месторождение.** Расположено на восточном склоне Среднего Урала, к северо-западу от Нижнего Тагила. Месторождение приурочено к контакту сиенитов с ксенолитом габбро, вытянутым в северо-западном направлении. На контакте с сиенитами габбро сильно метаморфизованы, причем процессы метаморфизации наиболее интенсивно развиты в лежащем боку ксенолита с образованием пироксен-плагноклазовых и аплитовидных полосчатых пород (рис. 48).

На площади месторождения, составляющей 1,5 км<sup>2</sup>, обнаружено 31 рудное тело с преобладающим северо-западным простиранием и северо-восточным падением под  $\angle 40—50^\circ$ . Наиболее крупное из них имеет длину по простиранию 1160 м при мощности от 30 до 40 м.

По вещественному составу и текстурным признакам на месторождении выделяются следующие типы руд: сплошные магнетитовые (богатые и бедные) и вкрапленные (богатые и бедные). Бóльшая часть руд имеет относительно невысокое содержание Fe (38,76%) и заметное содержание P (0,217%) и S (0,24%).

**Северный рудник.** По данным Л. Н. Овчинникова (1953), апатит широко распространен в рудах Первого Северного рудника на Урале в качестве постоянной примеси в магнетитовых рудах и в заметных количествах в роговообманковых скарнах. В хлоритизированных роговообманковых скарнах наблюдаются участки, сильно обогащенные зеленым и розовым апатитом. Апатит встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов

размером от одного микрона до 2—4 см. Кристаллы и мелкие зерна его обычно располагаются группами, образуя среди сплошного магнетита обогащенные неправильной формы участки, часто вытянутые по простиранию рудного тела. Среди неразложившихся роговообманковых скарнов апатит встречается редко, заметно приурочиваясь к кварц-ильвант-гематитовому апоскарну.

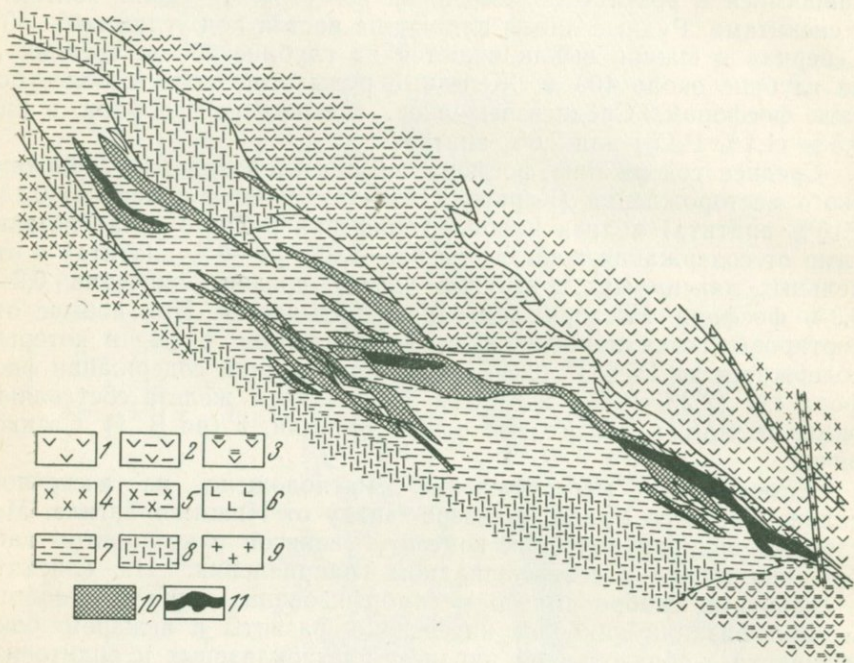


Рис. 48. Геолого-литологическая карта Естюнинского железорудного месторождения. По Г. А. Брауну и др. («Железорудная база...», 1957)

1 — габбро мелкозернистые, массивные; 2 — габбро мелкозернистые, полосчатые (метаморфизованные); 3 — габбро биотитизированные, полосчатые, с переходами в полосчатые биотит-плагноклазовые роговики; 4 — плагносиениты биотитовые, массивные; 5 — плагносиениты биотитовые, полосчатые (метаморфизованные); 6 — габбро с большим количеством жил и прожилков биотитовых плагносиенитов; 7 — породы полосчатые, пироксен-плагноклазовые; 8 — плагноклазиты аплитовые; 9 — сиенит-диориты и порфиры жильные; 10 — руды вкрапленные, магнетитовые ( $Fe - 20-45\%$ ); 11 — железняки массивные, магнитные ( $Fe > 45\%$ )

Апатит идиоморфен по отношению ко всем минералам, в парагенезисе с которыми он встречается, в том числе и к магнетиту. В рудах он предпочтительно ассоциирует с агрегатами кварца и кальцита, выполняющими ксеноморфные промежутки между выделениями сплошного магнетита. Однако апатит также часто встречается и внутри магнетитовых агрегатов, обладая тем же резким идиоморфизмом и нередко несет следы разъедания и замещения, свидетельствующие о более ранней кристаллизации части апатита по сравнению с магнетитом. Основная масса апатита находится вне магнетитовых выделений и связана, как уже указы-

валось, с более поздними кварцем и кальцитом. Кварц и кальцит явно ксеноморфны по отношению к апатиту, часто цементируют раздробленные зерна его и распространяются в нем по трещинкам отдельности. Характерно также разъедание апатита сидероплезитом, образующим различные структуры замещений, а иногда и псевдоморфозы по нему. Это указывает на некоторую подвижность фосфора и его вынос в позднейшие стадии контактово-метасоматического процесса. Как в рудах, так и в скарнах апатит интенсивно замещается хлоритом.

Распределение фосфора в рудах неравномерное: среднее содержание 0,16%, в отдельных участках — от тысячных долей до нескольких процентов. Помимо руд фосфор широко распространен в контактовой зоне, где он содержится как в неизмененных вмещающих породах, так и в различных продуктах метасоматоза. В диабазах его содержание, обусловленное постоянной примесью первичного магматического апатита, составляет 0,02—0,16%, в известковых диабазах 0,11—0,25%, в контактовых диабазах Восточной аномалии 0,18%, в известково-глинистых сланцах 0,08% и в известняках до 0,05%. Л. Н. Овчинников считает, что такое количество фосфора в первичных породах недостаточно для обогащения руд местным апатитом и привнос его растворами при рудообразовании наиболее вероятен.

Согласно Д. С. Штейнбергу («Апатиты», 1968) в контактово-метасоматических магнетитовых месторождениях Урала повышенное содержание апатита обычно сопутствует малотитанистому магнетиту (1—2% двуокиси титана, 0,1—0,2% трехокиси ванадия), распространенному в пироксен-скаполитовых, ортоклаз-пироксен-скаполитовых, пироксен-плагноклазовых (олигоклазовых) породах. К этому типу относят руды Осокино-Александровского и Естюнинского месторождений, оспенные руды Гороблагодатского месторождения (Штейнберг, 1955, 1957). Существует несколько генераций метасоматического апатита (Болдырев, 1930; Овчинников, 1948, 1960), часть его выделяется до магнетита, часть отлагается вместе с ним; известен апатит, образующий поздние жилки в ассоциации с магнетитом и сульфидами. Размеры кристаллов апатита — от сотых долей миллиметра до сантиметров, изредка — дециметров в крупных сростках с диопсидом, флогопитом в Лебяжинском месторождении.

Как показал Л. Н. Овчинников (1948, 1960), несмотря на исключительную неравномерность распределения апатита в рудах контактово-метасоматических месторождений, оно подчинено общей закономерности, при которой максимум его концентрации, как правило, приурочен к центральным частям рудных тел, т. е. к путям наиболее интенсивной циркуляции рудоотлагающих растворов.

Химические анализы апатита из контактово-метасоматических месторождений указывают на принадлежность его к разновидностям, в которых фтор преобладает над хлором. Апатиты контак-

тово-метасоматических месторождений Урала выделяются повышенным содержанием редких земель, которое в расчете на трехокись колеблется довольно устойчиво в границах 1—2%. Прямой корреляции между содержаниями фосфора и железа в рудах контактово-метасоматических месторождений Тагильского района не наблюдается.

**Маркопиджское месторождение.** Обнаружено в 1962 г. Расположено на Северном Кавказе в пределах Передового хребта в бассейнах рек Большая и Малая Лаба (Лабинский район Краснодарского края).

Район сложен ниже(?) палеозойскими метаморфическими образованиями, разделяющимися на две толщи — кристаллическую и зеленокаменную. Первая состоит из пара- и ортоамфиболитов, амфиболовых гнейсов, плагиогнейсов и различных кристаллических сланцев. Зеленокаменная, согласно залегающая на кристаллической, представлена хлоритовыми, эпидот-актинолитовыми и другими сланцами, метасоматитами, кварцевыми альбитофирами, туфами и песчаниками. Вся толща последовательно прорвана интрузиями габброидов, ультрабазитов и гранитоидов уруштенского комплекса, абсолютный возраст которых 360—320 млн. лет (Плошко, Неговелов, «Апатиты», 1968).

Апатитовое оруденение, согласно указанным авторам, приурочено к ядру антиклинальной складки Передового хребта, разбитой крупными разломами северо-западного простирания, по которым внедрялись интрузии уруштенского комплекса, и генетически связано с контактово-метасоматическим воздействием гранитов на ультрабазиты. В настоящее время выделяются три более или менее обособленные апатитоносные зоны: Уруштен-Маркопиджская (в бассейне р. Б. Лаба), Блыбская (в районе ручья Блыб) и Загеданская (на горе Загедан).

Апатитоносные зоны сложены различными контактово-метасоматическими апатит-карбонатными, амфибол-apatит-карбонатными, апатит-биотит (флогопит)-карбонатными, апатит-амфиболовыми, апатит-пироксен-амфиболовыми и другими породами преимущественно зелено-серой окраски различных оттенков. В состав пород обычно входят следующие минералы: карбонаты (преимущественно доломит с примесью брейнерита), апатит, роговая обманка, актинолит, пироксен, флогопит, биотит, хлорит, магнетит, ильменит, пирит и некоторые другие, менее распространенные. Содержание апатита в породах колеблется в пределах 10—25%, он относится к фтор-гидроксилапатиту, реже к фтор-хлор-гидроксилапатиту с несколько повышенным содержанием стронция.

Наиболее изученное апатитовое проявление приурочено к Маркопиджскому линзообразному ультрабазитовому массиву, вытянутому в меридиональном направлении вдоль ослабленной зоны Уруштен-Маркопиджского разлома на расстояние более десяти километров. Здесь серпентиниты изменены и превращены в различные метасоматиты — амфиболиты, актинолититы, слюдиты,

талькиты, слюдисто-амфиболовые, тальк-слюдистые, тальк-амфиболовые, биотит- и диопсид-амфиболовые, реже — гранат-пироксен-амфиболовые и другие породы.

В пределах этого проявления выявлено несколько рудных залежей, наиболее крупная из которых — Центральная — представлена системой субпараллельных апатит-карбонатных тел, залегающих в различных апосерпентинитовых метасоматитах. Наиболее четко выделяются два тела субмеридионального простирания, прослеженные на 560 и 1300 м, мощностью от 4—5 до 20 м и падением к востоку под углами 40—70°.

В пределах изученных залежей намечается постепенное изменение ультрабазитов с возникновением метасоматической зональности следующего порядка.

Первая (внешняя) зона сложена апогарцбургитовым и апопироксеновым серпентинитом или пироксенитом. Вторая зона представлена апатит-амфиболовыми и апатит-пироксен-амфиболовыми темно-зелеными массивными породами. Третья зона состоит из светло-зеленых диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопит-актинолитовых пород, где пироксен и амфибол замещаются флогопитом. Четвертая (внутренняя) зона представлена апатит-карбонатными или амфибол-apatит-карбонатными, мелко-, средне- и крупнозернистыми породами.

Контакты апатит-карбонатных пород с вмещающими породами обычно четкие, но нередко в зальбандах наблюдается карбонатизация и апатитизация с повышением содержания  $P_2O_5$  в апатитизированных амфиболовых и слюдистых породах до 4—6%, и поэтому они могут рассматриваться как бедные руды.

По предварительным подсчетам, проведенным в 1965 г. (до глубины 200 м), запасы апатитовых руд в Центральной залежи равны 12 млн. т при среднем содержании  $P_2O_5$  6,4%. Прогнозные запасы месторождения оцениваются в 20 млн. т (минимально).

Апатит-карбонатные руды легко обогащаются с получением концентрата с содержанием 32—34%  $P_2O_5$  при извлечении 70—83%. Кроме того, исходные руды содержат 6,2% вермикулита (флогопита), пригодного для попутного извлечения.

**Месторождения Индии.** Апатит-магнетитовые месторождения контактово-метасоматического происхождения, образовавшиеся в связи с процессом мигматизации хлоритовых сланцев, известны в Индии (Дипп, 1937). Месторождения расположены между Басурдой и Патхарчакри в пределах зоны Сингхбхум.

Наиболее важные из них залегают вокруг холма Рамчандра-Пахар, сложенного хлоритовыми сланцами. Месторождения представлены серией жил апатит-магнетитового состава, вытянутых вдоль краевых, мигматизированных участков хлоритовых сланцев. Максимальное сгущение жил наблюдается в местах повышенной мощности зоны мигматизации, достигающей 40—45 м. Зоны апатит-магнетитовых жил прослеживаются по простиранию на 90—140 м при мощности 10—15 м. Жильное выполнение состоит глав-

ным образом из апатита и магнетита, с которыми ассоциируют небольшие количества хлорита, биотита, кварца и турмалина. Некоторые из жил обогащены апатитом, другие — магнетитом. Условия залегания и минеральный состав позволяют предположить, что апатит-магнетитовые жилы генетически связаны с процессами мигматизации в пределах тектонически нарушенной зоны скальвания.

По мнению А. К. Банерджи (Banerji, 1958), мигматитовый материал, вступающий в реакцию с хлоритовыми сланцами главным образом на глубине, в значительной степени обогащался такими основными окислами хлоритовых сланцев, как  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Обогащенный основными окислами мигматитовый субстрат поднимался вдоль краевых зон хлоритовых сланцев и на более высоком тектоническом уровне, в условиях пониженных температур и давления становился неравновесным к полевошпатовому расплаву; в результате начавшейся кристаллизации образовались апатит-магнетитовые жилы.

Данн (Dunn, 1937) предположил почти аналогичный способ образования этих месторождений. По Данну фосфатные жилы связаны с гранитами. Фосфор- и фторсодержащие растворы вступали в реакцию с хлоритовыми сланцами, окись кальция из эпидота послужила основой для апатита, который совместно с хлоритом и магнетитом обособлялся в виде жил. Весьма вероятно, что наряду с апатит-магнетитовыми жилами контактово-метасоматического происхождения часть жил образовалась в гидротермальную стадию.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения апатитовых руд гидротермального генезиса, преимущественно связанные с гранитоидами, довольно широко распространены (СССР, Канада, Индия, Испания и другие страны). Они имеют небольшие масштабы и их промышленное значение невелико. Однако в некоторых странах (Канада, Индия и др.) месторождения этого типа разрабатывались, а местами разрабатываются и в настоящее время, преимущественно совместно с флогопитом, вермикулитом и другими полезными ископаемыми.

А. Е. Карякин (Бетехтин и др., 1964) подразделяет гидротермальные месторождения апатита на два подтипа: высокотемпературные и среднетемпературные.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения имеют форму жил небольших размеров и отличаются высоким содержанием апатита. Вследствие трудности эксплуатации маломощных жил и высокой стоимости добываемого апатита последний извлекается лишь попутно при добыче других более ценных минералов, например, флогопита.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения апатита подразделяются на два подтипа: 1) трещинные жилы, залегающие в силикатных породах, и 2) метасоматические залежи, располагающиеся в известняках. В первом случае апатит совместно с кварцем и карбонатами заполняет тектонические трещины, а во втором — апатитовые руды образовались в результате замещения известняков гидротермальными растворами.

В настоящей работе выделены две формации гидротермальных апатитовых месторождений: апатит-кальцит-флогопитовая и апатит-кварц-касситеритовая.

В качестве примеров первой формации кратко характеризуются Слюдянское месторождение в СССР и близкие ему по характеру месторождения Канады и Индии. К этой же формации условно отнесены апатитовые месторождения Северного Казахстана.

Примерами второй формации служат месторождения Испании, Италии, Португалии.

**Апатит-флогопитовые жилы Слюдянского месторождения.** Своеобразные апатит-флогопитовые жилы, которые, судя по парагенезису слагающих их минералов, могут быть отнесены к высокотемпературным образованиям, развиты в южном Прибайкалье в районе г. Слюдянка вблизи метаморфогенного апатитового месторождения (см. гл. X). Район сложен в основном докембрийскими кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами слюдянской серии, прорванными габбро-диабазами, габбро-сиенитами, монцонитами и аляскитовыми гранитами. С последними тесно связан сложный комплекс различных даек, широко распространенных в докембрийских породах — кристаллических сланцах, гнейсах, кварцитах и мраморах. По П. В. Калинину (1957), с наиболее молодыми докембрийскими аляскитовыми гранитами генетически связаны три группы минеральных тел: 1) дайки гранитпегматитов (ортотектитов), 2) дайки пегматитов и 3) постмагматические минеральные образования, среди которых широко распространены метасоматиты (полевошпатовые, диопсид-скаполитовые, шпинелевые, лазуритовые и др.) и кальцит-флогопитовые и кварц-карбонатные жилы.

Основным типом промышленных апатит-флогопитовых жил являются лестничные жилы, имеющие среднюю длину около 20 м и мощность до 1,0 м. Минеральный состав жил: диопсид, скаполит, апатит, флогопит, кальцит, бариевый полевоый шпат. Апатит в ассоциации с кальцитом слагает центральную часть жил.

Пустоты выщелачивания заполнены переотложенным кальцитом и цеолитами. П. В. Калинин (1939), наиболее полно описавший слюдянские апатит-флогопитовые жилы и минералы, считает, что они образовались из надкритических пневматолитовых растворов, богатых щелочами и легколетучими компонентами, вступающими в химическое взаимодействие с боковыми породами. Возникновение минералообразующих растворов связывается с магматической дифференциацией гранитной магмы. По мнению П. В. Калинина, апатит образовывался в газовую стадию при температуре 400—200°С. Кальцит-флогопитовые жилы с крупными кристаллами и гнездами апатита, скаполита и других минералов являются промышленными на флогопит. Апатит местами образует довольно значительные скопления прекрасных голубых кристаллов, иногда более метра в длину. Промышленного значения апатит здесь не имеет.

**Апатитоносные жилы Северного Казахстана.** В Северном Казахстане апатитовые тела размещаются в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях ордовика и реже в магматических породах, прорывающих эти отложения. Выделяется ряд участков, в пределах которых развиты серии апатитовых тел; наиболее крупный из них Тастыкольский. Ниже приводится характеристика геологического строения, зон апатитовой минерализации и усло-

вий формирования гидротермальных апатитовых проявлений по И. Г. Ченцову (1962).

Геологическое строение Тастыкольского участка характеризуется широким развитием вулканогенно-осадочных образований карадокского яруса, разделяющихся на две свиты — нижнюю и верхнюю (Королева, 1959). Нижняя свита сложена порфиритами, туфами, туфобрекчиями, агломератами и туфопесчаниками. Преобладают плагиоклазовые порфириты, наряду с которыми встречаются оливиновые базальтовые порфириты, пироксеновые миндалекаменные, пироксеновые со шлаковой структурой, плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые порфириты. Общая мощность свиты достигает 2000 м. Породы карадока образуют небольшую Тастыкольскую антиклиналь, развившуюся на крыле синклинали второго порядка. Интрузивные породы на Тастыкольском участке представлены небольшими штокообразными и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, и плагиогранит-порфиров, залегающих в разломах, секущих образования карадока. Они прорывают ордовикские породы и перекрываются среднедевонскими отложениями. Многочисленные дизъюнктивные нарушения разбивают район месторождения на отдельные блоки, переместившиеся по этим нарушениям друг относительно друга. По данным И. Г. Ченцова (1962) и других, размещение апатитовых тел контролируется разрывными структурами, развитыми в ордовикских и главным образом в верхнекарадокских породах. Основные апатитовые тела и залежи приурочены к продольным зонам дроблений и трещиноватости, которые развиты в породах верхней свиты карадока и частично в верхах нижней свиты. Значительные апатитовые тела залегают в зонах дробления — изгибах небольших складок в виде жилообразных, седловидных, линзовидных и неправильной формы тел, иногда имеющих столбообразную и плоскотрубчатую форму (рис. 49).

Апатитовые тела залегают в различных по составу породах — в известковистых и туффитовых аргиллитах и алевролитах, в пелитоморфно-микрозернистых известняках, в грубозернистых известняках, в глинисто-туффитовых известняках, в туфах и других породах свиты. Проявления жильной апатитизации наблюдаются также в плагиогранит-порфирах, гранодиоритах, гранит-порфирах. Наиболее крупные апатитовые тела залегают в карбонатных породах. Апатитовые породы представлены брекчиями осадочных, осадочно-туфогенных и магматических пород, замещенных жильными минералами: апатитом, альбитом, карбонатами, хлоритом. Околожильные изменения выражены в апатитизации, карбонатизации, альбитизации, хлоритизации, серицитизации, гематитизации, пиритизации, окварцевании. Содержание апатита колеблется от 10 до 50—60% в зависимости от интенсивности замещения вмещающих пород.

Для апатитовых пород Тастыкольского участка характерно присутствие повышенных концентраций циркония. Циркониевые

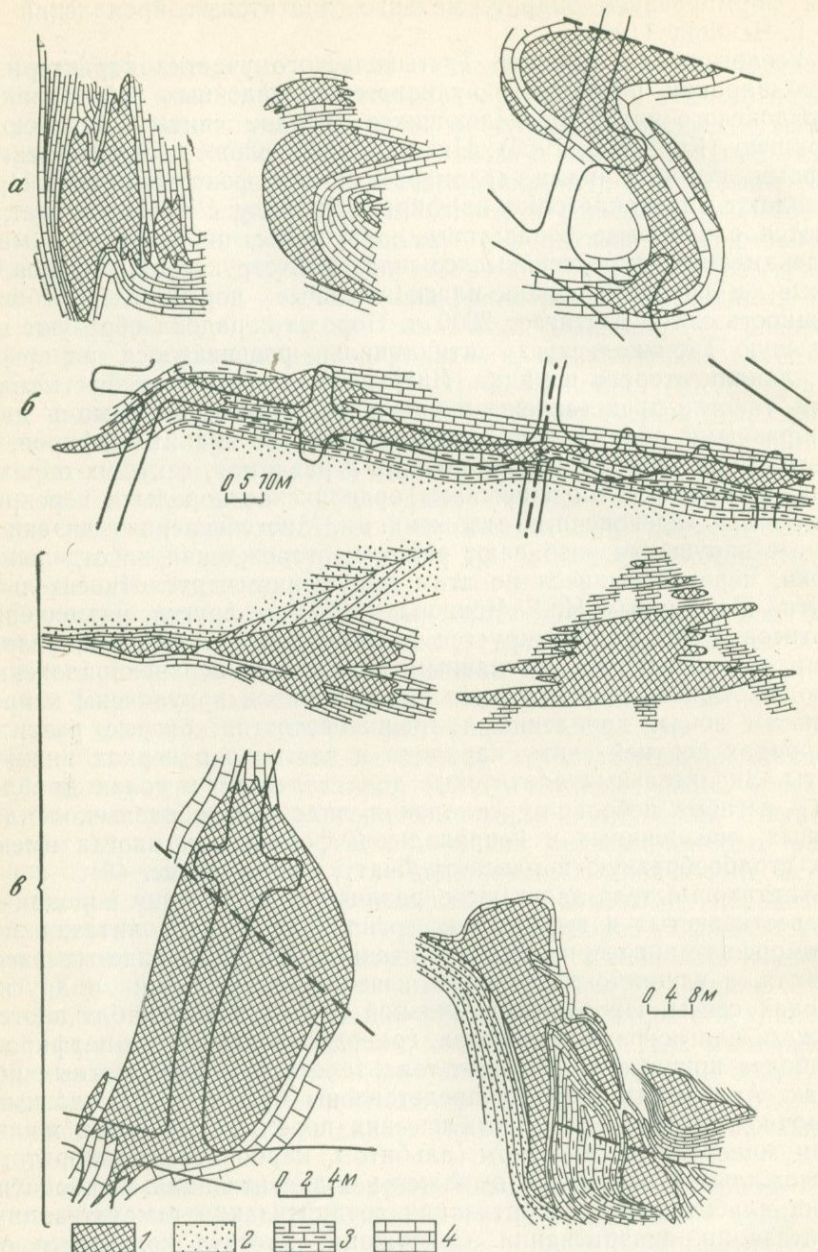


Рис. 49. Форма апатитовых тел Гастыкольского участка (Ченцов, 1962)

*a* — апатитовые тела в изгибах складок (в плане); *б* — апатитовые тела (в плане) первого участка; *в* — апатитовые тела (в плане) второго участка (по В. И. Величкину, А. А. Голикову, В. И. Лаврову); 1 — апатитовые тела, 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — известняки глинистые, туффитовые

минералы обычно наблюдаются в агрегатах и прожилках с альбитом и хлоритом, но встречаются и в тонкозернистой апатитовой массе апатитовых тел.

И. Г. Ченцов (1962) выделяет на Тастыкольском участке следующие типы апатитовых пород:

1) апатитовые породы с небольшим количеством примесей карбонатов — кальцита и иногда доломита; содержание апатита до 80—90%;

2) апатитовые породы, содержащие кальцит; содержание кальцита изменяется от 13—20 до 40—80%;

3) апатитовые породы, содержащие кальцит и доломит или только доломит (и железистый доломит); содержание карбонатов изменяется от 10—20 до 40—80%;

4) апатитовые породы, содержащие кальцит и доломит до 10—25% и альбит до 15—25% и более;

5) апатитовые породы с содержанием альбита 10—30%;

6) апатитосодержащие метасоматические альбититы с небольшим количеством карбонатов — кальцита и доломита. Содержание апатита 10—20%, альбита 75—85%, карбонатов и других минералов 5—10%;

7) апатитовые породы с карбонатами, альбитом и глинистыми минералами; содержание серицита, гидромусковита и каолинита 15—30%, альбита 5,0—15,0%, карбонатов 15—30% (кальцит, доломит, железистый доломит);

8) апатитовые тела с альбитом, карбонатами и хлоритом; содержание хлорита до 10—15%.

Главные минералы апатитовых пород — апатит (фтор-apatит, возможно карбонат-фтор-apatит и другие разновидности), альбит, кальцит, доломит, железистый доломит, анкерит, хлориты железистые и магнезиально-железистые, серицит, гидрослюда (гидросерицит), каолинит, кварц. В незначительных количествах встречаются: флюорит, пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, барит, анатаз, магнетит, гематит, сфен, лейкоксен, циртолит, малякон, аршиновит.

Значительная часть апатитовых тел имеет секущее положение по отношению к осадочным вмещающим породам. Апатитовые тела не участвовали в складчатых деформациях, вмещающих карадокских пород, и формировались после образования складок. Апатитовые жильные тела и зоны апатитизации секут дайки и интрузии, залегающие в карадокских отложениях (рис. 50).

Наиболее значительные Тастыкол-Коксорские апатитовые жилы залегают в карбонатных известково-аргиллитовых и вулканогенно-карбонатных горизонтах ангренсорской свиты карадокского яруса, охватывая широкий стратиграфический диапазон отложений по всей мощности свиты. Однако большое число менее значительных апатитовых проявлений размещается в еще более широком стратиграфическом диапазоне ордовикских отложений — самых различных по петрографическому составу толщах. Их поло-

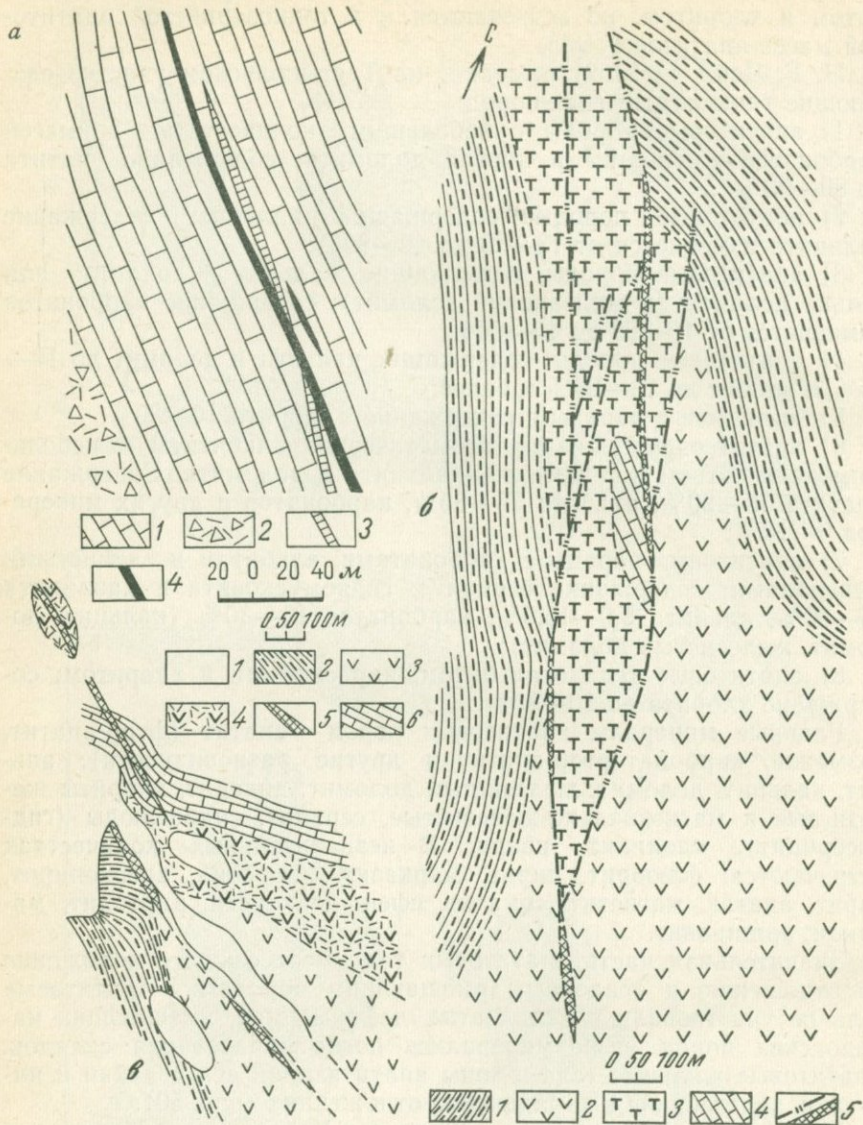


Рис. 50. Апатитовые тела в секущих зонах дробления (Ченцов, 1962)

*a* — пересечение дайки апатитовым телом (участок Промежуточный, разрез): 1 — известняки; 2 — туфы и туфобрекчии порфиритов; 3 — дайки гранодиорит-порфиритов; 4 — апатитовые тела. *б* — геологическая карта юго-восточного участка: 1 — переслаивание серых тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и туфов; 2 — порфириты; 3 — туфогенные песчаники; 4 — известняки; 5 — зоны дробления, вмещающие апатитовые тела. *в* — геологическая карта участка юго-западной зоны: 1 — кварцевые песчаники и красно-бурые глины; 2 — аргиллиты, алевролиты с тонкими прослоями песчаников; 3 — порфириты пироксен-плаггиоклазовые; 4 — туфы порфиритов; 5 — зоны сильно трещиноватых и раздробленных альбитизированных и гематитизированных пород с апатитовой минерализацией; 6 — известняки

жение не контролируется какими-либо характерными литологическими слоями и пачками осадочных образований. Апатитовые проявления обычно приурочены к наиболее напряженным частям складчатых структур, к крутым крыльям складок, осложненных дизъюнктивами, к разрывам складок и другим разрывным нарушениям, а также к сложным узлам разрывных нарушений.

Для полей развития апатитовых проявлений характерно наличие выходов дорудных малых гранитоидных интрузий, даек кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов, плагипорфиров, граносиенитов, альбитовых сиенитов, метасоматических альбититов и других пород. Скопления апатита наблюдаются в дайках и вблизи даек и небольших выходов субвулканических интрузий. Некоторые апатитовые тела параллельны дайкам, другие пересекают их под острым углом или залегают в зонах дробления на контактах даек и вмещающих пород, причем интенсивная метасоматическая апатитовая минерализация развивается как в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, так и в дайках.

На некоторых участках апатитовые тела пространственно связаны с наиболее молодым комплексом малых интрузий и даек альбитовых лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и граносиенитов.

Можно предположить парагенетическую связь апатитовых проявлений с этим комплексом малых интрузий и даек и предположительно считать источником растворов и апатитовой минерализации субщелочные натриевые гранитоидные магмы, обедненные кальцием и обогащенные в процессе дифференциации фосфорной кислотой, щелочами и другими компонентами. Апатитовые залежи образовались в основном путем замещения вмещающих пород. В апатитовых телах, апатитизированных зонах и их околожильных ореолах отмечается метасоматическая зональность, соответствующая принципу кислотно-основной гидротермальной дифференциации Д. С. Коржинского.

Отмечается несколько этапов дробления пород и стадий апатитовой минерализации (пульсации). Наибольшее отложение апатита происходило в первую стадию.

Основные особенности размещения апатитовых проявлений определяются региональными разрывными структурами. Следует отметить субвулканическую природу малых интрузий и даек на участке апатитовых проявлений, что, по-видимому, указывает на неглубокий уровень формирования и апатитовых тел. Учитывая относительно небольшую мощность девонских отложений, перекрывающих карадокские породы, и то, что зоны апатитизации протягивались выше уровня современного эрозионного среза, можно предположить формирование верхних участков апатитовых руд на глубине сотен метров.

**Канада.** Гидротермальные апатит-флогопитовые жилы, весьма сходные с апатит-флогопитовыми жилами Слюдянки, известны в Канаде, где они широко распространены к северу от оз. Онта-

рио в провинциях Онтарио и Квебек. Площадь распространения месторождений сложена различными парагнейсами (гранатосодержащими, пироксен-роговообманковыми и др.), кварцитами и мраморами. Последние нередко обогащены флогопитом, диопсидом, серпентином и графитом. Местами примесь диопсида настолько обильна, что породы приближаются к мономинеральным пироксеновым кристаллическим сланцам. Возраст этой метаморфической серии, прорванной гранитами, сиенитами, диоритами и габбро, считается гренвилевским. Отмечаются обильные пегматитовые дайки, залегающие преимущественно согласно с напластованием гнейсов и других пород и очень редко занимающие секущее положение.

Апатит-флогопит-кальцитовые жилы секут все породы региона и в том числе дайки микроклинового пегматита, и пересечены только сравнительно мало распространенными самыми молодыми кварц-полевошпатовыми жилками. Строение апатит-флогопит-кальцитовых жил почти всегда симметричнозональное. Центральная часть жилы выполнена обычно розовым кальцитом, затем идут зоны кристаллического зеленого апатита, реже белого, желтого, коричневатого, красного и синего. Следующая зона сложена флогопитом, затем пироксеновой породой. В зальбандах жил развиты мигматизированные гнейсы, пегматиты или другие вмещающие породы. Мощность апатитсодержащих жил обычно от 0,5 до 3,0 м, редко более. Отдельные кристаллы апатита достигают 0,3—0,4 м в длину и по составу относятся к фторапатиту.

Добыча апатита производилась с 70-х годов XIX столетия преимущественно попутно с флогопитом в многочисленных (более ста) сравнительно не крупных выработках. Максимальная добыча относится к 1889—1890 гг. — 31—32 тыс. т апатита в год. В дальнейшем с открытием богатых фосфоритовых месторождений в США добыча прекратилась (Галюк, 1959; Wynne-Edwards, 1967). При обогащении руд получаемый концентрат содержал 30—40%  $P_2O_5$ ; на начало тридцатых годов общие запасы апатита составляли 300 тыс. т.

Гидротермально-метасоматические полевошпат-apatит-амфибол-карбонатные зональные жилы известны в провинции Саскачеван к востоку от оз. Тезин и особенно обильны в районе оз. Ниссикач (Hogarth, 1957).

Вмещающими породами здесь являются докембрийские гнейсы и амфиболиты; выделяются зоны—пегматитовые, полевошпатовые (гиалофановые), амфиболовые, апатитовые и карбонатные (кальцит-баритовые). Все месторождения радиоактивны благодаря наличию ториевых минералов в апатитовой зоне. Апатит — зеленый, оранжевый, красный и коричневый. Протяженность жил до 30 м при максимальной мощности в 3 м.

Аналогичные канадским и слюдянским гидротермальные апатит-флогопит-кальцитовые жилы, не имеющие промышленного значения, известны в докембрии США (штаты Мэн, Нью-Гэмпшир, Вер-

монт, Виргиния, Нью-Йорк и Массачусетс), в Малагасийской Республике (Мадагаскар) и во многих других местах.

В Индии в провинции Андхра-Прадеш с 1920 г. известны апатит-магнетит-вермикулитовые жилы, залегающие в диопсидовых гнейсах. Они интенсивно разведываются с 1941 г.; подсчитанные запасы апатита составляют 152 тыс. т (со значительным количеством вермикулита).

В кристаллической свите Сингбурн в Бенгалии известны линзы апатит-магнетитовых руд до 30 м длины и 8 м мощности, протягивающиеся широкой полосой, длиной 12 км. Содержание  $P_2O_5$  в руде 20—25%. При магнитном обогащении руды получается апатитовый концентрат с содержанием 35%  $P_2O_5$ . Запасы руды концессионного участка 200 тыс. т. Месторождение разрабатывается на апатит и магнетит. Добычные работы ведутся в местности Патаргара, где запасы апатита составляют 250 тыс. т. К северо-западу от Патаргары известен еще один район апатит-магнетитовых месторождений — Табанагар. Однако эти месторождения вследствие более низкого содержания магнетита в руде не разрабатываются. В Диотратде и Хэрюкоте около Бомбея известны слюдяные породы с содержанием апатита до 25—30%.

### Формация апатит-кварц-касситеритовая

Гидротермальные апатит-кварцевые жилы известны в Испании, Португалии, Италии. В Италии запасы таких руд исчисляются в 180 тыс. т. В Испании в провинции Кацерес апатит-кварцевые жилы находятся в парагенетической ассоциации с оловяннокаменными. Предметом добычи как облицовочного материала здесь был амблигонит с содержанием  $P_2O_5$  48%. Запасы руды с  $P_2O_5$  15—38% исчисляются в 160 млн. т. Необычно и другое испанское месторождение Юмилия в округе Мурсия. Здесь еще в 1869—1870 гг. разрабатывалась очень интересная порода юмилит, состоящая из оливина, санидина, лейцита и слюды и местами обогащенная апатит-магнетит-кальцитовыми прожилками с содержанием  $P_2O_5$  до 30%. Нередко на удобрение использовался непосредственно сам юмилит, в котором очень велико содержание калия (Обручев, 1935). Общие запасы апатита в Испании составляют 26 млн. т. В 1942 г. добыто 50 тыс. т, в последнее время добывается 5 тыс. т в год.

## Глава IX

### ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### Формация апатит-магнетитовых руд

В настоящее время выявлены лишь единичные месторождения, которые могут быть отнесены к вулканогенно-осадочным.

Среди апатитовых месторождений СССР к этой группе, по-видимому, можно отнести Холзунское месторождение на Алтае (Кассандров, 1968) и апатит-магнетитовые руды, развитые в Маркакульском районе на юге Алтая.

Ниже приводится характеристика Холзунского месторождения по данным Э. Г. Кассандрова (1968) и новые данные, свидетельствующие в пользу вулканогенно-осадочной природы апатит-магнетитовых месторождений Северной Швеции, описанных в главе IV.

**Холзунское месторождение.** Это самое крупное из числа известных магнетитовых месторождений в Алтае-Саянской области. Его перспективные запасы оцениваются в 0,5—1,3 млрд. т. Месторождение расположено в горной местности на границе Горного и Рудного Алтая. Согласно Э. Г. Кассандрову (1968) железоносный горизонт месторождения залегает среди эйфельских осадочно-вулканогенных отложений и приурочен к смене вулканогенных пород преимущественно трахитового и трахиандезитового состава породами щелочного риолитового состава (рис. 51). Состав вулканогенных отложений довольно разнообразен и по основности включает породы от спилитов и трахиандезитовых порфиритов до кварцевых порфиров. Кроме высокой щелочности для вулканогенных пород характерно повышенное содержание кремнезема, окиси титана, пятиоксида фосфора и резко пониженное содержание окиси кальция и магнезия.

Рудоносная пачка Холзунского месторождения согласно залегает среди вмещающих ее вулканогенных пород, имеет северо-западное простираание и преимущественно северо-восточное падение под углами 60—85°. Мощность ее колеблется от 400—500 м на юго-востоке до 80—100 м на северо-западе. Пачка непрерывно прослежена на расстоянии около 20 км и на территории месторождения четко делится на три части: нижнюю — брекчиевую, среднюю — собственно рудоносный горизонт и верхнюю — сланце-

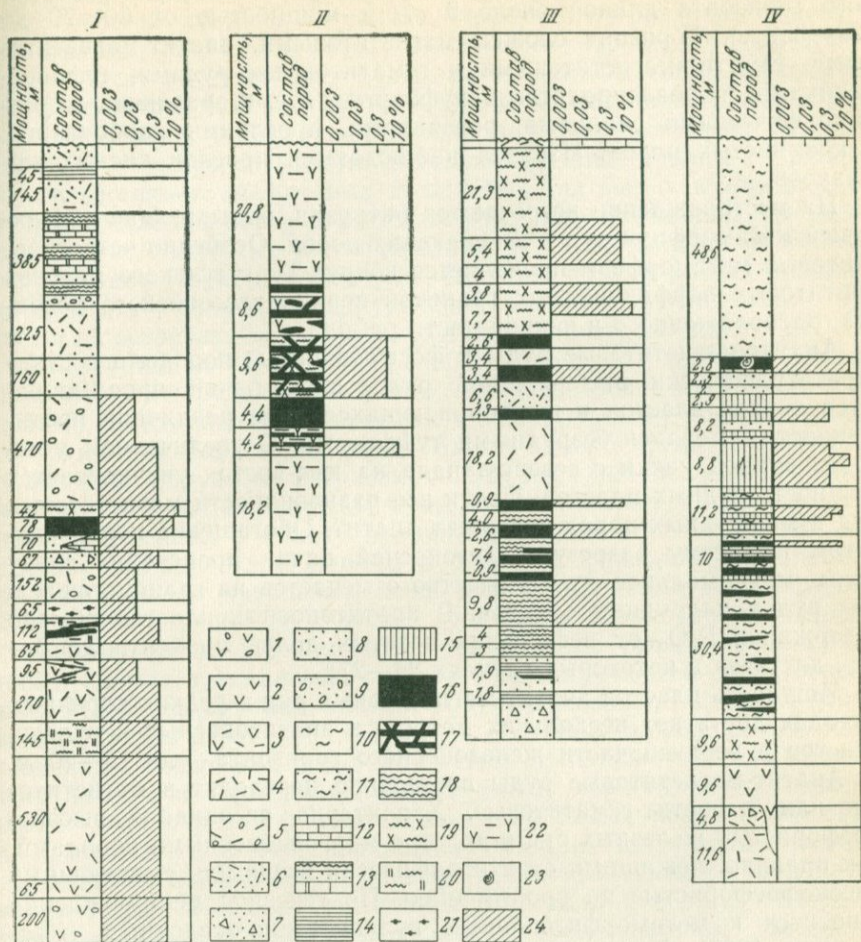


Рис. 51. Литолого-стратиграфические разрезы рудоносной пачки и рудовмещающей среднедевонской вулканогенно-осадочной формации Холзунского месторождения (Кассандров, 1968)

I — разрез среднедевонской вулканогенно-осадочной формации в центральной части месторождения; II—IV — разрезы рудоносной пачки Холзунского месторождения (II — южная, III — центральная, IV — северная части месторождения)

1 — порфиры трахиандезитовые, миндалекаменные; 2 — порфиры трахиандезитовые и их туфолавы; 3 — туфолавы щелочных трахитовых порфиров; 4 — фельзиты, кварцевые порфиры; кварцевые кератофилы; 5 — фельзиты с шаровой и ленточной текстурой; 6 — туфы кислородных эффузивов; 7 — туфобрекчии; 8 — туфиты псаммитовые, туфопесчанки и туфоалевролиты; 9 — туфоконгломераты; 10 — туфиты пелитовые, туфоалевролиты; 11 — туфопесчанки с прослоями туфоаргиллитов; 12 — известняки мраморизованные; 13 — туфопесчанки, туфосланцы и карбонатные породы чередующиеся; 14 — гематитовая руда; 15 — гематит-магнетитовая руда; 16 — магнетитовая и апатит-магнетитовая руда; 17 — пластовые, сетчатые, гнездобразные и жильные образования магнетита; 18 — сланцы серицитовые и хлоритовые; 19 — сланцы амфиболовые; 20 — сланцы биотитовые; 21 — кремнистые кислые эффузивы и вторичные кварциты; 22 — роговики; 23 — присутствие фауны; 24 — содержание фосфора по данным полуколичественного спектрального анализа

вую. Наиболее важен в практическом отношении отрезок рудоносного горизонта длиной около 9 км и мощностью от 60—70 до 320—350 м. Горизонт сложен магнетитовыми, апатит-магнетитовыми, гематит-магнетитовыми и гематитовыми рудами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, различными метаморфическими сланцами, роговиками, прослоями карбонатных и кремнистых пород. Изредка наблюдаются прослои кислых эффузивов.

На месторождении встречаются интрузии, вызывающие контактовый метаморфизм руд и вмещающих пород. Особенно четко контактовый метаморфизм проявляется вокруг Тургусунского массива биотитовых порфиroidных гранитов верхнепалеозойского возраста, расположенного в южной части района.

Апатит-магнетитовые руды и фосфатоносные породы в составе стратиграфически выдержанной рудоносной пачки прослеживаются в виде пластов и выклинивающихся линз различной протяженности, сменяясь безрудными туффитами. С увеличением мощности рудной пачки с северо-запада на юго-восток увеличивается мощность рудных пластов. Почти все разновидности магнетитовых руд и межрудных пород содержат апатит. Обогащение пород апатитом по всему разрезу железоносной пачки происходит снизу вверх, максимальное его количество отмечается на границе железных руд и надрудных сланцев. В апатитоносных пластах обычно содержание  $P_2O_5$  от нескольких десятых долей процента до 3—4%, достигая в некоторых случаях 25—27%.

Мощность пластов апатит-магнетитовых руд в редких коренных выходах достигает нескольких метров, а апатитоносных нерудных пластов в верхней части железоносного горизонта — до 15—20 м.

Апатит-магнетитовые руды постепенно переходят в магнетитовые или магнетит-гематитовые. Характерна ассоциация высокофосфористых железных руд и пород с марганценосными породами, как правило, лежащими стратиграфически выше или сменяющими высокофосфористые по простираннию. По генезису месторождение относится к метаморфизованным вулканогенно-осадочным (Кассандров, 1968). Вулканогенная формация Холзунского месторождения по составу, строению и положению в ней руд близка формации района Кирунавары в Северной Швеции, включающей аналогичные апатит-магнетитовые руды.

Если принять перспективные запасы железных руд Холзунского месторождения равными 1 млрд. т, то перспективные запасы фосфорного ангидрида в этой массе руды составят около 20 млн. т (при содержании 1,88%  $P_2O_5$  в технологической пробе руды). В таком случае Холзунское месторождение может давать ежегодно около 78 тыс. т фосфорного ангидрида.

**Апатит-магнетитовые месторождения группы Кирунавары в Северной Швеции.** Особенности геологического строения и вещественного состава руд месторождений группы Кирунавары рассмотрены в главе IV. Вулканогенно-осадочная природа руд типа Кируна-

вара доказывається в работах Л. Н. Формозовой (1965, 1968). На основании анализа материала, накопленного различными исследователями, Л. Н. Формозова показывает, что породы, вмещающие апатит-магнетитовые руды, представляют собой эффузивы порфиристо-лептитовой формации. Отмечается постоянная связь руд с определенной ассоциацией пород «супракристалльного характера». Это порфиры, лептиты и зеленокаменные породы с прослоями известняков, графитовых, слюдяных или так называемых лептитовых сланцев, которые вмещают руду или переслаиваются с ней. Все большие и малые месторождения руд типа Кируна не только в провинции Норботтен Северной Швеции, но и в других районах (Норвегия, Финляндия) приурочены к полям развития таких пород и не встречаются за пределами их распространения.

В провинции Норботтен большие площади сложены более древними, чем рудоносная толща, гнейсами, более молодыми гранитами, интрузивными сиенитами и габброидными породами, осадочными образованиями серии Вакко, однако среди этих пород руды типа Кируна не встречаются. Их постоянная связь с вулканогенной формацией определенного состава является дополнительным аргументом в пользу вулканогенно-осадочного генезиса. По составу вулканические породы рудоносной формации изменяются от диабазов до кварцевых порфиров и кварцевых кератофилов.

Распространение руд внутри формации подчинено некоторым закономерностям. Прежде всего они развиты только среди средних и кислых вулканических пород и не встречаются среди основных. Наиболее крупные залежи приурочены к контактам эффузивов несколько различного состава, т. е. к более или менее ясно выраженным перерывам в вулканической деятельности. Рудные тела Кирунавары и Луоссавары лежат между серыми, почти лишенными кварца, кератофирами внизу и красными кварцевыми порфирами вверху, а месторождения Ректор и Нокутсвара — между кварцевыми порфирами и преимущественно туфовыми породами серии Хауки. Порфиристо-лептитовая формация Северной Швеции образовалась в обширном морском геосинклинальном бассейне в условиях интенсивного подводного щелочного вулканизма и, по видимому, в удалении от областей суши. Время ее возникновения соответствовало начальным этапам развития карельских геосинклинальных прогибов, заложившихся на древнем гнейсовом фундаменте архейского и нижнепротерозойского возраста.

Вулканогенно-осадочный генезис месторождений Кирунавары, по мнению Л. Н. Формозовой (1965), доказывают следующие факты.

1. Пластовая форма рудных тел, вытянутых иногда на несколько километров и часто залегающих на контакте двух вулканических толщ различного состава, т. е. образовавшихся во время какого-то перерыва в вулканической деятельности.

2. Различие верхнего и нижнего контактов рудных залежей и различие характера этих контактов в разных месторождениях.

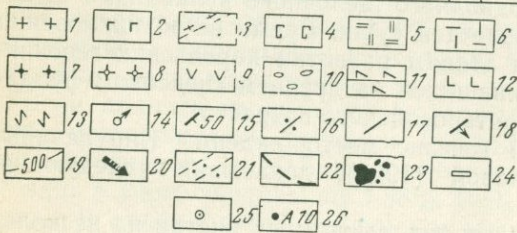
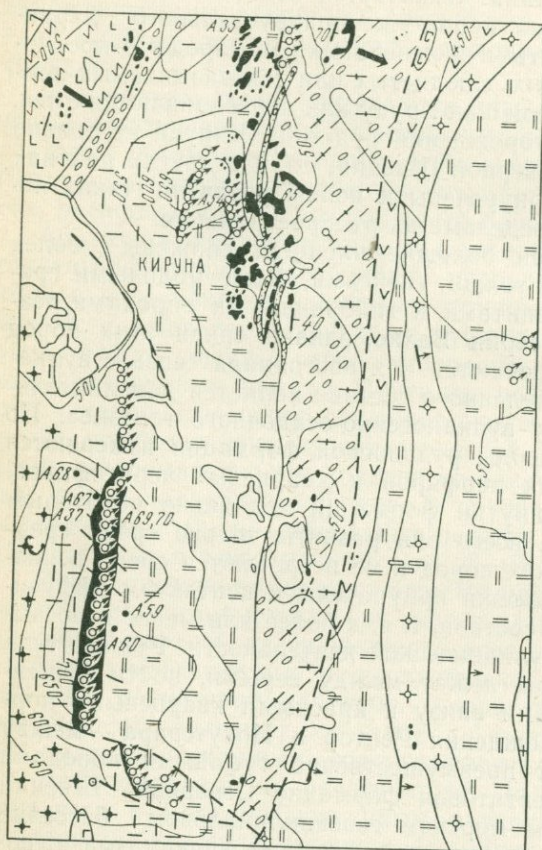


Рис. 52. Геологическая карта района месторождения Кирунавары. По Ж. Оффербергу (Offerberg, 1967)

1 — мигматитовый гранит; 2 — габбро и дайки основных пород; 3 — кварциты с конгломератами и филлитами; 4 — малые интрузии основных пород; 5 — эффузивы риолитового состава; 6 — эффузивы сиенитового состава; 7 — сиениты; 8 — темные сиенит-порфиры, зеленокаменные андезиты; 9 — андезит, переходящий в зеленокаменную породу; 10 — конгломерат с прослоями галечников; 11 — туфы основных пород; 12 — подушечные лавы; 13 — мелкозернистые до тонкозернистых основные зеленокаменные породы; 14 — тела железных руд, включающие бананцы; 15 — простирание и падение в градусах; 16 — вертикальное падение; 17 — простирание; 18 — падение по геофизическим данным; 19 — горизонталь через 50 м; 20 — более молодые пласты (по направлению стрелки); 21 — сланцеватость; 22 — нарушения; 23 — выходы пород; 24 — разведочные каналы; 25 — скважины; 26 — место взятия образцов

3. Наблюдающаяся местами первоначально горизонтальная слоистость руд, особенно отчетливо выраженная чередованием более темных, чисто магнетитовых и несколько более светлых, обогащенных апатитом полос в рудах месторождений Ректор и Экстремберг. Даже в сильно метаморфизованном месторождении Гелливаре сохраняется эта горизонтальная слоистость, которая, по мнению П. Гейера, имеет, несомненно, первичный характер.

4. Присутствие в рудах месторождений Кирунаваара и Ректор линз туфового материала, в рудах Луоссавара — туфовых агломератов, в рудах Ректор, Туолаваара и Скокумьокки — прослоев красных яшм и серых кремнистых пород, а в рудах месторождений Аровара и Каунисваара — прослоев известняков, доломитов, графитовых сланцев и линз зеленокаменных пород.

5. Переход по простиранию руд месторождений Туолаваара и Теракоски в известняки.

6. Присутствие в менее метаморфизованных рудах месторождений Ректор и Экстремберг прослоев карбонатов железа (сидерит, анкерит), а в гематитовых рудах Хауки такого типичного гипергенного минерала, как зеленый железомagneзиевый силикат — гриналит.

7. Присутствие рудной гальки в конгломератах Куроваара, что указывает на одновременное формирование руд и вмещающих пород, а не на возникновение руд при последующем интрузивном магматизме.

8. Наличие в рудах месторождений Кирунаваара, Экстремберг и других округлых миндалинов, заполненных кальцитом или смесью магнетита, апатита и титанита, что исключает представление об их эндогенном образовании.

Результаты геохимических исследований руд и рудовмещающих пород месторождения Кирунаваара, опубликованные С. Ландергреном (Landergrén, 1948), по мнению Л. Н. Формозовой, также подтверждают ошибочность вывода об эндогенном генезисе этих руд. С. Ландергрэн на основании анализа баланса потенциала кислорода в рудной фракции и во вмещающих кератофирах приходит к выводу, что магнетиты Кируны не могли образоваться в результате магматической дифференциации. О том же говорят отношения  $Mg : Ca$ ;  $Li : Mg$  и  $Rb : K$ , которые в рудах типа Кируна и в других пластовых месторождениях Северной Швеции сходны между собой, но резко отличны от таких же отношений в магнетитовых жилах и скарнах магматического происхождения. На основании перечисленных данных Л. Н. Формозова приходит к выводу, что пластовые руды Северной Швеции, включая апатит-магнетитовые руды Кирунаваара, имеют вулканогенно-осадочное происхождение.

Геологическая обстановка апатит-магнетитовых месторождений группы Кируна, изученная Ж. Оффербергом (Offerberg, 1967), также свидетельствует в пользу осадочно-вулканогенного генезиса этих месторождений (рис. 52).

## Глава X

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Апатитовые месторождения выветривания распространены в областях с умеренным климатом. Холодные углекислые воды растворяют фосфор и кальций в отношении примерно одна часть  $P_2O_5$  на 100 частей  $CaO$ . В этих условиях на поверхности выщелачиваемых известняков, доломитов и мергелей, содержащих незначительное количество апатита, накапливаются глинистые залежи со скоплениями апатита. Последние обычно выполняют раскарстованные углубления и карманы выветривания карбонатных пород. Содержание  $P_2O_5$  повышается при этом в несколько раз и достигает 25—30%.

На апатитоносных карбонатитовых массивах в результате химического выветривания также нередко образуются обогащенные апатитом коры выветривания. Содержание  $P_2O_5$  в выветрелых продуктах достигает 8—12%, а на некоторых месторождениях (Якупиранга в Бразилии) до 20%, против 4—5%  $P_2O_5$  в первичных рудах.

На карбонатитовых массивах, располагающихся в областях с умеренным климатом, развивается преимущественно линейная кора выветривания, распространяющаяся на значительную глубину, измеряемую многими десятками метров. В пределах линейной коры выветривания вдоль тектонических зон наблюдается весьма высокая концентрация рудных минералов. Руды коры выветривания значительно обогащены апатитом — среднее содержание  $P_2O_5$  в рудах достигает на отдельных месторождениях 10—11%. Исследованиями по обогащению руд коры выветривания некоторых месторождений установлено, что в процессе комплексного использования этих руд могут быть получены апатитовые концентраты с содержанием  $P_2O_5$  — 35—38%.

В согласии с А. А. Глаголевым и Е. М. Эпштейном («Апатиты, 1968») для экзогенных месторождений, связанных с корой выветривания массивов ультраосновных пород и карбонатитов в приведенной выше группировке генетических типов апатитовых месторождений, выделены две апатитоносные рудные формации: I формация апатит-вермикулитовых руд и II формация апатит-редкометалльных руд.

Примерами карбонатитовых месторождений с обогащенной апатитом корой выветривания могут служить массивы Кокчетавской глыбы и Восточного Саяна.

### Формация апатит-вермикулитовых руд

**Кокчетавская глыба.** Ультраосновные-щелочные породы выявлены И. А. Ефимовым (1968) в Северном Казахстане. Наиболее крупными массивами здесь являются Красномайский, Барчинский, Северо-Барчинский и Южно-Красномайский. Ультраосновные-щелочные породы этих массивов получили название красномайского комплекса. Все известные массивы красномайского комплекса располагаются в пределах Кокчетавской тектонической глыбы, сложенной метаморфическими породами верхнего протерозоя (возраст 1,1—1,3 млрд. лет), и приурочены к зоне глубинного разлома субширотного простирания, прослеженного по поверхности на 25 км.

Наибольшие размеры имеет Красномайский массив. Длина его около 8 км, ширина от 0,3 до 1 км, площадь на поверхности 2,7 км<sup>2</sup>. По данным геофизики все массивы имеют пластообразную или штокообразную форму и круто падают на юг или юго-запад до глубины 500 м и более. Массивы сложены в основном биотит-apatитовыми пироксенитами, в которых иногда встречаются повышенные содержания титаномагнетита. В пироксенитах обычно содержится апатит (5—20%, при ср. 8—10%), флогопит и биотит (10—12%). По пироксенитам на всех массивах развита кора выветривания мощностью 15—50 м.

На Красномайском массиве преобладают биотит-apatитовые пироксениты со средним содержанием апатита 8—12%, но изредка встречаются участки, где содержание апатита достигает 2—4 и 20—30%. По данным бурения изменение содержания апатита до глубины 300 м не наблюдается. Повышенные содержания апатита обычно фиксируются в зоне интенсивной биотитизации. Среди массива пироксенитов выделяются пологозалегающие шширообразные зоны, обогащенные титаномагнетитом (3—10%) или меланитом (до 5—20%), образование которых, возможно, связано с гравитационной дифференциацией. В различных разновидностях пироксенитов содержание  $P_2O_5$  различно: в апатитовых пироксенитах 4,6%; в биотит-apatитовых 9,6%; в апатит-титаномагнетитовых 2,4%.

Апатит имеет вид округлых или слегка удлинённых кристаллов размером 0,5—1,5 мм (редко до 2 см). Иногда встречаются шестоватые кристаллы. Чаще апатит наблюдается в виде сростков с пироксеном, иногда в виде пойкилитовых включений в пироксене. Взаимоотношения апатита с пироксеном показывают, что апатит пироксенитов в основном имеет магматическое происхождение, время его кристаллизации близко к времени кристаллизации пироксена, но в отдельных зонах произошло местное перерас-

пределение апатита в результате аутометасоматических и постмагматических процессов.

Согласно И. А. Ефимову условия формирования массивов Красномайской зоны отличны от таковых массивов ультраосновных-щелочных пород других регионов. Геотектоническое положение массивов характеризуется их приуроченностью не к платформе, а к срединному массиву (глыбе). Красномайский массив является однофазной, слабодифференцированной трещинной интрузией апатитовых пироксенитов, где средние и кислые щелочные породы и карбонатиты незначительно распространены и встречаются только в виде даек или жил небольшой мощности. В массивах особенно сильно проявлен калиевый метасоматоз (незначительно натриевый) и не наблюдается связи между биотитизацией пироксенитов и дайками щелочных пород. В пироксенитах отмечаются высокие (8—10%) относительно равномерные и постоянные содержания апатита, что связано с его первично-магматической природой. Наиболее близкий аналог Красномайского массива — Кокшаровский массив в Приморье (Руб. «Апатиты», 1968), сложенный в основном биотит-apatитовыми пироксенитами с промышленными месторождениями вермикулита в коре выветривания. По данным А. А. Глаголева и Е. М. Эпштейна («Апатиты», 1968), апатитопоявления, связанные с Красномайским массивом, следует относить к апатит-вермикулитовой формации.

#### Формация апатит-редкометалльных руд

**Восточный Саян.** Карбонатитовый массив Восточно-Саянского месторождения прорезан речной долиной. В долине вскрываются рыхлые отложения мощностью в несколько десятков метров; верхняя часть разреза представлена аллювиальными отложениями, нижняя — продуктами выветривания. В пределах речной долины кора выветривания распространена повсеместно, залегая на карбонатитах, на породах ийолит-мельтейгитового ряда, нефелиновых сиенитах, пикритовых порфиритах, а также на породах, вмещающих щелочной массив. Мощность продуктов выветривания изменяется над разными по составу породами массива, в среднем составляя 30 м. Максимальная мощность коры выветривания (70—80 м) устанавливается над карбонатитами и приурочена преимущественно к зонам тектонических нарушений. По разрезу коры выветривания можно проследить постепенный переход от крепких пород к сильно выветрелым разностям — охристым и гидрослюдисто-глинистым образованиям.

По данным Е. А. Зверевой и В. Ф. Гуреева (1963), строение коры выветривания Восточносаянского месторождения следующее. Нижние горизонты коры выветривания представлены сыпучими породами, которые образовались в результате дезинтеграции карбонатитов и не подверглись каким-либо химическим изменениям. Они состоят из обломков разных размеров, дресвы и более мелких частиц пород, в основном сохраняющих свой цвет и первичный ми-

неральный состав. В случае сильной раздробленности минералы, входящие в их состав, присутствуют в свободном виде. Иногда наблюдается незначительное обохривание пород. Постепенно вверх по разрезу среди продуктов дезинтеграции встречается все больше обохренных частиц, здесь продукты дезинтеграции карбонатов уже затронуты химическими процессами. По цвету этот горизонт бурый, темно-бурый, коричневый, он резко отличается от предыдущего и приближается к горизонту охр. Обломочного материала значительно меньше (15—30%). Минералы этого горизонта несут следы начальных стадий гипергенных изменений (в основном обохривание). Еще выше по разрезу сыпучки сменяются охристыми образованиями, состоящими из тонких частиц бурого, коричневого, желтого, красноватого, реже черного цвета. В этом горизонте неизмененными гипергенными процессами минералы уже редки, большая часть их подвергается выветриванию.

Кора выветривания перекрыта современными аллювиальными отложениями, которые сложены галечниками серо-зеленого цвета полимиктового состава и илесто-глинистыми отложениями, имеющими подчиненное развитие.

В результате выноса легкорастворимых соединений происходит естественное обогащение продуктов выветривания полезными компонентами и особенно апатитом — минералом, весьма устойчивым в гипергенных условиях. Содержание  $P_2O_5$  в различных горизонтах коры выветривания колеблется от 4,78 до 15,78% (табл. 2). Среднее содержание  $P_2O_5$  составляет 9%.

Таблица 2

Распределение  $P_2O_5$  в продуктах выветривания пород карбонатитового массива.  
По Е. А. Зверевой, 1963

Породы	Ср. содержание $P_2O_5$ в продуктах выветривания, %			Ср. содержание $P_2O_5$ в неветвренных породах, подстилающих кору выветривания, %
	охры гидрослюдиисто-глинистого образования	обохренные сыпучки	необохренные сыпучки	
Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты . . . . .	14,50	7,72	4,78	4,22
Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты . . . . .	15,50	8,84	6,85	4,97
Анкеритизированные кальцитовые карбонатиты . . . . .	15,75	15,78	6,78	4,07
Анкеритовые карбонатиты . . . . .	12,51	7,85	—	4,16
Карбонатиты (в целом) . . . . .	14,78	8,68	5,60	4,58
Породы ийолит-мельтейгитового ряда . . . . .	11,25	—	4,09	2,91
Карбонатизированные диабазы	3,88	—	3,00	1,55
Сланцы . . . . .	—	—	0,74	—
Силикатные породы (в целом)	8,92	—	3,58	2,52

Обогащенные апатитом коры выветривания известны и в других районах СССР, а на ряде карбонатитовых массивов зарубежных стран кора выветривания служит объектом интенсивной эксплуатации с получением богатого апатитового концентрата.

Так, на месторождении Горноозерское на Алданском щите содержание апатита в россыпи Горного Озера достигает 11—18%. Россыпные отложения занимают площадь 1,1 км<sup>2</sup>, большая часть которой покрыта водами озера. Мощность отложений на краях впадины 25—40 м, в центре более 50 м. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пробах 7,23—8,60%.

На карбонатитовом месторождении Букусу в Африке кора выветривания представлена рыхлой породой, содержащей значительное количество апатита, вермикулита и магнетита. Наиболее богатая фосфатом кора выветривания находится на участке Бусумбу, размеры которого около 400×3000 м, мощность пород от 10 до 70 м, запасы апатита оцениваются в 50 млн. т. Вторичные процессы в рыхлой коре выветривания привели к ее частичной перекристаллизации в твердую породу, состоящую в основном из штаффелита-франколита. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рыхлой породе варьирует от 3,20 до 24,59% и увеличивается с глубиной, в твердой породе — от 20,37 до 33,86%. До 1956 г. добывалась только твердая порода со средним содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> более 25%.

Коренное месторождение карбонатитов Сукулу покрыто мощной (до 70 м) элювиальной корой выветривания со средним содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 13,1%. Общие запасы составляют 202 млн. т. Суперфосфатный завод с 1961 г. выпускает 25 тыс. т суперфосфата. Кроме апатита рыхлые отложения коры выветривания содержат много пирохлора, железной руды, барита и циркона, которые рассматриваются в общей проблеме обогащения их для совместной эксплуатации. Получен концентрат с 42% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и только 1% железа.

Остаточные и вторичные апатиты занимают значительную площадь на месторождении Магнет-Ков. Основная масса их представлена криптокристаллическим зернистым апатитом, в котором рассеяны остаточный апатит, магнетит и перовскит. Значительная часть коры выветривания сложена сапролитом — продуктом изменения карбонатитов с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 14—19%. Из апатитосодержащих руд коры выветривания получается концентрат с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 30—40%.

Коры выветривания, обогащенные апатитом до размеров, представляющих практический интерес, образуются иногда на месторождениях метаморфогенных.

Примером может служить Лаокайский апатитоносный бассейн Северного Вьетнама (Калмыков и др., 1962). Месторождение метаморфизованных фосфатов Мау-Кок приурочено к метаморфическим породам нижнего палеозоя. Продуктивная пачка представлена тремя основными горизонтами. Нижний продуктивный сложен углистыми мусковит-кварц-карбонатными апатитоносными

сланцами; среди карбонатов доломит преобладает над кальцитом. Рудный горизонт сложен карбонат-апатитовыми породами. Мощность горизонта колеблется от 6 до 15 м. Среднее содержание  $P_2O_5$  в неизменных доломит-апатитовых рудах 28,81%. В зоне выветривания, мощность которой колеблется от 13 до 82 м, карбонаты выщелачиваются и породы рудного горизонта почти сплошь сложены апатитом. Среднее содержание  $P_2O_5$  в них составляет около 38%. Надрудный горизонт представлен преимущественно апатит-кварц-карбонатными сланцами. Количество  $P_2O_5$  колеблется от 5 до 16%. В зоне выветривания концентрация апатита в надрудном горизонте увеличивается вплоть до промышленного содержания. Фосфатные минералы в коре выветривания представлены преимущественно кальциевыми фосфатами, но присутствуют также алюмофосфаты и алюмокальциевые фосфаты, в первую очередь крандаллит.

Не исключено, что по мере накопления данных может возникнуть необходимость выделения формации апатитовых руд коры выветривания метаморфогенных месторождений.

## Глава XI

### МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения апатита образуются в результате регионального и контактового метаморфизма первично-осадочных фосфоритов. Обычно они имеют форму пластов и пластообразных залежей, которые по простиранию могут перейти в нормальные фосфориты. Мощность таких пластов колеблется от 0,5—1 до 10—12 м. Рудные залежи сложены апатитом, кварцем, диопсидом и кальцитом. Эти минералы образовались за счет осадочных пород без заметного привноса компонентов. Апатит представлен фтористой разновидью (фторапатитом), характеризуется несколько пониженным содержанием  $P_2O_5$  и отсутствием редких земель. Содержание  $P_2O_5$  в рудах колеблется от 3—4 до 6—8%. Руды различных метаморфогенных месторождений характеризуются специфическими особенностями, но в то же время имеют ряд общих черт: стратиграфический контроль, залегание в виде пластов, лучшая, чем у фосфоритов, обогатимость, а так же, как и у типичных апатитовых руд, полная непригодность для непосредственного применения.

Метаморфогенные месторождения достаточно широко распространены. В СССР это пластовые залежи апатита Восточной Сибири (Южное Прибайкалье, Тункинская долина и др.), Каратау (Казахстан). За рубежом они широко развиты в Азии (в ДРВ, КНДР, КНР).

#### *Регионально-метаморфизованные месторождения*

##### **Формация апатит-кварц-диопсидовых руд**

**Слюдянское месторождение (СССР).** Слюдянский апатитоносный район с его знаменитыми кальцит-флогопитовыми жилами с апатитом и байкалитом давно привлекает внимание исследователей. Однако геологическая структура его до сих пор окончательно не расшифрована.

Апатитовое месторождение приурочено к докембрийским кристаллическим сланцам и мраморам слюдянской серии (Юдин, Арсеньев, 1970).

Докембрийская слюдянская серия кристаллических сланцев и мраморов, возраст которой большинство исследователей считают верхнеархейским, представлена биотитовыми, амфиболовыми, пироксеновыми или смешанными гнейсами, гранатовыми, плагиоклазовыми, диопсидовыми, силлиманитовыми, эпидотовыми, кордиеритовыми, скаполитовыми и другими кристаллическими сланцами и доломитовыми и кальцитовыми мраморами и кальцифирами.

На общем фоне области древней докембрийской складчатости юго-западного Прибайкалья толща кристаллических сланцев и мраморов слюдянской серии образует крупную и сложную по внутреннему строению антиклинальную структуру северо-западного простирания — Западно-Хамар-Дабанский антиклинорий, осложненный второстепенными более мелкими антиклиналями и синклиналями. К юго-востоку антиклинорий постепенно погружается под вышележащие протерозойско-рифейские отложения, а к северо-западу протягивается вверх по долине р. Иркут на значительное расстояние. Вся эта толща пестрого геологического состава общей мощностью не менее 3000 м интенсивно метаморфизована и смята в сложную систему складок, по-видимому, не позднее верхнего рифея.

В районе широко развиты габбро-диабазы, габбро-сиениты, монцониты, аляскитовые граниты, пегматиты, базальты как до складчатые, так и более молодые, вплоть до четвертичных базальтов.

По тектоническому контакту слюдянская серия граничит с более древними кристаллическими сланцами и гнейсами шарыжальгайского комплекса нижнего архея. Выше слюдянской серии без видимого несогласия залегают различные метаморфические сланцы, относимые ранее к протерозою, а в последнее время к рифею.

Слюдянская серия расчленяется на более мелкие подразделения. В настоящее время большинство геологов слюдянскую серию делят на три свиты — нижнюю, среднюю и верхнюю, разделив соответственно нижнюю на восемь, среднюю на пять и верхнюю на восемь горизонтов. Апатитоносность данного района в основном приурочена к верхней свите слюдянской серии.

М. С. Сахарова (1955, 1956) детализировала стратиграфическое расчленение верхней части слюдянской серии и выделила восемь апатитоносных горизонтов, среди которых четвертый и восьмой наиболее перспективны (рис. 53). Рудой служат кварц-диопсидовые, кварц-карбонатные, кварц-диопсид-карбонатные и карбонатные апатитоносные породы, содержащие в небольшом количестве примесь тремолита, скаполита, полевых шпатов, флогопита и некоторых других минералов. Апатит представлен обычно мелко- и среднезернистыми агрегатами неправильных голубых или бесцветных кристаллов. Содержание его в породе чрезвычайно неравномерно: от долей до 20%, а местами и более (при пересчете на  $P_2O_5$ ). Среднее содержание  $P_2O_5$  для месторождения 5,4%.

Детальная разведка месторождения с подсчетом запасов апатитовых руд проведена на следующих наиболее перспективных участках (с востока на запад): Улунтуй (391,8 тыс. т, содержание  $P_2O_5$  5,0%); Сюточкина падь (2367,8 тыс. т, содержание  $P_2O_5$  5,81%); Похабиха (1492,0 тыс. т, содержание  $P_2O_5$  4,5%); Буртуй (794,5 тыс. т, содержание  $P_2O_5$  5,19%). Таким образом, общие запасы разведанных апатитовых руд на месторождении со средним содержанием  $P_2O_5$ , равным 5,4%, исчисляются в 5 млн. т. Руды прекрасно флотируются, получается апатитовый концентрат с 30%  $P_2O_5$  и почти чистые кварцевые хвосты.

В 200 км западнее Слюдянского месторождения в долине р. Иркут есть аналогичное небольшое месторождение Обруб, представленное теми же апатит-диопсид-кварцевыми, апатит-карбонатными рудами, залегающими в виде маломощных прослоев в мраморах и кристаллических сланцах слюдянской серии (Дав, 1959). Разведанные запасы апатитовых руд с средним содержанием  $P_2O_5$  5,85% здесь составляют 20 тыс. т.

Недавно обнаружены (Травин, 1967) маломощные линзы апатит-диопсид-кварцевой породы в докембрийских кварцитах и гнейсах в северо-восточном Забайкалье в бассейне р. Калар (правый приток р. Витима).

Тонкие прослои (до десятков сантиметров) апатитоносных флюорит-кордиеритовых кварцитов обнаружены в Березневатском кварцитовом комплексе докембрия в районе Кривого Рога на Украине (Юрьев, 1967). Содержание  $P_2O_5$  в этих прослойках достигает 15%.

В Ханкайском массиве, в Приморье, широко развиты рифейско-нижнекембрийские кремнисто-вулканогенные формации, с кото-

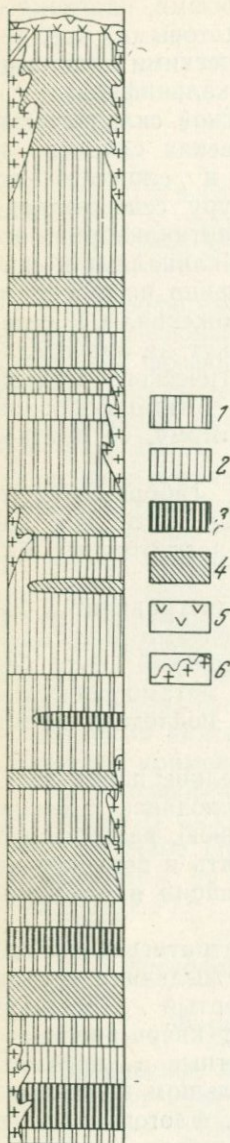


Рис. 53. Схематическая стратиграфическая колонка слюдянской апатитоносной серии (Сахарова, 1955)

1 — мраморы; 2 — пироксен-амфиболовые гнейсы; 3 — биотит-полевошпатовые гнейсы; 4 — апатитоносные кварц-диопсидовые породы и апатитоносные кварциты; 5 — базальты; 6 — граниты

рыми связаны фосфориты и фосфорсодержащие породы, марганцевое оруденение и рутиловые сланцы. Территориально они распространены в пределах Кабаргинского, Вознесенского и Спасского синклиналиев (Шехоркина, 1966).

В бассейне р. Кабарги выделяется фосфоритоносная субформация, представленная кварцевыми и аркозовыми песчаниками с фосфорсодержащим цементом, кварцитами, слюдисто-кварцевыми сланцами, фосфоритами и джеспилитами мощностью 2—20 м. Мощность обогащенных апатитом прослоев 10—50 см. Количество апатита в среднем 1—2%. В кварцевых, аркозовых и туфопесчаниках содержание апатита достигает местами 10%, а  $P_2O_5$  в среднем 3—5%. Вблизи г. Спасска, в верхней части вулканогенной формации выделяется фосфоритоносная субформация, в составе которой отмечены фосфорсодержащие кварц-карбонатные, кварц-доломитовые и кремнистые сланцы и кварциты с примесью апатита до 15—20%; содержание  $P_2O_5$  колеблется от 1—2 до 8—9%. В пределах Вознесенского синклинория фосфоритоносная субформация представлена аркозовыми песчаниками с апатит-слюдисто-хлоритовым цементом. Содержание  $P_2O_5$  достигает 0,8—1,2%.

**Корейская Народно-Демократическая Республика.** Метаморфизованные первично-осадочные апатиты на территории Северной Кореи широко развиты, известны их месторождения, частично эксплуатирующиеся. В провинции Пхёнан-Намдо, в 5 км северо-восточнее уездного центра Пхенвон известно месторождение Енью (Ионго), приуроченное к мигматизированным биотитовым гнейсам и различным кристаллическим сланцам с прослоями мраморов.

Вкрапленность апатита наблюдается в пачке переслаивающихся мраморов и биотитовых сланцев мощностью 8 м и протяженностью более 3 км. На глубину оруденение прослежено на 200 м. Встречаются кристаллы апатита размером до 15 см. Содержание  $P_2O_5$  в среднем 6%. Месторождение открыто в 1939 г. и до 1950 г. эксплуатировалось карьерами и штольнями, в дальнейшем проектируется постройка шахты до 180 м глубины. Подсчитанные запасы руды с содержанием  $P_2O_5$  20% достигают 13 млн. т. В 1944 г. было добыто 24 тыс. т руды.

В 26 км юго-западнее Енью в 1948 г. в милонитизированной зоне аналогичных докембрийских гнейсов и сланцев с прослоями известняков открыто апатитовое месторождение Ханчхон. Мощность милонитизированной зоны 6 м, содержание  $P_2O_5$  6,76%, запасы руды 5 млн. т. Месторождение разрабатывается открытым способом, путем промывки естественно обогащенных пород коры выветривания.

В северо-восточной части Кореи в провинции Хамгён-Намдо с 1942 г. известно месторождение Синпхун (Симпо), залегающее в докембрийских метаморфических сланцах с линзами доломитизированных известняков (свита Намдэчхон), прорванных биотитовыми и турмалиновыми гранитами и различными дайковыми породами. Магнетит-apatитовое оруденение прослеживается по простираению на 2 км при мощности 200 м. На месторождении различаются богатые руды с содержанием  $P_2O_5$  15—35% и бедные руды с 4—6%  $P_2O_5$ . Запасы месторождения исчисляются

в 250 тыс. т богатых и 173 млн. т бедных руд. На обогатительной фабрике производительностью 42 тыс. т бедной руды в год получается концентрат с 23—30%  $P_2O_5$ . В 1958 г. добыто 55 тыс. т руды с содержанием 15%  $P_2O_5$ . Проектируется строительство завода с ежегодной продукцией 500 тыс. т концентрата с 16%  $P_2O_5$ .

Вокруг месторождения на площади около 4 км<sup>2</sup> выявлен ореол рассеяния фосфора с содержанием до 3%, вытянутый по простиранию и, возможно, являющийся продолжением настоящего месторождения. Здесь же на северо-востоке Кореи известно довольно бедное рудопроявление апатита Сеечен (вблизи г. Кильчу), приуроченное к апатитоносным и флогопитоносным мраморам, а местами к диопсидовым породам. Иногда наблюдаются значительные линзообразные выделения магнетит-apatитовых руд (Маракушев, «Апатиты», 1968). Незначительная, но довольно выдержанная (около 1%) апатитоносность карбонатных отложений, прослеживаемая на несколько километров, подтверждает метаморфогенное происхождение апатита путем перекристаллизации первично фосфоритсодержащих карбонатных отложений.

В структурном отношении месторождения Енью и Ханчхон расположены в пределах Пхеннамского внутриплатформенного прогиба восточной части Китайской платформы, сложенного, по-видимому, протерозойскими, а возможно, и более молодыми докембрийскими образованиями (Русс, 1963). Месторождение Синпхун расположено в Хесен-Ивонском внутриплатформенном прогибе, значительная часть метаморфогенных образований которого относится к синийскому возрасту.

**Китайская Народная Республика.** Типичные метаморфизованные первично-осадочные апатитовые месторождения расположены в пределах юго-восточной части Китайской платформы и приурочены, по-видимому, к докембрийским метаморфическим образованиям.

Довольно крупное месторождение Чинпингшан (провинция Цзянсу) известно с 1919 г. (Hsieh, Chao, 1948; Lin Chih-yüan, 1957; Бушинский, 1966). Наиболее древние породы района — роговообманковые гнейсы, различные гнейсо-граниты, гранито-гнейсы и другие кристаллические сланцы магматического генезиса, относящиеся к серии Чушань, предположительно архейского возраста (рис. 54). Выше с несогласием залегает 300-метровая толща резко дисцированных тонкополосчатых метаморфических сланцев, различных мраморов и кварцитов серии Утай, также предположительно протерозойского возраста. В основании серии залегает прослой конгломерата мощностью 5 м с галькой гранитов и гнейсов. Нижняя часть серии Утай рудоносна. Здесь выделяется два рудоносных горизонта, разделенных безрудным интервалом в 166 м. Рудоносные пачки обычно сложены тонкополосчатыми пластами и линзами апатитсодержащих мраморов, кварц-слюдистых сланцев и мономинеральных апатитовых пород, переслаивающихся с аналогичными породами без апатита. Кроме апатита в описанных породах отме-

чается значительная примесь анкерита и родохрозита, причем марганцевое оруденение настолько значительно, что месторождение первоначально эксплуатировалось на марганец и только после 1919 г. началась добыча апатита.

Содержание  $P_2O_5$  в рудах месторождения 25—40%. Вероятные запасы около 17 млн. т. В 1919 г. было добыто 6 тыс. т руды с содержанием 33%  $P_2O_5$ . В 1940 г. добыто 50 тыс. т руды.

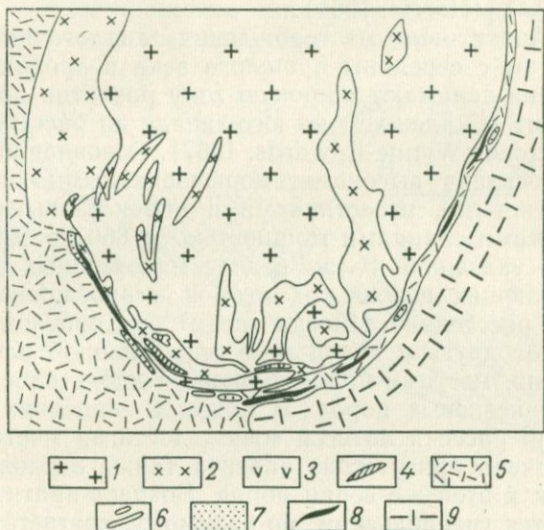


Рис. 54. Схематизированная геологическая карта района месторождения Чинпингшан в провинции Цзянсу. По Лин Чи-гуан (Lin Chih-yüan, 1957)

Серия Чушань: 1 — гранито-гнейсы, 2 — мигматитовые гнейсы, 3 — амфиболиты; серия Утай: 4 — тиллитоподобные конгломераты, 5 — кварц-слюдистые сланцы, 6 — кварциты, 7 — мраморы, 8 — апатиты, 9 — кварцитовидные сланцы

Аналогичные апатитовые месторождения, как правило, с примесью родохрозита известны во многих местах юго-восточной части Китайской платформы в провинциях Аньхой, Цзянси и Хубэй. Наиболее значительны месторождения Сусун с запасами апатитовой руды до 12 млн. т и Сяогань (11 млн. т). Небольшие апатитовые месторождения, приуроченные к докембрийским мраморам, кварц-андалузитовым, слюдяно-пироксеновым, хлоритовым и другим кристаллическим сланцам, известны в областях Фынчжен и Цзинин (Внутренняя Монголия). Содержание  $P_2O_5$  в рудах этих месторождений достигает 12—13%, а общие запасы руды около 6 тыс. т. Общие запасы апатитовых руд в КНР превышают 40 млн. т.

**Восточная Африка.** В восточной части Танзании в бассейне р. Б. Руаха известно апатитовое месторождение Зизи. Здесь прослежен слой апатитового мрамора мощностью около 30 м и протяженностью более 1100 м, переслаивающийся с биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Падение пластов крутое; содержание  $P_2O_5$  от 4,5 до 10,5%. Запасы апатитовых руд, подсчитанные до глубины 30 м, достигают 2 млн. т. Проведенные исследования показали, что при обогащении получается концентрат, содержащий свыше 25%  $P_2O_5$  (Harris, 1961).

**Канада.** Апатитовые месторождения, аналогичные Слюдянскому, известны с середины прошлого века в провинциях Квебек и Онтарио. Они занимают широкую зону развития докембрийских образований от Сайден-хем на юго-западе до бассейна р. Гатина на северо-востоке (Wynné-Edwards, 1967). Основная апатитоносная толща представлена высокометаморфизованными гнейсами, нередко графитистыми, известняками и пироксеновыми и другими кристаллическими сланцами мощностью от 860 до 1200 м. Апатит встречается в указанной толще в виде маломощных прослоев, местами достигающих нескольких метров и прослеживающихся на значительное расстояние. Иногда апатитовые прослои прослежены близко друг от друга в какой-либо определенной пачке вмещающих отложений, местами прослеживаются вдоль плоскости напластования пироксеновых пород. В мощных прослоях известняка апатит обычно рассеян по всей массе, достигая местами 23% его объема. Отмечено присутствие апатита также в слоях магнетита, приуроченных к этой же серии пород. Возраст апатитосодержащих пород считается гренвильским, по-видимому, соответствующим рифею.

В некоторых районах апатит метаморфогенного генезиса добывался одновременно с флогопитом и апатитом гидротермально-метасоматического генезиса, жилы которых, также аналогичные слюдянским, широко распространены в этом регионе. Главная масса апатитосодержащих руд добывалась в районах Бургесс (Онтарио) и Темплтон (Квебек). Добыча производилась с 1870 г. (максимум 31 тыс. т в 1890 г.). После 1895 г. добывалось около 1 тыс. т, а с открытием богатых фосфоритовых месторождений Флориды и Теннесси добыча прекратилась.

### Формация апатит-доломитовых руд

**Демократическая Республика Вьетнам.** Лаокайский апатитоносный бассейн, открытый в 1924 г., находится в северо-западной части ДРВ, к югу от г. Лао-Кай и протягивается на 70 км вдоль правого берега р. Красной. Здесь известны месторождения Кок-Сан, Кам-Дыонг, Ланг-Мо, Мау-Кок и другие, на которых с 1940 г. начались разведочные работы, а затем и промышленная добыча апатита. В геологическом строении бассейна участвуют метаморфические породы первично-осадочного генезиса. А. Ф. Кал-

мыков и др. (1962) делит их на три основные свиты: 1) Да-Динь, или доломитовую, предположительно верхнедокембрийского возраста мощностью 250—300 м; 2) свиту Кок-Сан кембро-ордовикского возраста мощностью до 300 м и 3) свиту Сонг-Чау с фауной девона мощностью около 120 м.

Основной структурой бассейна является крупный антиклинарий, в составе которого выделяются три тектонические зоны — Маукокская синклиналь, антиклиналь Чау-Ви и Камд्योंгская синклиналь. К синклинальным зонам, сложенным породами свиты Кок-Сан, приурочены все известные месторождения апатита.

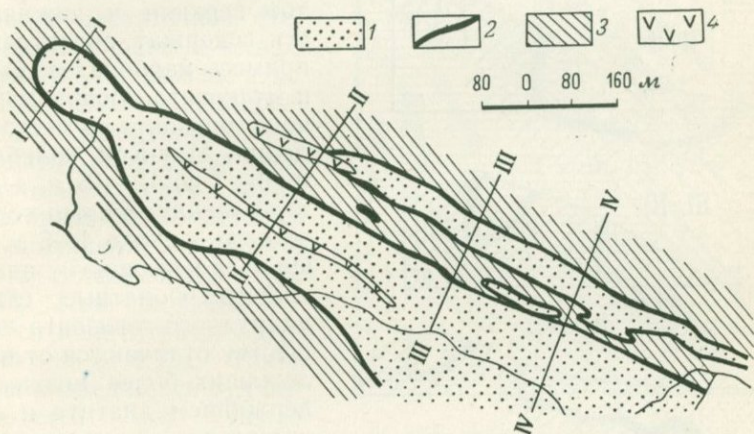


Рис. 55. Схематизированная геологическая карта месторождения Мау-Кок. По А. Ф. Калмыкову (Калмыков и др., 1962)

1 — верхние надрудные горизонты; 2 — рудный горизонт; 3 — нижние подрудные горизонты; 4 — дайки лампрофиров и гранит-аплитов

Наиболее изученная Маукокская синклинальная зона, где расположено одноименное месторождение, представляет собой сложную складчатую структуру, сложенную породами фосфатной серии, смятыми в крутые, местами пережатые и опрокинутые к юго-западу складки (рис. 55, 56). Здесь выделяются северо-восточная или собственно Маукокская синклиналь, Центральная антиклиналь с небольшим синклинальным прогибом в своде и юго-западная, или Нгойд्योंгская, синклиналь.

Литологически свита Кок-Сан представлена разнообразными метаморфическими сланцами, карбонатными породами, кварцитами и конгломератами (рис. 57). В средней части свиты выделяются три горизонта: подрудный, рудный и надрудный, слагающие продуктивную фосфатную толщу. Подрудный горизонт представлен углистыми, мусковит-кварц-карбонатными апатитоносными сланцами. Это преимущественно тонкополосчатые темно-серые сланцеватые породы состава: доломит, кальцит, кварц, мусковит,

апатит, углистое вещество и пирит. Последний в зоне выветривания переходит в гидроокислы железа, подчеркивающие полосчатость сланцев. Доломит-апатит-кварцевые и апатит-кварц-доломитовые разности содержат до 40% апатита, соответствующее 15—18%  $P_2O_5$ . Мощность подрудного горизонта 35—40 м.

Выше залегает рудный горизонт карбонат-апатитовых пород — главный продуктивный горизонт фосфатной серии, он наиболее

выдержан на всем протяжении бассейна. Средняя часть рудного горизонта — наиболее обогащенная апатитом верхняя и нижняя части содержат значительную примесь карбонатов, кварца и мусковита. Мощность рудного горизонта на месторождении Мау-Кок колеблется от 6—7 до 12—15 м, а к северо-западу и юго-востоку от него — около 4—5 м. Выше залегающие апатит-кварц-карбонатные сланцы надрудного горизонта по существу отличаются от нижележащих более низким содержанием апатита и соответственно высоким содержанием кварца, мусковита и карбонатов. Апатит представлен изометричными, часто слабо вытянутыми зернами от 0,01 до 0,2 мм, которые либо ассоциируют с кварцем, либо рассеяны в породе, либо образуют са-

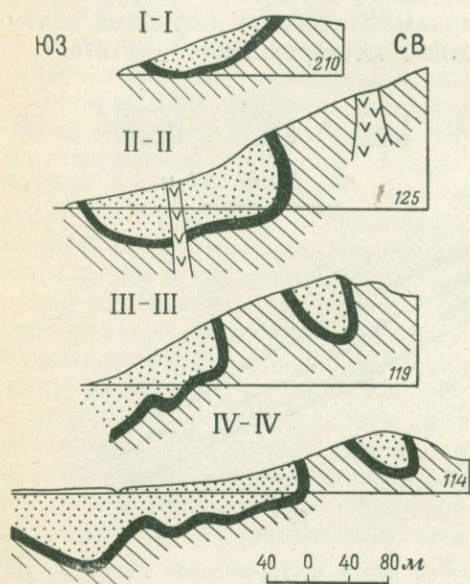


Рис. 56. Схематические геологические разрезы месторождения Мау-Кок. По А. Ф. Калмыкову (Калмыков и др., 1962)

Условн. обозначения см. на рис. 55

мостоятельные прослойки. Характерно постоянное присутствие небольшого количества окислов марганца в виде многочисленных микроскопических включений в апатите и реже в карбонате. Мощность надрудного горизонта 20—30 м.

Гранито-гнейсы и ортогнейсы хребта Фан-Си-пан представляют собой синорогенные магматические породы гранодиоритового и диоритового состава, под влиянием внедрения которых и произошла перекристаллизация фосфоритов в апатит.

Среди апатитоносных пород месторождения Мау-Кок выделяются три основных типа промышленных руд: доломит-апатитовые, слагающие рудный горизонт ниже зоны выветривания, мономинеральные апатитовые, слагающие рудный горизонт в пределах зоны выветривания, и кварц-апатитовые, слагающие надрудный

и частично подрудный горизонты в зоне выветривания. Первый тип составляет основную часть запасов данного месторождения, среднее содержание  $P_2O_5$  в них 28,8%. Эти богатые апатитовые руды, часто состоящие на 90—95% из апатита, представляют собой как бы естественный концентрат зерен апатита, обогащенный в результате выщелачивания карбонатов; среднее содержание  $P_2O_5$  до 38,6%.

Кварц-apatитовые руды нередко в достаточной степени апатитовосны и содержат до 10%, а иногда и до 14%  $P_2O_5$ . В связи со значительным выщелачиванием карбонатов в пределах зоны выветривания, эти руды также являются частично промышленными (третий сорт) с содержанием  $P_2O_5$  до 18%. При флотации получается концентрат, содержащий 35%  $P_2O_5$ . Таких бедных разведанных руд насчитывается не менее 100 млн. т. Разведанных запасов богатых руд с содержанием  $P_2O_5$  выше 22% подсчитано 84 млн. т, а перспективные запасы месторождения оцениваются около 1 млрд. т (Чеботарев и др. 1960 г.).

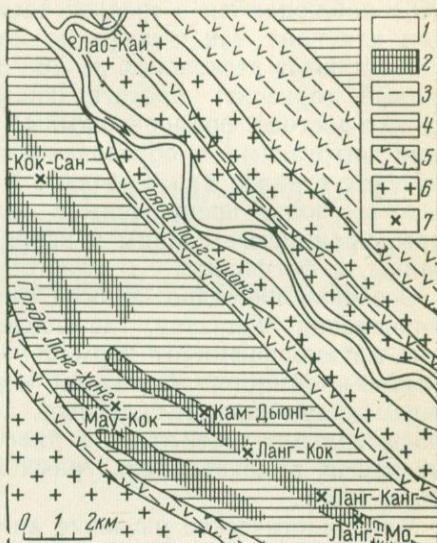


Рис. 57. Схема геологического строения Лаокайского апатитовосного бассейна. По А. Ф. Калмыкову и др., 1962

1 — кайнозойские отложения; 2—4 — кембро-ордовик (?), свита Кок-Сан: 2 — верхние горизонты, 3 — рудный горизонт, 4 — нижние горизонты; 5 — протерозой, свита Да-Динь; 6 — архей, кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и гнейсы; 7 — апатитовые рудники (действующие и заброшенные)

## Контактово-метаморфизованные месторождения

### Формация апатит-доломитовых руд

**Каратау.** На территории Каратауского фосфоритовосного бассейна в Казахстане в настоящее время известно четыре апатитовых месторождения типичного контактово-метаморфического генезиса с общими запасами руды в 4 млн. т. Это Чулактау, Насынкуль, Сулейман-сай и Тешик-гас, расположенные в районе ж.-д. ст. Чулактау.

Каратауский фосфоритовосный бассейн сложен нижнекембрийской интенсивно дислоцированной песчано-сланцево-кремнистой толщей с прослоями туфогенных пород общей мощностью около

3000 м. Выше залегает кембро-ордовикская карбонатная толща мощностью около 2500 м. Сравнительно маломощная (до 80 м) пачка фосфоритсодержащих пород залегает на контакте указанных толщ и является переходной от кремнистых к карбонатным отложениям. Максимальные содержания фосфора (до 20—35%  $P_2O_5$ ) наблюдаются в средней части пачки с постепенным обеднением как вниз, так и вверх по мощности. Фосфоритовый пласт мощностью от нескольких до 20—30 м представляет собой выдержанный горизонт, протягивающийся на десятки километров. На юго-востоке фосфоритоносные отложения прорваны гранитными интрузиями с образованием широких контактово-метаморфических ореолов (до 3—4 км). Карбонатные породы в этих контактовых зонах превращены в кальцитовые и доломитовые мраморы, кремнистые сланцы и кварциты и другие метаморфические сланцы, а фосфориты — в пластовые апатитовые породы.

Особенно наглядно процесс метаморфизма наблюдается в месторождении Чулактау, где последовательно наблюдаются все зоны метаморфизма от нормальных осадочных фосфоритов карбонатно-кремнистой формации через слабо метаморфизованную зону с кварц-кальцит-талъковой ассоциацией до тремолит-apatитовых, кальцит-apatитовых и диопсид-apatитовых пород с примесью других высокотемпературных минералов (Гапеев и др., «Апатиты», 1968).

Минералогическое изучение апатитов показало, что здесь преобладает изоморфная смесь фторапатита с карбонат-apatитом.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АПАТИТОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ  
ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ.  
ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ**

Закономерности геологической приуроченности и особенности размещения основных типов апатитовых месторождений в большинстве случаев специально не изучались. Тем не менее по некоторым их типам в связи с большим практическим значением или освоением сопутствующих компонентов комплексных месторождений накопилось немало данных.

**1. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ  
С ЦЕНТРАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ АГПАИТОВЫХ  
НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ**

Весьма разнообразные, но мало распространенные формации центральных интрузий и трубок взрыва Ю. А. Кузнецов (1964) выделяет в особый ряд, специфичный для устойчивых областей. Под названием «устойчивые области» он объединяет и древние, и молодые платформы (а также океанические блоки), т. е. все структуры земной коры, которые не включаются в понятие подвижных зон. Эта группа формаций возникает не только в обстановке древних платформ, но и в обстановке молодых платформ и областей завершенной складчатости и даже в обстановке океанических блоков, природа которых до сих пор по существу не известна. Собственно платформенный режим является, по-видимому, всегда полностью амагматичным и проявления магматической деятельности на древних и молодых платформах всегда связаны с нарушением этого режима или, иначе говоря, с активизацией таких жестких «устойчивых» структур. Сама активизация выражается в возникновении и последующем обрушении сводовых поднятий, сопровождаемом массовым магматизмом.

Наиболее характерными представителями центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов являются Хибинский и Ловозерский плутоны. По мнению Ю. М. Шейнманна (1961), реше-

ние вопроса о связи их с исходной магмой будет возможно при нахождении менее изолированных комплексов такого же типа, которые сохранили бы признаки исходного расплава. А. А. Полканов и У Ли-жень (1961) полагают, что нефелин-сиенитовая магма находилась в верхних частях магматического очага. Ийолитовая магма локализовалась в нижележащих горизонтах. Еще ниже, вероятно, размещалась более основная магма, из которой образовались молодые дайки.

При изучении Хибинского массива А. В. Галахов (1966) обнаружил в ряде участков следы более древнего, вероятно каледонского, щелочно-ультраосновного магматизма, представляющие свидетельства совмещения щелочно-ультраосновной каледонской и щелочной герцинской интрузий. По его мнению, древняя интрузия была приурочена к зоне предполагаемого А. А. Полкановым тектонического контакта между протерозойскими породами свиты Имандра-Варзуга и архейским комплексом, к которому приурочен и герцинский массив Хибин. Это свидетельствует о существовании долгоживущего раскола, явившегося каналом для подъема дифференциатов магматического расплава из подкорового очага в верхние части земной коры. В течение этого времени состав магматического расплава менялся от ультраосновного перидотит-пироксенитового через щелочной ийолит-малиньитовый до щелочного в основном нефелин-сиенитового.

А. В. Галаховым (1962) также установлено, что интрузиям нефелиновых сиенитов Хибин предшествовало возникновение более древних рассеянных пироксенитов с титан-магнетит-перовскитовым оруденением.

Интересно сравнение абсолютного возраста различных массивов. Так, возраст Хибинского массива  $290 \pm 10$  млн. лет, а Контозерского (по Полканову и Герлингу, 1960) 330 млн. лет, т. е. он близок возрасту каледонских щелочно-ультраосновных интрузий. Это, вероятно, указывает (А. А. Кухаренко) на то, что герцинские щелочные интрузии резко не отграничены от щелочно-ультраосновных каледонских интрузий и составляют одну формацию, характеризующую развитие палеозойского магматизма от ультраосновных и щелочных пород, свойственных каледонскому типу интрузий, до щелочных пород (щелочных и нефелиновых сиенитов), характерных для герцинского типа интрузий. Об этом же, по-видимому, свидетельствует и совместное нахождение в Кургинском массиве пород, свойственных каледонскому и герцинскому типу интрузий (Галахов, 1965).

### Формация апатит-нефелиновых руд

Геологическая приуроченность Хибинского массива и размещение в нем апатитовых руд связаны с влиянием ряда факторов, значение которых для рудоотложения изучено в разной степени и исследователями нередко трактуется по-разному. Обобщенно гео-

логические основы поисков и прогнозирования скрытых апатитовых руд в Хибинском массиве формулируются следующим образом (Вировлянский, 1965<sup>1,2</sup>; Вировлянский и Благодетелева, 1967).

Хибинский щелочной массив возник на платформе и приурочен к мощному разлому. Массив представляет собой многофазный плутон центрального типа, образованный серией последовательных конических и кольцевых интрузий, чем вызвано концентрически-зональное строение массива. В процессе становления массива каждая последующая серия пород формировалась ближе к центру структуры. Кроме того, строение массива осложнено перемещением центра последовательно возобновлявшихся конических и кольцевых разломов с запада на восток. С этим связано срезание более древних комплексов молодыми (Елисеев и др., 1939; Зак, 1963).

Одной из характерных зон концентрически-зональной структуры служит комплекс ийолит-уртитов, с которым пространственно связаны апатитовые руды. Во времени апатитовое оруденение возникло между ранними и поздними интрузиями ийолит-уртитов.

Внутри комплекса ийолит-уртитов апатитовые залежи обнаруживают непосредственную связь с их лейкократовой составляющей — интрузией массивных порфиroidных уртитов, выполняющей конический разлом.

Линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы локализованы в тесной связи с массивными порфиroidными урритами. На основных месторождениях (Кукисвумчорр-Расвумчоррской группы) линзовидно-полосчатые породы приурочены к верхней части толщ уртитов. Иногда (Куэльпор, Партомчорр-Лявойок, Северный Кукисвумчорр, Коашва) они образуют несколько горизонтов среди уртитов. Однако если отбросить наложенные осложнения (Коашва), линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы во всех случаях характеризуются постепенными переходами в уртиты, переслаиваются с ними и, занимая в них определенное «стратиграфическое» положение, представляют неотъемлемую часть этой толщи.

Крупноблоковые апатитовые руды и зона богатых пятнистых руд приурочены к коническим разломам, последовательно развившимся среди и висячем боку линзовидно-полосчатых руд. Поэтому проявлены они не во всех месторождениях. Пятнистые руды, а также крупноблоковые представляют собой дополнительные внедрения магматического материала, наложенные на линзовидно-полосчатые руды и уртиты. Но из этого нельзя делать вывод о том, что генетически они не связаны с ийолит-уртитовым комплексом. Такая возможность опровергается тем, что породы ийолит-уртитовой серии внедрялись и после формирования апатитовых залежей. Кроме того, и в других плутонах щелочных пород, а также в массивах щелочно-ультраосновных пород кон-

центрации апатита, как правило, связаны с породами ийолит-мельтейгитовой серии. Поэтому нельзя согласиться с выдвигаемой некоторыми исследователями предпосылкой о самостоятельности апатит-нефелиновой магмы Хибин и, следовательно, о возможности находок новых апатитовых руд вне связи с ийолит-уртитам.

Для локализации апатитовых руд решающее значение имела разрывная тектоника периода формирования ийолит-уртитового комплекса. Именно тектоника этого времени определила размещение всех производных ийолит-уртитов, и в том числе апатитовых залежей. Поэтому нельзя согласиться с исследователями, которые считают, что благоприятные условия локализации руд определяются тектоническими разломами вообще и притом независимо от влияния других геологических факторов. Такой поисковый критерий был бы слишком широк и применение его способствовало бы не сосредоточению поисков на четко ограниченных площадях, а, наоборот, рассеянию их на больших пространствах массива. Искать апатитовые руды нужно в связи с тектоническими разломами, но такими, которые несут в себе те или иные слагающие и производные ийолит-уртитового комплекса (Вировлянский, 1965<sub>1, 2</sub>).

Данные, полученные исследователями (Мелентьев, 1952; Дудкин и др., 1964; Минаков и др., 1967), свидетельствуют также об отчетливой геохимической связи апатитовых месторождений с комплексом ийолит-уртитов. Таким образом, возрастная, «стратиграфическая», структурная и геохимическая связи апатитовых месторождений с ийолит-уртитам указывают на их генетическую близость. Соответственно, установленная ранее эмпирически пространственная близость размещения тех и других имеет закономерный характер, что важно для поисков. Контакт с перекрывающими рихсчорритами в отличие от прежних представлений не имеет поискового значения. Поэтому искать апатитовые руды следует в связи с ийолит-уртитам, вне зависимости от присутствия рихсчорритов (Вировлянский, Благодетелева, 1964).

Послеапатитовая тектоника определила конечный морфологический облик апатитовых залежей, их нарушенность и разобщенность. Это привело к усложнениям формы залежей. Вдоль позднемагматических разломов на больших расстояниях проявлены мощные брекчии, сцементированные ийолит-уртитовым материалом. Морфологические особенности брекчий указывают на возникновение их при дроблении вмещающих пород в процессе относительных перемещений контактирующих блоков. Неизменно сопровождая поверхности разграничения блоков различного геологического строения и положения, брекчии подтверждают факт тектонической природы этих поверхностей.

Послеапатитовые разломы, выявленные в висячем боку апатитовой залежи Кукисвумчорр-Расвумчорра и продолжающиеся далее вдоль ветвей ийолит-уртитовой дуги, приобретают большое значение. Они падают под более крутым углом и в ряде участков

срезают ийолит-уртитовый комплекс. Таким образом, поведение поверхности разлома определяет степень сохранности разреза ийолит-уртитов. Соответственно, взаимоотношения разлома с апатитовой залежью и подстилающими уртитам определяют возможности находок руд по его простиранию, а также на глубине по падению, в всячем боку разлома (Вировлянский и др., 1965).

Местные изменения мощности залежей, вплоть до полного выклинивания по простиранию и падению, характерные для апатитовых месторождений, не представляют первичной их особенности. В действительности, видимое выклинивание апатитовых залежей по простиранию и падению представляет собой результат косоого среза их коническим послеапатитовым (позднейоолитовым) разломом, развившимся вдоль всячего бока залежи. Отсутствие единого плана строения залежи в пределах различных месторождений — также результат наложенного влияния послеапатитовой (позднейоолитовой) тектоники.

К коническому разлому в всячем боку апатитовых месторождений и прилегающим породам приурочены максимальные скопления сфена, достигающие промышленных размеров. Они отчетливо контролируются разломом. На всех месторождениях, горизонтах горных работ и в буровых скважинах сфеновая минерализация, как правило, приурочена к всяческому боку апатитовых залежей, независимо от того, какие «стратиграфические» горизонты залежей или подстилающих уртитов в конкретном случае примыкают к разлому.

Сфенообразование близко следует за формированием апатитовой залежи. Они близки и пространственно, и во времени, и генетически. Поэтому проявление сфеновой минерализации вдоль всячего бока уртитов должно рассматриваться как индикатор возможного апатитового оруденения, скрытого на глубине, хотя отнюдь не в каждом горизонтальном срезе скопления сфена должны сопровождаться мощными апатитовыми рудами.

### **Формация апатит-нефелин-редкометалльных руд**

Геологические закономерности, свойственные наиболее характерному представителю этой формации Ловозерскому массиву, во многом близки рассмотренным для Хибинского массива. Отметим ряд сходных особенностей, представляющих теоретический и практический интерес.

Хибинский и Ловозерский массивы имеют много общего в положении, геоморфологических особенностях, структурной приуроченности, особенностях строения и состава, в наличии аналогичных ассоциаций пород и минералов. Общими особенностями являются связь с платформенным этапом геологического развития, периодом активизации древней платформы, приуроченность к одной системе крупных разломов. Оба массива принадлежат к многофазным интрузиям центрального типа, сформировавшимся в ус-

ловиях тектонической пассивности пород рамы. Близкий абсолютный возраст массивов (Комлев и др., 1961) свидетельствует об одновременном их возникновении. В периферической части массивов залегают древние, а в направлении к центральной — все более молодые комплексы пород. Сложены массивы сходными комплексами пород. Для пород массивов характерна расслоенность, выраженная не везде одинаково. Породы в обоих массивах имеют падение в сторону центральной части, но в Хибинском массиве оно более крутое. Для обоих массивов характерно несоответствие в залегании слоев пород и их контактных поверхностей, вследствие чего относительно молодые породы могут соприкасаться любыми частями разреза с более древними (Галахов, 1965). Не исключается, что, как и в Хибинах, такие несоответствия могут быть результатом тектонических взаимоотношений.

Интересна аналогия газовой составляющей щелочных пород массивов и ее отличие от газовой составляющей каледонских щелочно-ультраосновных интрузий (Петерсилье, 1964).

Различия между массивами, например в средних химических составах комплексов пород, в проявлении определенных концентраций минералов и т. д., во многом обусловлены более глубоким эрозионным срезом Хибинского массива по сравнению с Ловозерским.

Для Ловозерского плутона, как и для Хибинского, связь с исходной магмой остается неясной. В последние годы геофизическими работами к восток-северо-востоку от Ловозерского плутона обнаружен палеозойский массив ультраосновных-щелочных пород — Кургинский. В 30 км восточнее известны два безымянных массива палеозойских нефелиновых сиенитов. Еще восточнее в 30 км расположен Контозерский массив ультраосновных-щелочных пород. Сопоставление геологических и геофизических данных позволило В. А. Токареву (1966) и Г. Н. Шаблинскому (1963) выделить линейно вытянутую зону субширотного простираения, которая представляет собой древний тектонический шов, разделяющий области различного геологического строения. Проявление вдоль одной и той же тектонической зоны щелочных и ультраосновных-щелочных массивов рассматривается как показатель общности их происхождения. Ультраосновные-щелочные массивы здесь несколько старше нефелин-сиенитовых. Однако Г. Н. Шаблинский справедливо отмечает, что дифференциация в ультраосновных-щелочных массивах была направлена от ультраосновной магмы к щелочной. По-видимому, щелочные породы во всех массивах внедрялись примерно в одно и то же время, представляя результат глубинной дифференциации ультраосновной магмы.

А. В. Атаманов, С. Ф. Лугов и Я. М. Фейгин (1961) считают возможным сопоставлять структуры интрузивных комплексов Ловозерского массива с соответствующими структурами Хибинского плутона. Они отмечают сходство пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива с рисчорритами Хибинского. Послед-

ние характеризуются, по-видимому, только меньшим агпантовым коэффициентом. При этом в Ловозерском массиве проявляется четко выраженная тенденция к снижению этого коэффициента с глубиной. Глубокие части Ловозерского массива могут повторить в общих чертах разрез пород и структурные взаимоотношения Хибинского. По мнению этих исследователей, в более глубоких частях дифференцированного комплекса, вероятно, залегает мощная пачка пород, соответствующая фойяитам центрального ядра Хибинского массива. Они в свою очередь, возможно, подстилаются мощными образованиями пород комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов, соответствующих рихторритам Хибин. Под ними же должны появиться породы ийолит-уртитового ряда с крупными скоплениями апатитовых руд; еще ниже — породы типа хибинитов.

Геофизические исследования (Шаблинский, 1963) в определенной степени подтверждают такую гипотезу: строение глубинной части Ловозерского интрузива подобно Хибинскому плутону. Здесь выделяются различные комплексы пород, имеющие в плане серповидную или круговую форму. Внешняя зона сложена породами типа луавритов, внутренняя представлена, по-видимому, фойяитами или содалитовыми сиенитами. Вертикальная мощность глубинной части массива на востоке превышает 6 км, а в целом Ловозерский массив продолжается в глубину земной коры более чем на 6—8 км.

Обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Предполагаемый на глубине Ловозерского массива комплекс ийолит-уртитов, в связи с которым можно ожидать проявления апатитовых залежей типа хибинских, еще не достигнут буровыми работами. И все же несмотря на это известное здесь ныне апатитовое оруденение, как правило, приурочено к породам ийолит-уртитовой серии. Более того, и здесь, как и в Хибинах, из всей гаммы уртит-ийолит-мельтейгитовых пород наиболее выдержанное апатитовое оруденение приурочено, как правило, к наиболее лейкократовым членам этой серии — уртитам. Как и в Хибинах, в Ловозерском плутоне апатитовое оруденение подчинено структурным особенностям включающего интрузивного тела, в данном случае первично-магматическим его элементам — строго определенным горизонтам уртитов, заключенным в более чем километровой толще чередующихся пород дифференцированного комплекса луаврит-фойяит-уртитов, отличающегося весьма совершенной стратифицированностью слагающих пород.

Известная ныне апатитоносность приурочена не к одному, а к нескольким горизонтам уртитов в разрезе дифференцированного комплекса, поэтому мы встречаемся и здесь с многоярусным проявлением апатитового оруденения, хотя и отличного от хибинского, но в известной степени сходного с ним (а для поисково-разведочной практики имеющего по существу то же значение). Что касается глубинных частей Ловозерского плутона, то, имея в виду

ожидаемое подобие их Хибинскому массиву, весьма вероятно проявленная сходным образом многоярусность апатитового оруденения.

Зоны брекчированных пород, секущих эвдиалитовые луавриты и несущие в обломках и цементе повышенное содержание апатита, могут рассматриваться как аналоги апатитовой и других видов тектонических брекчий Хибин. Если вспомнить высказывание Б. М. Куплетского (1936) о том, что самой молодой породой Луаврурта (Ловозерского массива) является эруптивная брекчия, представляющая обломки луавритов и других более ранних пород, сцементированных основными породами последних внедрений, то можно с основанием считать следующее: здесь происходили процессы, в общем сходные рассмотренным выше для Хибин и примерно в то же самое относительное время — в послеapatитовый период. Процесс образования брекчий по своей природе и здесь был аналогичным хибинскому и был не эруптивным, а тектоническим. Это следует из высказывания Б. М. Куплетского, который отмечал, что выходы этой брекчии приурочены к восточному краю Сейдозера, т. е. приурочены к зоне опускания озера Сейтьявр, где сбросы широтного простирания, по данным С. Д. Покровского, наблюдаются на протяжении до 12 км. Линейная вытянутость брекчий, прослеженных на такое большое расстояние, и сопутствующая им относительная смещенность крыльев нарушения дают все основания согласиться с определением их как сбросов, подчеркнув при этом именно тектоническое, а не эруптивное их происхождение.

Природа апатитовых проявлений в крутопадающей контактовой зоне Ловозерского плутона, по-видимому, близка сходным по характеру апатитопроявлениям в контакте хибинитов и трахитоидных ийолитов Хибинского массива.

Скопления сфена в связи с апатитовыми залежами представляют характерное явление для Хибинского массива. Эти явления столь близки по времени и генетически, что сфенизация ийолитуртитовых пород рекомендуется исследователями (Вировлянский и др., 1963) как индикатор апатитопроявлений, скрытых на глубине. Для Ловозерского плутона этот вопрос не разработан. Однако широкое распространение здесь амфибол-сфен-apatитовых пород, как одной из форм апатитового оруденения, должно рассматриваться как показатель тесной связи апатито- и сфенообразования со всеми вытекающими последствиями. Важно обратить внимание и на следующее: совместно с амфибол-сфен-apatитовыми породами встречаются и сфен-apatитовые ийолиты и уртиты, т. е. такие образования, которые весьма характерны для Хибинских апатитовых месторождений и особенно для их верхней контактной зоны.

Таким образом, большая часть закономерностей, свойственных Хибинскому массиву и характеризующих геологическую приуроченность скоплений апатита, находит свое выражение и в Лово-

зерском плутоне, точнее в известной ныне его верхней части. С глубиной же, как сказано выше, черты сходства обоих массивов должны усилиться.

## 2. МАГМАТОГЕННЫЕ АПАТИТОПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ЦЕНТРАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ МИАСКИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ И ЛЕЙЦИТОВЫХ СИЕНИТОВ

### Биотит-апатитовая формация

Единственным представителем этой формации являются апатитопроявления уникального Сыннырского щелочного массива. Предположение о тесном их родстве с Хибинским апатитовым месторождением не подтвердилось. Тем не менее результаты изучения Сыннырского массива поучительны, так как достаточно выразительно показали черты отличия его от Хибинского плутона и способствовали более четкому выявлению тех особенностей, которые выделяют массивы потенциально апатитоносные из общей массы массивов нефелиновых сиенитов. Они способствовали также разработке критериев научно обоснованной отбраковки массивов, перспективных на апатит, от бесперспективных.

Апатитопроявления Сынныра не являются в собственном смысле магматическими. Все исследователи массива считают, что они имеют метасоматический генезис. Однако тесная связь апатитопоявлений Сынныра с щелочными породами магматического происхождения и некоторые черты геологического строения массива, сходные с Хибинским плутоном, дают больше оснований рассматривать их в том же ряду. Такой подход оправдан и приведенным выше определением понятия «магматические месторождения» (Годлевский, 1968).

Крупный размер Сыннырской интрузии, ее зонально-кольцевое строение, щелочной фельдшпатоидный состав пород, наличие рихорритов, фойзитов и почти мономинеральных апатитовых руд позволили некоторым исследователям сопоставить Сыннырский и Хибинский массивы и соответственно считать возможным обнаружение крупного месторождения апатита типа Хибинского к северу от оз. Байкал. Это обязывает более обстоятельно рассмотреть черты сходства и различия этих массивов для того, чтобы подчеркнуть те особенности, которые следует учесть при прогнозировании и поисках апатитовых месторождений в щелочных массивах. Основой такого рассмотрения послужили последования А. Я. Жидкова, В. В. Архангельской, С. И. Зака, В. И. Герасимовского, Р. П. Тихоненковой и др. («Апатиты», 1968).

Хибинский и Сыннырский массивы относятся к сложным интрузиям с концентрически-зональным строением. Оба плутона характеризуются крупными размерами и становлением в течение нескольких интрузивных фаз. Сложены они разнообразными породами, принадлежащими к группе недосыщенных кремнеземом,

богатых щелочами лейкократовых пород. Щелочные плутоны приурочены к зонам глубинных тектонических разломов, проходящих по границам районов распространения отложений различного возраста, разделенных стратиграфическим перерывом и угловым несогласием (Зак, Дудкин, 1969). Внутренняя структура массивов автономна по отношению к складчатости вмещающих пород, их контакты срезают складчатые структуры докембрийских и нижнекембрийских отложений.

В Сыннырском массиве, как и в Хибинском, широкое развитие полосчатых и трахитоидных текстур, идиоморфизм кристаллов полевого шпата и нефелина, обтекание трахитоидностью контуров ксенолитов, закономерное распределение пород в разрезах по удельному весу, наличие различных брекчий и другие факты говорят о ведущей роли в становлении плутона магматической дифференциации. Высокое содержание щелочей в первичном расплаве в том или другом случае приводит к образованию ассоциации минералов, типичных для щелочных интрузий. Однако в зависимости от соотношения натрия и калия в исходном расплаве возникают различные минеральные парагенезисы.

Предполагается (Зак, Дудкин, 1969), что сингенетичные ряды изверженных горных пород не только в Сыннырском, но и в Хибинском массиве возникли в результате комбинированного действия двух ведущих факторов: с одной стороны — фракционирование расплавов в гравитационном поле в докристаллизационный период на зоны с постепенно меняющимися потенциалами калия и натрия, с другой — вследствие кристаллизационной дифференциации, имевшей место в относительно маломощных горизонтах.

Помимо общих черт геологического строения между Сыннырским массивом и Хибинами имеется и ряд существенных отличий. Наиболее кардинальное из них — различие в химическом составе интрузивных пород массивов и исходных магм. Согласно последним данным о находке ксенолитов ультрабазитов щелочные породы Хибин, по-видимому, относятся к ультраосновной-щелочной формации, по классификации Ю. М. Шейнманна с соавторами (1961).

Сыннырский же массив щелочных пород, тесно пространственно и генетически связанный с палеозойскими гранитоидами, принадлежит, вероятно, к гранитоидной щелочной формации (Архангельская, «Апатиты», 1968).

Породы, слагающие Сыннырский и Хибинский массивы, относятся к классу недосыщенных кремнеземом, богатых щелочами лейкократовых пород ( $Q=21,7-25,7$ ;  $a/c>7$ ). Анализ особенностей химизма показывает, что в общем они принадлежат к крайним членам калиевой и натровой ветви щелочных пород, хотя в их составе и наблюдаются значительные вариации.

Породы Хибинского массива относятся к агпайтовому ряду ( $N_a$  среднего состава 0,99), а Сыннырского — к миаскитовому ( $N_a$  среднего состава 0,70) (Зак, Дудкин, 1969).

Псевдолейцититы Сыннырского массива в отношении содержания  $P_2O_5$  (0,1%) прямо противоположны хибинским уртитам (0,4—1,5%) и уртитам вообще (0,3—2,0%). В связи с этим С. И. Зак и О. Б. Дудкин (1969) приходят к выводу, фосфор способен накапливаться и мигрировать именно в натровых, апгаитовых расплавах. Независимо от содержания алюминия и кремния калиевые миаскитовые расплавы в этом отношении менее благоприятны.

Вероятно, существенно калиевый состав пород Сынныра предопределил незначительные масштабы и рассеянный характер проявленного здесь апатитового оруденения.

Р. П. Тихоненкова и др. («Апатиты», 1968) придают значение тому, что массивы резко отличны по содержанию кальция и соотношению  $K_2O/Na_2O$  в главнейших комплексах пород. Возможно, из-за резкого преобладания калия над натрием в исходной магме и ее бедности кальцием такие породы, как ийолит-уртиты и уртиты Хибин и значительные концентрации апатита в Сыннырском массиве, не образуются. Пример апатитовых месторождений в щелочных массивах (Хибины) указывает на возможность концентрации фосфора в них лишь в высоконатровой среде и при существенном участии минерализаторов, особенно фтора и хлора.

По мнению В. И. Герасимовского («Апатиты», 1968), крупных промышленных концентраций апатита в Сыннырском массиве ожидать нельзя по следующим причинам:

- 1) магматическая дифференциация не играет существенной роли при обогащении фосфором отдельных разновидностей пород;
- 2) контаминация и магматическое замещение ультрабазитов развиты на небольших площадях; эти процессы приводят к общему повышению содержания  $P_2O_5$  в гибридных породах, но значительные концентрации апатита, представляющие промышленный интерес, при этом не возникают;
- 3) при автотасоматическом и метасоматическом преобразованиях пород хотя и появляются мономинеральные апатитовые скопления, но крупные концентрации не образуются. Перераспределение фосфора происходило локально, обычно без выноса в какие-либо хорошо выраженные тектонические структуры.

В отличие от Хибинского в пределах Сыннырского массива широко развиты постмагматические процессы калиевого метасоматоза, особенно поздних его этапов — либнеритизации и микроклинизации, уничтожающих апатитовое оруденение. Сыннырский массив менее эродирован, в нем много ксенолитов вмещающих пород и продуктов гидротермальной переработки магматических и контактово-реакционных образований.

В этом свете важно, на первый взгляд, несущественное различие в геоструктурной приуроченности сопоставляемых массивов — Сыннырского и Хибинского.

Хибинский массив приурочен к активизированной древней платформе, Сыннырский располагается в пределах эпибайкаль-

ской платформы, в области завершённой складчатости. Несмотря на сходство тектонических режимов развития, связанное с принадлежностью тех и других к тектонически устойчивым областям (Кузнецов, 1964), между древними и эпибайкальскими платформами отмечаются определённые различия. Согласно В. Е. Хаину (1964) эпибайкальские платформы тяготеют к молодым платформам. Их объединяет известная незавершённость консолидации и стабилизации, меньшая степень гомогенизации и «жесткости» их фундамента, сохранение последним гораздо большей подвижности, более тесная связь структуры чехла со структурой фундамента. В. Е. Хаин отмечает, что некоторые исследователи, особенно за рубежом, вообще не считают молодые платформы настоящими платформами.

Возможно, в различии геоструктурной приуроченности Сыннырского и Хибинского массивов, которая находит выражение в различной глубине формирования контролирующих разломов, различной тектонической подвижности, различной активности процессов гибридизации и дифференциации, кроется главная причина различий в строении и морфологии массивов, составе слагающих их пород, рудообразующих процессах и, что важно в данном случае, резких различий в характере и масштабах их апатитонности.

Характерной иллюстрацией вывода о важности геоструктурной позиции щелочных массивов для прогноза геологических и петрохимических особенностей, определяющих перспективы их апатитонности, могут служить данные Г. П. Багдасаряна и Б. М. Меликсетяна («Апатиты», 1968) по щелочным породам Армении. Здесь щелочные породы, характеризующиеся резко выраженным калиевым обликом, повышенной глиноземистостью и известковистостью, являются продуктом кристаллизации базальтоидного расплава при значительной роли ассимиляции гранитоидного и частично известкового материала. Совокупностью этих факторов, по мнению этих исследователей, обусловлено отсутствие в них концентраций апатита.

Сопоставление этих данных со структурно-тектонической позицией массивов показывает, что щелочные интрузивные комплексы приурочены к Центральной складчатой зоне Армении, к Анкавано-Зангезурскому глубинному разлому, отделяющему Ахтинскую мегантиклинальную зону от Севанской интрагеосинклинали.

Г. С. Дзюценидзе (1964) на примере тектонического положения щелочных пород Кавказа приходит к следующему интересному выводу: происхождение калиевых серий щелочных и субщелочных пород (юрские и верхнеэоценовые) связано с очагами, возникшими при эволюции геосинклинали магматических бассейнов. При возникновении же щелочных и субщелочных пород натриевой серии (меловой) магматические очаги локализовались в пределах жестких глыб и в них поступали магматические расплавы из базальтового слоя Земли. Эти выводы могут иметь самое непосред-

ственное отношение к прогнозированию и поискам апатитовых руд. Натриевые щелочные массивы жестких глыб заслуживают проверки на апатит.

### **3. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГАББРО-СИЕНИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ**

#### **Формация апатит-магнетитовых руд**

Отличительные особенности геологической приуроченности и размещения этих месторождений (тип Кируны) следующие:

- 1) развитие в пределах древней платформы;
- 2) связь с платформенной формацией щелочных пород (сиенитов);
- 3) позднемагматические условия образования, с которыми связаны дайкообразные формы рудных залежей, сложенных массивными рудами;
- 4) приуроченность рудной залежи в контакте сиенитовых порфиров (лежащий бок) и кварцевых порфиров (висячий бок) с апофизами в сторону последних;
- 5) проявление вдоль названного контакта дорудных тектонических подвижек, определивших проникновение ранней порции рудного материала, бедного апатитом, и внутрирудных смещений, контролировавших локализацию богатых апатитом руд.

В СССР, по мнению специалистов (Татаринов, 1955; Магакьян, 1961, 1967; В. И. Смирнов, 1965), к типу Кируны приближается месторождение Лебяжинского рудника на Урале, связанное с сиенит-диоритовыми дериватами основных магм ранней геосинклинальной стадии. Это месторождение, значительно более мелкое по размерам, учитывая комплекс имеющихся данных (Соколов, 1967; Штейнберг, «Апатиты», 1968), рассматривается нами в группе скарновых (контактово-метасоматических) месторождений.

### **4. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТАХ**

#### **Формация апатит-титаномагнетитовых руд**

Согласно Ю. А. Кузнецову (1964) в магматической формации габбро-пироксенит-дунитов наиболее распространены породы группы габбро. Обычны и даже типичны кварцевые габбро и кварцевые габбро-диориты. Породы ультраосновного состава мало распространены. По-видимому, постоянной составной частью габбро-пироксенит-дунитовых формаций являются средние и кислые породы, в общем гранитоидного состава — диориты, гранодиориты и плагиограниты. Это продукты особой, более поздней фазы внедрения кислой (плагиогранитной) магмы. Не всегда присутствуют все возможные продукты всех интрузивных фаз. Чаще выпадают крайние фазы — самые ранние и самые поздние.

Существенное значение имеют размеры интрузивного массива. Габбро-пироксенит-дунитовая формация может возникать только при наличии громадного и долго существующего глубинного очага, дающего соответственно крупных размеров многофазные интрузивные тела, в которых, кроме того, может проявиться и дифференциация. Известные представители габбро-пироксенит-дунитовой формации всегда ассоциируются с эффузивно-осадочными геосинклинальными комплексами, они близки им, хотя и несколько более поздние по возрасту.

Рассматривая геоструктурные условия позднемагматических месторождений титаномагнетитов, В. И. Смирнов (1965) отмечает, что формация габбро-пироксенит-дунитовых пород, с которой связаны эти месторождения, развивалась исключительно в геосинклиналях типа А, характеризующихся особо интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и металлоносностью ранней стадии развития; реже она встречается в геосинклиналях типа В, где редко достигает существенных размеров.

Отмечается тенденция относительно более позднего (по сравнению с перидотитовыми массивами, несущими хромит) образования массивов габбровой магмы с титаномагнетитами. Интрузивы эти (как и перидотитовые) тяготеют к тектоническим разломам, обрамляющим геосинклинальные рвы, создавая прерывистые цепи рудоносных массивов, вытянутые в виде поясов на сотни километров. Они раскристаллизовывались в нижней части гипабиссальной зоны в обстановке, переходной к абиссальным условиям (В. И. Смирнов, 1965; Годлевский, 1968).

С габбро-пироксенит-дунитовой формацией связан достаточно специфический комплекс месторождений полезных ископаемых, из которых в отношении возможного апатитового оруденения интерес представляют месторождения титаномагнетита, связанные с габбро. Эта формация выделена на Урале, в других складчатых областях она или отсутствует, или проявлена далеко не так ярко.

Согласно Д. С. Штейнбергу («Апатиты», 1968) на Урале в отношении апатитоносности наибольший интерес представляет так называемый платиноносный пояс ультраосновных, основных и производных от них интрузий, протягивающийся с перерывами почти на 900 км от Полярного Урала до Мугуджар, вдоль западной окраины зеленокаменной зоны. На всем этом протяжении пояс сохраняет специфические особенности состава, в частности преобладание габброидов и связанных с ними диоритов, сиенитов, гранитоидов, а также дунит-верлит-клинопироксенитовый состав ультрабазитовых массивов.

Наиболее ранние интрузивы пояса, сложенные серией габбро—кварцевый диорит — плагиогранит, по-видимому, комагматичны и близки по возрасту диабазовой и диабаз-кварц-альбитофировой формации нижнего силура, несущей колчеданное оруденение.

Более поздняя габбро-сиенитовая ассоциация, представлена

Волковским апатитоносным габбровым массивом и тагило-кушвинским сиенитовым комплексом.

Титаномагнетитовое оруденение сопровождается габбро (волковский тип) и ультрабазиты (качканарско-первоуральский тип). Рудоносные габбро, наиболее молодые из базитов пояса, секут верхний силур. Ультрабазиты, несущие титаномагнетитовое оруденение, древнее рудоносных габбро, которые прорывают их, но, по-видимому, моложе самых древних зеленокаменных габброидов, связанных с диабазовой формацией нижнего силура.

Повышенная концентрация фосфора и апатита, приближающаяся к промышленной, наблюдается лишь в некоторых титаномагнетитовых месторождениях. Так, согласно Д. С. Штейнбергу (1962 г.) примесь апатита в титаномагнетитовых рудах среди ультрабазитов практического значения не имеет. Среднее содержание фосфора в качканарских рудах (пироксениты с вкрапленностью титаномагнетита) 0,12%, что отвечает примерно 0,8% апатита, в висимских (рудные верлиты) и первоуральских рудах (рудные горнблендиты) фосфора не менее 0,01%.

Промышленное значение апатит может иметь только в габбро волковского типа, при условии комплексного использования апатит-титаномагнетитовых руд. Пример Волковского месторождения показывает, что магматические породы габбро-пироксенит-дунитовой формации могут представлять существенный интерес в отношении поисков апатитосодержащих месторождений титаномагнетита. Это касается прежде всего Урала, где месторождения титаномагнетитовых руд в платиноносном поясе выявлены пока только на Среднем Урале, в определенной мере это может относиться и к другим районам проявления пород этой формации за пределами названного региона. Примерами таких районов проявления пород габбро-пироксенит-дунитовой формации могут служить лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс в Западном Саяне и лысанский комплекс в западной части Восточного Саяна. В связи с лысанским комплексом уже известны концентрации титаномагнетита и ильменита, требующие проверки в отношении возможной апатитоносности.

Как показали исследования А. П. Лебедева и О. А. Богатикова, аккумуляционный апатит чрезвычайно характерен для габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области и некоторых других регионов Союза. В этих комплексах он приурочен к обогащенным рудным компонентом (титаномагнетитом) меланократовым разностям габбро. Согласно О. А. Богатикову («Апатиты», 1968) наиболее значительны концентрации апатита в косвитах и казанскитах (рудноапатитовые пироксениты и перидотиты), образующих шлировые и слоеподобные отщепления в дифференцированных габброидах.

Апатитовая минерализация тяготеет преимущественно к интенсивно дифференцированным габброидным и габбро-сиенитовым комплексам. Наибольшие перспективы в отношении практической

ценности имеет аккумуляционный апатит, ассоциирующийся с ильменитом, магнетитом, сульфидами.

Максимально высокие концентрации апатита парагенетически и генетически приурочены к меланократовым — рудным дифференциатам габброидной магмы. Наиболее перспективны в отношении апатитовой минерализации габброидные массивы с общей зараженностью всех пород фосфором (Ф. Л. Смирнов, «Апатиты», 1968).

Важной особенностью, имеющей значение для прогнозирования и поисков, является следующее обстоятельство, отмечаемое И. И. Малышевым (1957): в массивах габброидной магмы, где имеются значительные массы или преобладание ультраосновных пород — пироксенитов, перидотитов или горнблендитов, концентрации титаномагнетитовых руд приурочены в основном именно к этим ультраосновным ее разновидностям. А это, как мы видели на примере месторождений Урала (Качканарское, Первоуральское и др.), служит отрицательным показателем в отношении возможности встречи практически интересных проявлений апатита в этих рудах.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что формирование массивов этого типа происходило в сложных тектонических условиях, при многократных подвижках блоков пород, сопровождавшихся внедрениями в возникавшие полости остаточного расплава габбровой магмы.

## 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АНОРТОЗИТАХ И ГАББРО-АНОРТОЗИТАХ

### Формация апатит-гематит-ильменитовых руд

Согласно Ю. А. Кузнецову (1964) анортозиты как петрографический тип пород встречаются в составе многих сильно дифференцированных магматических комплексов, особенно платформенных. Они широко распространены в составе древних формаций рапакиви и дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Но в природе существует и давно уже выделена особая анортозитовая магматическая формация, сложенная уже существенно анортозитами и только сопровождающаяся нормальными габбро, норитами, сиенитами и гранитами. Анортозитовая формация относится Ю. А. Кузнецовым к числу: «...особых типов формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ» и включена в ряд габбро-гранитных формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах. Для этой формации «характерно преобладание анортозитов, которые ассоциируются с норитами, габбро-норитами и габбро; между этими типами пород возможны постепенные переходы». В некоторых случаях совместно с анортозитами и собственно габброидными породами в единый магматический комплекс объединяются пироксеновые

диориты, монцониты и сиениты, а также пироксеновые граниты, близкие к рапакиви, образующие самостоятельные более поздние интрузии.

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), характеризуя собственно анортозитовые ассоциации, подчеркивают, что они встречаются только в докембри, образуют интрузии с куполообразной кровлей, ассоциируют с габбро-норитами и норитами, пироксеновыми гранитами, сиенитами и монцонитами.

Согласно Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961) выделяются два типа анортозитов, каждый из которых относится к особой ассоциации глубинных пород. К первому типу принадлежат битовниковые анортозиты, образующие «слои» среди стратифицированных пластообразных тел основного состава, по характеру отвечающих тем, которые наблюдаются в комплексах Бушвельда (Южная Африка) и Стиллуотер (США). Анортозиты второго типа более распространены, они слагают крупные автономные интрузии, внедрившиеся в древние метаморфические толщи. В качестве наиболее известных их представителей Е. В. Павловский (1967) называет массивы юго-запада Балтийского щита, востока Канадского щита, юга и юго-востока Алданского щита. Анортозиты этого типа состоят из андезина и лабрадора (более 90%), гиперстен, авгит, реже оливин занимают менее 10% состава в собственно анортозитах. В большинстве интрузий наблюдаются постепенные переходы в габбро, нориты, монцониты, явно имеющие общее происхождение с анортозитами. Последние нередко пространственно ассоциируют с гиперстенсодержащими гранитами (чарнокитами), сиенитами и иногда с гранитами рапакиви.

По Ю. А. Кузнецову (1964), представители формации рапакиви в пределах Украинского и Балтийского щитов являются как бы заместителями крупных дифференцированных анортозитовых и габбро-норитовых комплексов, свойственных другим щитам. Так как крупнейшие плутоны Украинского щита характеризуются преобладанием гранитов рапакиви, то они относятся им к формации рапакиви, а не анортозитов.

Очень характерна тектоническая позиция больших анортозитовых комплексов. Они, видимо, во всех случаях образуют крупные и даже иногда громадные пластовые тела с площадью выходов на дневную поверхность в тысячи квадратных километров, располагающиеся по окраинам кристаллических щитов. Ю. А. Кузнецов (1964) предполагает, что возникновение их, так же как и интрузий рапакиви, во многих случаях связано с образованием флексурных перегибов и разломов при дифференциации древних кратонов на щиты и платформы.

С анортозитами генетически связаны крупнейшие месторождения титановых руд магматического генезиса, имеющих ильменитовый, гематит-ильменитовый, ильменит-магнетитовый, а иногда и рутил-ильменитовый состав. Если к анортозитовым массивам приурочены в основном гематит-ильменитовые, а иногда и рутиловые

руды, то с габбро-анортозитовыми массивами чаще связаны месторождения ильменитовых, гематит-ильменитовых, ильменит-магнетитовых, а иногда рутил-ильменитовых руд.

Интересен и важен следующий факт: в габбро-анортозитовых массивах к участкам габбро приурочены обычно ильменит-магнетитовые руды, а к участкам анортозитов — гематит-ильменитовые руды и иногда еще присутствует рутил (Мальшев, 1957). Важно, что нередко эти руды обогащены апатитом. Наличие в рудах наряду с магнетитом, ильменитом и апатитом гематита и рутила свидетельствует о том, что условия их формирования характеризовались значительно более высоким значением кислородного потенциала по сравнению с условиями, господствовавшими при формировании собственно титановых месторождений, связанных с габброидными породами. И если последние, как это справедливо отмечает И. И. Мальшев (1957), формировались на относительно больших глубинах, то апатит-гематит-ильменитовые и апатит-рутиловые месторождения, вероятно, формировались в условиях лишь относительно небольших глубин. Это является подтверждением общей закономерности в формировании основных промышленных типов апатитовых месторождений в приповерхностных условиях. Геотектоническое положение габбро-анортозитовых массивов с апатит-титановыми рудами, выражающееся в преимущественной приуроченности их к окраинам щитов, к пограничным зонам между древними платформами и складчатыми областями, также облегчает задачу поисков и прогнозирования этих месторождений.

Наиболее высокоapatитоносны месторождения, приуроченные к габбро-анортозитовым массивам, прошедшим наиболее полную дифференциацию. Причем апатитовое оруденение обычно приурочено к наиболее высоким стратиграфическим уровням массивов. Поиски таких массивов должны вестись в пределах поясов в зонах перехода от древних платформ к протерозойским или палеозойским геосинклиналям. Все это обязывает при изучении перспектив апатитоносности магматических формаций в числе первых проверять данные по анортозитовым массивам различных регионов. Так, в частности, непременное участие в составе формации рапакви огромных массивов лабрадоритов и уже известные в связи с ними проявления и месторождения (Стремигородское и др.) титановых руд с апатитом, аналогичных анортозитовой формации, дает основание рассматривать массивы лабрадоритов в качестве потенциальных носителей апатитовых руд, наряду с массивами анортозитов собственно анортозитовой формации.

Согласно И. И. Мальшеву (1957) область Украинского кристаллического щита является крупнейшей провинцией титановых руд. В протерозое, когда наступил платформенный этап развития щита, по разломам внедрились крупнейшие интрузии основной магмы и возникли массивы габбро-анортозитов. Образовались ильменитовые, ильменит-магнетитовые и ильменит-титан-магнети-

товые месторождения и рудопроявления, пространственно и генетически связанные с габбро-анортозитовыми массивами протерозоя.

В пределах Украинского кристаллического щита известны два гигантских по своим масштабам плутона. Один из них Коростеньский (Волынский), сложенный лабрадоритами, габбро-норитами и гранитами рапакиви. По описанию В. С. Соболева (1947 г.), он занимает площадь более 500 км<sup>2</sup> и имеет, вероятно, пластообразную или линзообразную форму. Аналогичный по составу и размерам магматический комплекс известен в Корсунь-Новомиргородском районе. Мелкие по своим масштабам массивы габбро отмечаются и в других районах Украины.

В пределах габбро-анортозитовых массивов Волыни и Приднепровья в связи с месторождениями титана установлены месторождения и рудопроявления апатита. Из них наиболее значительно Стремгородское месторождение; в связи с Коростеньским плутоном, в северо-западной части Украинского щита, оконтурены Паромовское, Торгинское, Рыжанское и другие месторождения. Перспективны для прогнозирования и поисков апатита в сходных геологических условиях также основные породы Корсунь-Новомиргородского плутона (Коваленко, 1969).

Большой интерес представляет протерозойский складчатый пояс, обрамляющий с юга Сибирскую платформу. Складчатый пояс представлен с запада на восток Енисейским кряжем, Восточными Саянами, Байкало-Олекминской складчатой областью, Становым хребтом и подновленным молодой складчатостью Джугджурским хребтом. Здесь известны крупные дифференцированные докембрийские массивы основных и ультраосновных пород, среди которых распространены анортозиты и габбро-анортозиты (Малышев, 1957). По геолого-структурному положению, возрасту и составу слагающих его комплексов горных пород И. И. Малышев (1957) сравнивает этот складчатый пояс со складчатым поясом протерозоя, окаймляющим с юга Канадский щит. Это важно в отношении апатитоносности, так как в пределах последнего известны крупнейшие массивы анортозитов и магматические месторождения титановых руд, сопровождающиеся апатитом.

Наибольшее количество ильменитовых и ильменит-титаномагнетитовых рудопроявлений известно в Становом и Джугджурском хребтах. Подавляющее большинство их приурочено к поясу габбро-анортозитовых массивов, наиболее крупных из известных в СССР и перспективных на апатит. Южнее этого пояса, в некотором отдалении от докембрийской платформы, в Восточной Сибири, намечается второй пояс массивов габброидных пород с широким распространением анортозитов. Вероятно, они также имеют докембрийский возраст, но относятся к более молодому палеозойскому складчатому поясу (Малышев, 1957). В некоторых массивах здесь выделены месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд (Арсентьевское, Кручининское), где значительно развит апа-

тит и даже учтены его запасы, а также рудопроявления (Аленгуйское и др.).

В связи с проблемой апатитоносности большой интерес представляют экспериментальные исследования А. П. Филпотса (Philpotts, 1967), свидетельствующие о том, что совместное проявление железо-титановых и апатитовых руд в этих породах представляет не случайное совпадение, а выражает определенную физико-химическую закономерность. А. П. Филпотс обращает внимание на то, что почти все породы, состоящие преимущественно из железо-титановых окислов и апатита, ассоциированы либо с анортозитами, либо с щелочными интрузивными комплексами. В обоих случаях эти породы образуют дайкообразные тела и определенно имеют интрузивное происхождение. Проявления этих пород в связи с анортозитами особенно многочисленны. Характерно, что породы, существенно содержащие железо-титановые окислы и апатит, имеют постоянный состав — две трети по объему железо-титановых окислов и одна треть апатита. Кроме того, они неизменно сопровождаются дайками, богатыми ферромагнезными минералами и апатитом. Такие породы наиболее изучены в округах Нельсон и Амхерст (Виргиния, США). Впервые они были описаны Уотсоном и Табером, которые назвали рутил-apatитовую породу нельсонитом. Некоторые исследователи применяли этот термин и для других близких пород этой площади, таких, как ильменит-нельсонит и магнетит-нельсонит, встречающиеся в виде даек в анортозитах<sup>1</sup>.

А. П. Филпотс отмечает, что хотя большинство проявлений пород, существенно состоящих из железо-титановых окислов и апатита, не имеет самостоятельного промышленного значения, важно то, что они обычно ассоциируются с крупными магнетитовыми и ильменитовыми месторождениями, представляющими большой промышленный интерес. Таковы, например, многие магнетитовые месторождения Адирондакского массива США или ильменитовые месторождения района Аллард Лейк, Квебек (Канада).

Эксперименты в системе магнетит—фтор-apatит обнаруживают эвтектику при составе примерно две трети по объему магнетита и одна треть апатита, которая, по мнению А. П. Филпотса, объясняет широкое распространение пород такого состава. Эксперименты показывают, что эвтектические смеси магнетита и апатита образуют несмешивающиеся жидкости с силикатными расплавами состава диоритовых дайковых пород, обычно ассоциирующихся с ними. Смеси магнетита, диорита и апатита, содержащие апатит в количестве около 30%, образуют при расплавлении три несмешивающиеся жидкости: одну, богатую апатитом, другую — магнетит-apatитовый расплав и третью — силикатный расплав.

---

<sup>1</sup> В СССР нельсониты отмечены в сходных геологических условиях в Джугдурском анортозитовом массиве (Ленников, 1968).

Изучение магнетитов и ильменитов из пород, содержащих железо-титановые окислы и апатит, показывает температуры образования в пределах 850—1000° С.

А. П. Филпотс приходит к выводу, что породы, содержащие железо-титановые окислы и апатит, образовались как несмешивающиеся жидкости, которые отделились от магм, подвергшихся сильной дифференциации. Постулируется, что высокие содержания натрия в силикатных магмах играют важную роль в образовании таких несмешивающихся жидкостей. Наличие эвтектики между магнетитом и апатитом показывает: этот обычный состав соответствует эвтектике между окислами титана и железа и апатитом и в природных системах. Вариации в составе окислов и апатита будут, конечно, изменять состав эвтектики в этих системах. Они, однако, невелики.

Наличие эвтектики между магнетитом и апатитом, кроме того, служит очень сильным аргументом в пользу того, что нельсониты имеют магматическое происхождение и их составы определяются фракционной кристаллизацией в направлении эвтектики. Несмешимость между силикатным и магнетит-апатитовым расплавами определяют образование сравнительно чистых оксид-апатитовых пород (магнетит-апатитовые, магнетит-ильменит-апатитовые). Таким образом, для этих пород предполагается интрузивное происхождение не только оттого, что они образуют дайки, но и потому, что состав их соответствует эвтектическим соотношениям между фторапатитом и магнетитом. Минимальные температуры кристаллизации в пределах 850—1000° С, определяемые на основе структур распада магнетита и ильменита, также подтверждают такой способ образования. Широкая область несмешимости в системах: высшие окислы тяжелых металлов — фторофосфат кальция — силикат натрия подтверждена также экспериментальными работами Р. Фишера (1954), З. П. Ершовой и Я. И. Ольшанского (1958) и др.

Все эти данные можно резюмировать следующим образом: на апатит перспективны все крупные докембрийские дифференцированные массивы анортозитов и габбро-анортозитов, известные и вероятные в окраинных зонах древних платформ. При этом имеются в виду как массивы, слагающие собственно анортозитовые формации, так и входящие в состав формации рапакиви.

## 6. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ЦЕНТРАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

### Формации апатит-флогопитовых, апатит-магнетитовых и апатит-редкометалльных руд

Известно, что общая направленность дифференциации щелочных комплексов единая (Апельцин и Гинзбург, 1964). Она соот-

ветствует нормальной дифференциации изверженных пород. Поэтому поздние интрузивные фазы различных щелочных комплексов могут быть по своему составу близки друг другу. И состав послемагматических месторождений, принадлежащих к различным формациям щелочных пород, может быть близким. В связи с этим обращает на себя внимание, что после центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов формация ультраосновных-щелочных пород в отношении апатитоносности наиболее интересна. Уже сейчас известен ряд массивов этого рода, в которых повышенное содержание апатита имеет или может иметь промышленное значение при комплексной обработке месторождений (Ковдорский, Восточно-Саянский, Ессейский, многочисленные зарубежные массивы).

Из этого следует, особенно учитывая общность многих черт с Хибинским массивом, что каждая ультраосновная-щелочная интрузия должна рассматриваться как потенциальный носитель месторождений фосфатного сырья. Естественно, анализ существующих данных о геологической приуроченности, структуре, апатитоносности и условиях размещения концентраций апатита в массивах ультраосновных-щелочных пород и сопоставление с Хибинским массивом приобретают большое практическое значение.

Интрузивы центрального типа, сложенные главным образом щелочными и нефелиновыми сиенитами агпаитового (Хибины, Ловечеро) и миаскитового (Сынныр) ряда, размещаются в геологоструктурных условиях, весьма сходных с теми, которые охарактеризованы для провинций ультраосновных-щелочных пород. В некоторых районах (Кольский полуостров) массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов и ультраосновных-щелочных пород приурочены к единым зонам глубинных разломов. Однако массивы нефелиновых сиенитов формируются обычно несколько позже ультраосновных-щелочных интрузивов. При значительном различии в петрографическом составе пород и минеральных ассоциаций указанные два типа массивов характеризуются многими общими чертами строения, близкими закономерностями формирования и некоторыми общими геохимическими особенностями — резко повышенным содержанием щелочей, фосфора, углекислоты, ниобия, титана, циркония, стронция и некоторых других элементов. Все это предполагает и их тесное генетическое родство, в частности, близость или единство исходной магмы (Гинзбург, Эпштейн, 1968).

В настоящее время имеются и прямые наблюдения, свидетельствующие о родстве герцинского Хибинского плутона с более ранним каледонским комплексом ультраосновных-щелочных интрузий Кольского полуострова (Галахов, 1966).

Ю. А. Кузнецов (1964) также отмечает черты сходства (петрография, геохимия, формы залегания) массивов нефелиновых сиенитов, с одной стороны, и центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород — с другой.

Обращает на себя внимание тот факт, что массивы ультраосновных-щелочных пород, удаленные друг от друга, имеют одни и те же петрохимические признаки, представлены сходными сериями пород, однотипны по внутреннему строению и последовательности формирования интрузивных тел и характеризуются одними и теми же главными чертами геохимической и металлогенической специализации.

Формирование массивов начинается внедрением ультраосновной магмы и переходит через ряд ультраосновных-щелочных интрузий к щелочным породам, вслед за которыми, завершая всю эволюцию, образуются карбонатиты. Строение их отвечает различным по глубине сечениям многофазных вулканических аппаратов, что подтверждается широким распространением дайковых образований, а в отдельных массивах — проявлением жерловых фаций и даже эффузивов, петрохимически сходных с породами интрузий. Геологические данные указывают на небольшие глубины становления массивов (5—2 км) и на принадлежность их к субвулканическим образованиям (Кухаренко, Орлова, 1964).

Преобладающее большинство массивов ультраосновных-щелочных пород представляет собой интрузивы центрального типа со всеми особенностями, свойственными этим образованиям (округлая форма, концентрическое строение, наличие радиальных, конических и кольцевых даек и др.). Значительно реже появляются трещинные, линейно вытянутые массивы.

Массивы ультраосновных-щелочных пород представляют собой, как правило, типичные образования активизированных зон платформ и участков завершенной складчатости. Наиболее характерной особенностью их размещения является приуроченность к зонам глубинных разломов, раскалывающим жесткие консолидированные глыбы (рис. 58).

Согласно Ю. Шейнману (1961) (дополнения А. Гинзбурга и Е. Эпштейна, 1968) выделяются четыре типа провинций ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами.

Провинции краевых частей платформ. Массивы приурочены к разломам, проходящим параллельно краю платформы, и располагаются обычно в участках сопряжения с разломами, поперечными или диагональными по отношению к краю платформ. Внедрение интрузий вдоль этих разломов происходило в связи с тектоническими движениями в прилегающих геосинклинальных областях или участках завершенной складчатости (Кольская, Алданская и др.).

Провинции зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей. Массивы приурочены к разломам, параллельным краю платформ — краевым швам, и располагаются не только в активизированных частях самой платформы, но и в прилегающих к ней зонах консолидированной складчатости. Формирование массивов происходило в период активного проявления блоковой тектоники (Сетте-Дабанская провинция — Сибирская платформа близ границы с Верхоянской геосинклиной, Восточ-

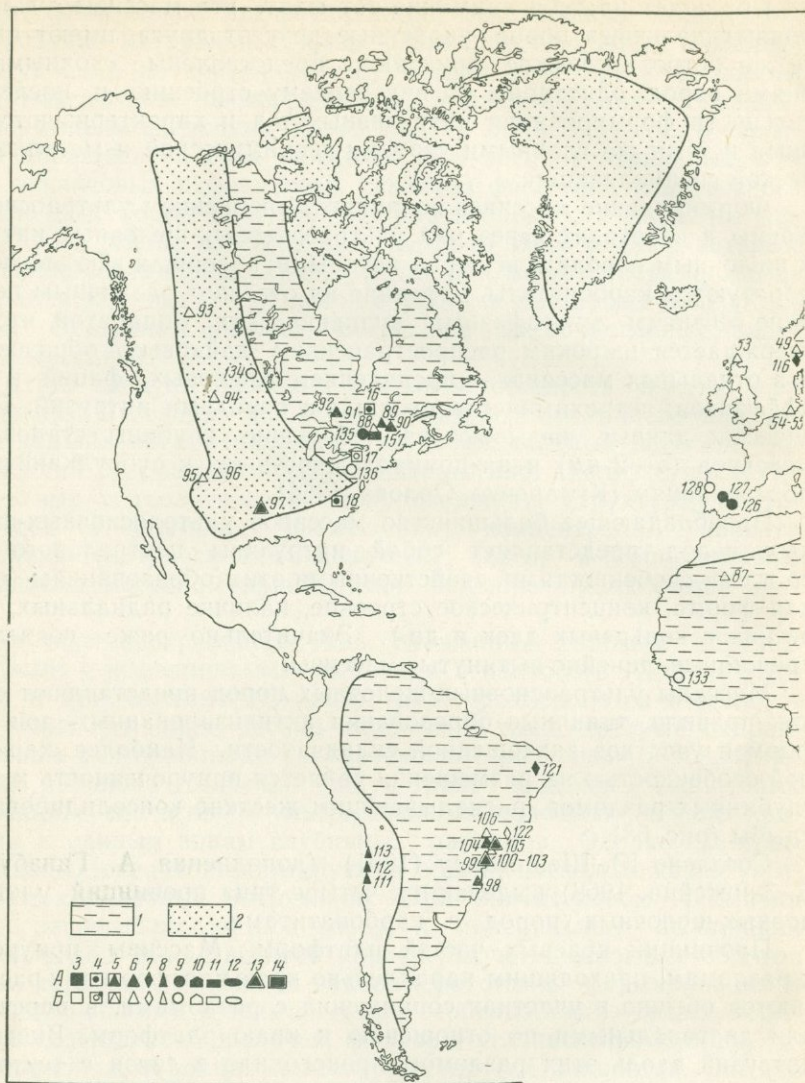
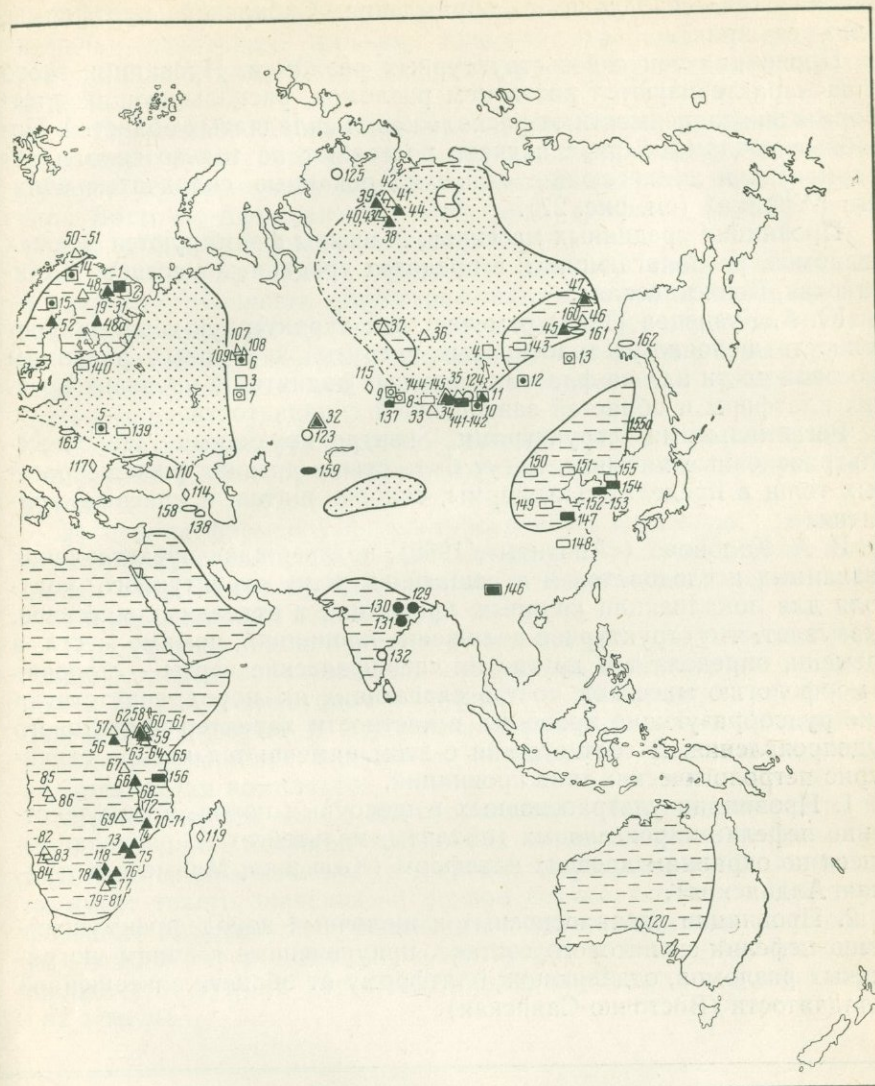


Рис. 58. Схема размещения месторождений

1 — выступы докембрийского фундамента платформ; 2 — участки щитов и платформ с докемб А — месторождения апатита, Б — апатитопрооявления: 3 — магматические, связанные со щеские, связанные со средними породами; 6 — карбонатитовые; 7 — пегматитовые; 8 — контакт II — регионально-метаморфизованные; 12 — контактово-метаморфизованные; 13 — карбонати

морфизованные месторождения с обогащен магматические месторождения. СССР: Хибинские (1), Ловозерское (2), Вишневогорское (3), Шишимское, Копанское, Маткальское, Кузнецкого Алатау и Горной Шории (8) — Патыньское, ковское (11), Кручининское (12), Кавактинское (13). Зарубежные: Кирунавара, Гелливар, Карбонатитовые месторождения. СССР: Себьяврское (19), Холодноозерское (20), Гремяха-Салмагорское (26), Песочное (27), Саланлатвинское (28), Вуориярвинское (29), Ковдозерское дойское (35), Чадобецкое (36), Енисейское (37), Ессейское (38), Гулинское (39), Штаффелито стяхское (45), Кондерское (46), Сетте-Дабанские (47). Зарубежные: Инвара (48), Сиилиярви



и рудопроявлений апатита. Составлена А. А. Арсеньевым и Ф. Л. Смирновым

рием, перекрытым более молодыми осадочными толщами, покровами эффузивов или льдом. лочными породами; 4 — магматические, связанные с основными породами; 5 — магматиче- тово-метасоматические; 9 — пневматолито-гидротермальные; 10 — вулканогенно-осадочные; товые месторождения с обогащенной апатитом корой выветривания; 14 — регионально-мета- ной апатитом корой выветривания Сыннырское (4), Стремигорское (5), Волковское (6); Южно-Уральские (7) — Кузинское. Куль-Тайгинское, Котгахское, Каролиновское (9); Забайкалье — Арсентьевское (10), Ошур- Ректор (14), Гренгсберг (15), Сент-Чарльз (16), Адирондак (17), Роузленд (18). Вырмес (21), Ковдорское (22), Африканда (23), Озерная варака (24), Лесная варака (25), Турьего мяса (31), Красномайское (32), Харлинское (33), Восточно-Саянские (34), Жи- вое (40), Матанское (41), Одихининское (42), Далбыхинское (43), Брааское (44), Арбара- вое (48а), Фён (49), Стьерной (50), Сорой (51), Альнэ (52), Лох-Боролан (53), Кайзерштуль (54),

но-Саянская — каледонское обрамление Сибирской платформы, близ ее края).

Провинции зон сквозьструктурных разломов. Провинции этого типа характеризуются развитием разломов, раскальвающих платформы вне зависимости от расположения складчатых областей. Подобные разломы в ряде случаев рассекают не только тело платформы, но и прилегающие консолидированные складчатые области (Африка) (см. рис. 27).

Провинции срединных массивов. Массивы формируются в зонах разломов, располагающихся в пределах срединных массивов (Ханкайская, Кокчетавская).

Ю. А. Кузнецов (1964) отмечает как характерную черту приуроченность щелочно-ультраосновных интрузий к крупным разломам в осевой части или на флангах сводовых поднятий в пределах древних платформ и областей завершённой складчатости.

Региональными структурами, контролирующими щелочные-ультраосновные массивы, могут быть стыки древних разновозрастных толщ в пределах платформы, склоны щитов и краевые поднятия.

В. А. Кононова («Апатиты», 1968), подтверждая представления названных исследователей о решающей роли структурного контроля для локализации крупных провинций и отдельных массивов, указывает, что структурное положение провинций, помимо места и времени, определяет и другие их специфические черты — строение и морфологию массивов, состав слагающих их пород, сопутствующие рудообразующие процессы, в частности характер апатитового рудопоявления. В соответствии с этим намечаются четыре структурно-петрологических типа провинций.

1. Провинции ультраосновных и щелочных пород, преимущественно нефелин-пироксеновых (ийолиты, мельтейгиты), располагающиеся по окраинам древних платформ (Кольская, Маймеча-Котуйская, Алданская).

2. Провинции ультраосновных и щелочных пород, преимущественно нефелин-сиенитового состава, приуроченные к зонам пограничных разломов, отделяющих платформу от области завершённой складчатости (Восточно-Саянская).

---

Лаахор (55), Луэш (56), Бингу (57), Букусу (58), Сукулу (59), Тороро-хилл (60), Секудулу Нкумба (68), Калуве (69), Чилва (70), Тундулу (71), Канганкунде (72), Дорова (73), Шава дахт (80), Премьер Майн (81), Кальфельд (82), Ондуракорум (83), Окорузу (84), Каната Файрсенд (92), Верити (93), Либби (94), Айрон-Хилл (95), Джемпарк (96), Магнет-Ков (97), пуня (103), Араша (104), Та

*Пегматитовые.* СССР: Озургентское (114), Таятское (115). Зарубежные: Бомле (116), Витох Контактново-метасоматические (скарновые). СССР: Лебяжинское (107), Высокогорское (108), мейко (112).

*Гидротермальные.* СССР: Тастыкольское (123), Слюдянское (124), Верхнетаймырское (125). Сунги (130), Ситарампур (131), Трихи

*Метаморфогенные.* А. Регионально-метаморфизованные. СССР: Березневатское (139), Ййхви Зарубежные: Мау-Кок (146), Чинпингшан (147), Сусун (148), Тайханьшань (149), Финчжен (155), Ханкайское (155а), Зизи (156), Бургесс (157). Б. Контактново-метаморфизованные. 162). Зарубежные:

3. Провинции основных и щелочных пород, преимущественно нефелин-сиенитового состава, областей завершённой складчатости (Байкальская, Кузнецкий Алатау, Минусинская котловина и др.).

4. Провинции с совмещённым проявлением ультраосновного-щелочного и базальтового магматизма и широким развитием эффузивов, приуроченных к сквозьструктурным разломам (рифтам) типа Восточно-Африканских, Рейнского грабена (в СССР, возможно, район Гулинского массива).

М. Я. Сомина (1969) приводит данные, свидетельствующие о том, что особенности структурно-тектонической позиции комплексов ультраосновных-щелочных пород имеют существенное значение для их металлогенической специализации. В связи с этим в рамках ультраосновной-щелочной формации предлагается различать две субформации:

1) платформенную щелочно-ультраосновную с характерной локализацией в платформенных условиях и преобладанием ультрабазитов;

2) субплатформенную, ультраосновную-щелочную, отличающуюся приуроченностью к зоне завершённой складчатости, постоянным отсутствием крайних ультраосновных членов серии, преобладанием щелочных пород и карбонатитов.

При сходном наборе магматических и метасоматических образований, породообразующих и аксессуарных минералов, петрогенных и редких элементов, в названных субформациях, различными оказываются форма и внутреннее строение массивов, количественные соотношения названных образований, металлогеническая специализация комплексов.

Интересно, что если в платформенной субформации апатит wystупает в числе ведущих минералов, определяющих её металлогеническую специализацию, то в субплатформенной субформации он не имеет такого значения. В первом случае, апатиту сопутствуют флогопит, вермикулит, перовскит, титано-циркониевые ниобаты, титаномагнетит и магнетит, а во втором — ведущими становятся пироклор, колумбит, гатчеттолит, фтор-карбонаты и фосфаты редких земель.

---

(61), Калианга (62), Раинге (63), Хома (64), Мрима-хилл (65), Мбея (66), Сагу (67), (74), Чишанья (75), Лулекоп (76), Шиниткоп (77), Гленовер (78), Твиривьер (79), Нуйтге (85), Чибилунда (86), Тамазерт (87), Ока (88), Ньюмен (89), Лакнер (90), Немегозенда (91), Анитополис (98), Якупиранга (99), Ипанема (100), Серроте (101), Гуарирува (102), Итапирапира (105), Каталау (106).  
ское (117), Бандальер Коп (118), Маровато (119), Олари (120), Монтейро (121), Сапукайя (122).  
Средне- и Североуральское (109), Маркопиджское (110). Зарубежные: Лос-Чорос (111), До-Вулленар (113).  
Зарубежные: Юмилля (126), Кашерес (127), Меделим (128), Рамчандра-Пахарские (129), нополи (132), Сонго (133), Мэн (136).  
зунское (137), Абовянское (138).  
(140), Слюдянское (141), Обрубское (142), Каларское (143), Эзнское (144), Чунайское (145).  
Динин (150), Ляодунское (151), Енью (Ионго) (152), Ханчон (153), Синпхун (154), Сечен  
СССР: Каморкарское (158), Чулактау (159), Учурское (160), Канкунское (161), Омокойское  
Литошице (163).

Обращает на себя внимание также следующее обстоятельство: для платформенных комплексов, где одним из ведущих минералов является апатит, среди главных петрогенных элементов из щелочей преобладает натрий; наоборот, в субплатформенных комплексах, где в числе ведущих минералов нет апатита, в списке главных петрогенных элементов на первом месте стоит калий. Эта особенность, тесно связанная со структурно-тектонической приуроченностью массивов, имеет поисковое значение, выходящее за рамки только ультраосновной-щелочной формации. Она четко прослеживается, например, и при сопоставлении мощной апатитонности центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов (Хибины) с непромышленной апатитовой минерализацией формации центральных интрузий миаскитовых нефелиновых и лейцитовых сиенитов (Сынныр). Для первых характерна приуроченность к древней платформе и отчетливо выраженный натриевый облик, для вторых — расположение в области завершенной складчатости и преобладание калия.

В массивах, приуроченных к подвижным зонам (зоны стыка платформ и геосинклиналей, краевые поднятия), концентрически-зональное строение может отсутствовать или быть затушено. Могут отсутствовать карбонатитовые ядра, а карбонатиты представлены жилами в разных частях массива. Известны карбонатитовые «пробки» в жерлах вулканов ультраосновных-щелочных пород (Пожарицкая и др., 1961).

По условиям формирования, которые обуславливают и особенности строения массивов, они разделяются исследователями (Гинзбург, Эпштейн, 1968) на две группы:

1. «Открытые» массивы — вулканоплутонические комплексы, формирующиеся в условиях, когда ультраосновная-щелочная маγμα и ее дериваты достигали дневной поверхности.

В массивах этого рода, в различной степени вскрытых эрозией, устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в том, что количество карбонатитов с глубиной уменьшается за счет увеличения роли силикатных пород. Все большее значение приобретают гипербазиты при постепенном убывании щелочных пород.

2. «Закрытые» или «слепые» массивы, которые формировались на глубине и не имели выхода на дневную поверхность.

Наряду с вертикальной зональностью, в строении массивов ультраосновных-щелочных пород наблюдается горизонтальная зональность. Последняя проявляется в закономерной смене пород от центральных частей массивов к их периферии. Различается два типа горизонтальной зональности — прямая и обратная. Прямая горизонтальная зональность проявляется в смене более древних ультраосновных пород более молодыми от периферии к центру. В массивах подобного типа апатитовое оруденение, генетически связанное с породами ийолит-мельтейгитового ряда, будет также преимущественно располагаться в центральных частях массивов.

Обратная горизонтальная зональность выражается в приуро-

ценности наиболее молодых щелочных пород к краевым участкам массивов, а более древних ультраосновных — к их ядрам. Проявление апатитового оруденения в массивах подобного типа следует ожидать в периферических, краевых частях массивов.

Возраст массивов ультраосновных-щелочных пород зависит от времени заложения или обновления глубинных разломов. Известны массивы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

В процессе образования метасоматических силикатных пород выделяются (Гинзбург, Эпштейн, 1968) две последовательно развивающиеся стадии: а) метасоматиты магматической стадии, которые характеризуются образованием главным образом нефелина, авгит-диопсида, мелилита, магнетита, апатита, в меньшей степени биотита или железистого флогопита и шорломита; б) метасоматиты постмагматической стадии.

Состав ряда силикатных метасоматических образований (кроме нефелин-пироксеновых) в целом близок составу скарнов, что дало основание исследователям называть их скарноподобными породами, щелочными скарнами или автореакционными скарнами. В отличие от обычных скарнов эти породы возникают не по вмещающим первично-осадочным карбонатным породам, а образуются как следствие кальциевого метасоматоза гипербазитов и ийолит-мельтейгитов (Жариков, 1960; Эпштейн, 1961).

#### **Апатитоносность массивов ультраосновных-щелочных пород.**

Согласно А. А. Глаголеву и Е. М. Эпштейну («Апатиты», 1968) концентрации апатита, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород, установлены в настоящее время в двух группах эндогенных пород: 1) в силикатных и алюмосиликатных метасоматитах, 2) в породах карбонатного комплекса.

Концентрации апатита в силикатных и алюмосиликатных метасоматитах на различных массивах проявлены в разной степени. Наиболее распространены метасоматиты магматической стадии — типичные для очень многих массивов пироксен-флогопитовые (биотитовые) породы. Они содержат в среднем 5—10% апатита. В ряде массивов эти породы слагают большие объемы, которые могут представлять промышленный интерес.

Наиболее интенсивно метасоматоз проявлен близ экзоконтактов интрузий ийолит-мельтейгитового ряда. Размеры зон метасоматически измененных гипербазитов часто сопоставимы с размерами ийолит-мельтейгитовых тел и нередко достигают сотен метров по мощности и нескольких километров по простиранию.

Заключительным этапам внедрения ийолит-мельтейгитовых пород обычно соответствует кристаллизация более лейкократовых их представителей ийолитов и ийолит-уртитов, локализованных во внутренней части щелочной интрузии (например, Ковдор) и местами обнаруживающих отчетливые интрузивные соотношения (по Н. А. Волотовской, 1958) с мельтейгитами и ийолитами. Соответственно скопления апатита наиболее тесно связаны во времени и

в пространстве с лейкократовыми разностями пород ийолит-уртиновой серии, располагаясь преимущественно во внутренней части щелочной интрузии, в ее висячем боку. Сходные соотношения можно проследить по данным А. А. Кухаренко и др. (1965) и в других ультраосновных-щелочных интрузиях Кольского полуострова, по материалам Л. С. Егорова и др. (1961) для Гулинской интрузии Таймыра, по данным Х. Эккермана (1948 г.) для щелочной интрузии о-ва Ально и др. Нетрудно видеть, что они довольно отчетливо повторяют соответствующие соотношения Хибинских апатитовых месторождений (см. гл. IV).

Образованию продуктивных уртит-мельтейгитовых пород и связанных с ними апатитовых руд благоприятствуют большие размеры и долгосуществующий глубинный магматический очаг, который может дать соответственно крупных размеров многофазные интрузивные тела. Наиболее перспективны на апатит массивы с наиболее широким развитием пород ийолит-мельтейгитового ряда. Как правило, в массивах с неполным развитием ультраосновной и щелочной серии пород сколько-нибудь заметная концентрация апатита не отмечается (Кононова, «Апатиты», 1968).

Концентрации апатита, связанные с карбонатитами, представляют собой апатитоносные породы, образовавшиеся в послемагматический (относительно ийолитов и нефелиновых сиенитов) период развития щелочных-ультраосновных массивов. Из них наибольший интерес представляют апатит-магнетитовые породы, а также апатитовые концентрации флогопитовых месторождений, представленные форстерит-apatитовыми породами (Глаголев, Эпштейн, «Апатиты», 1968). Им свойственны довольно высокие содержания апатита (10—20%), значительные размеры образующих тел и присутствие помимо апатита других полезных компонентов — прежде всего магнетита, флогопита, вермикулита.

Значительные скопления апатита приурочены лишь к кальцитовым и реже к доломитовым карбонатитам. В различных случаях карбонатиты слагают различную часть массива (от небольших проявлений до 90% всей площади).

**Структурная приуроченность апатитового оруденения.** Особенностью метасоматических процессов, ведущих к образованию автореакционных скарнов, в ультраосновных-щелочных массивах является проявление их в зоне экзоконтактов интрузий ийолит-мельтейгитового ряда. Контактная поверхность ийолит-мельтейгитов с гипербазитами имеет, по-видимому, контролирующее значение для развития этого процесса.

Важные предпосылки для образования автореакционных скарнов — наличие структурной обстановки, облегчающей проникновение послемагматических растворов, присутствие развитой трещиноватости, зон дробления, разломов, жил в породе и т. п. Так, например, в Ковдорском массиве апатит-оливиновые породы и магнетитовые руды локализовались в юго-западной части массива

в пределах интрузии ийолит-мельтейгитов. Рудный комплекс явился результатом развития контактово-метасоматических процессов вдоль зон разломов, проходящих между ийолит-мельтейгитами и пироксенитами или среди последних.

В карбонатитовых телах обычно проявлены разнообразные структуры: трубки, конические слон, кольцевые и радиальные жилы, штокверковые тела, зоны перекристаллизации и жилы в тектонических трещинах различного залегания. Могут сочетаться унаследованные структуры интрузивов центрального типа с трещинными структурами, связанными с подвижками по крупным тектоническим нарушениям.

Унаследованный тип структуры является ранним и контролирует формирование карбонатитов главным образом на первых стадиях этого процесса. С ними и связана основная масса апатита. Положение карбонатитов третьей и четвертой стадии нередко определяется структурами линейного типа. По отношению к апатиту они послерудные.

**Многоярусность апатитового оруденения.** Характерные черты структуры карбонатитов — изометричная в плане форма тел, их кольцевое строение, закономерная смена во времени и пространстве проявлений последовательных стадий (кальцитовых, доломитовых, анкеритовых) — обусловлены спецификой внутреннего развития этих комплексов. Ранние генерации карбонатитов сменяются поздними обычно от периферии к центру, т. е. в том же направлении, в каком происходит нормальная смена пород интрузивного комплекса. Если учесть, что апатитоносны преимущественно первые две стадии, то особенность локализации их во внешних зонах карбонатитовых тел, естественно, должна быть использована в основе поисково-разведочной практики.

Интересная зональность в распределении апатита и сопутствующего ему сфена выявлена Ю. М. Кирнарским (1962) в массиве ультраосновных-щелочных пород в районе оз. Холодное на Кольском полуострове. Здесь в различных зонах от периферии к центру массива происходит смена более ранних генераций апатита и сфена более поздними.

**Протяженность апатитового оруденения на глубину.** Для ультраосновных-щелочных массивов Карело-Кольской провинции А. А. Кухаренко и М. П. Орлова (1964) отмечают определенную зависимость между глубиной формирования интрузий и пространственностью в них характерных серий пород. Так, гипербазиты преобладают в массивах глубоких сечений (Лесная варака, Африканда), в то время как породы щелочной серии представлены в них главным образом жильными телами, незначительную роль играют здесь и постмагматические образования. Массивы средних глубин характеризуются более сложным строением и наибольшим петрографическим разнообразием, что обусловлено присутствием всех указанных выше серий пород (Ковдорский, Вуориярвинский и Сельярский массивы). Так как именно эти массивы отличаются

повышенной апатитоносностью, подмеченная особенность имеет поисковое значение. Близповерхностные интрузивы сложены главным образом щелочными породами при резко подчиненном развитии гипербазитов и широком распространении постмагматических пневматолито-гидротермальных образований: преимущественно флогопитовых слюдитов и карбонатитов.

Карбонатитовые тела, встреченные на разных глубинах, имеют в общем один и тот же облик. Оруденение их изменяется очень слабо, оно сохраняет свои характерные черты на интервале в 3—5 км (Шейнманн и др., 1961). В слабо эродированных месторождениях наблюдались признаки метасоматического происхождения, а в глубоко срезанных отмечаются черты магматического генезиса. На севере Сибирской платформы Л. С. Егоров и Н. П. Сурина (1959) обнаружили дайки и штоки карбонатитов среди карбонатных осадочных пород. Они описаны как интрузивные тела, связанные с ультраосновными-щелочными интрузивами. Сходные находки сделаны позднее и другими исследователями.

Автореакционные скарны являются естественным промежуточным звеном при образовании карбонатитов. Соответственно можно ожидать, что связанные с ними концентрации апатита, как и карбонатиты, могут продолжаться на большие глубины. Из этого, однако, не следует, что на любом срезе карбонатитам должны сопутствовать автореакционные скарны. Усложнения вносят конкретные тектонические условия формирования того или иного массива.

**Связь сфенизации с апатитовым оруденением.** В ультраосновных-щелочных массивах первая стадия автореакционных скарнов (нефелинизация) характеризуется наряду с апатитом присутствием в качестве избыточного минерала сфена. Так, в Ено-Ковдорском магнетитовом месторождении рудный комплекс, представленный форстерит-apatит-магнетитовыми, кальцит-магнетитовыми, флогопит-apatитовыми и другими разновидностями руд, содержит также и сфен. В массиве ультраосновных-щелочных пород в районе оз. Холодное на Кольском полуострове и в ранних и поздних ассоциациях апатиту сопутствует сфен.

Таким образом, для поисков апатита важно следующее (Вировлянский, 1967, 1968, «Апатиты»).

1. Общими особенностями апатитоносных ультраосновных-щелочных массивов и Хибинского щелочного массива являются следующие: связь с платформенным этапом геологического развития; приуроченность к краевой части древних платформ, к крупным региональным разломам, в осевой части или на флангах сводовых поднятий; формирование в виде плутонов центрального типа. Для последних характерно доминирование кольцевых и конических структур, сочетание локальной эксплозивной деформации и региональной деформации, особенно проявленной в периоды растяжения земной коры. Среди главных петрогенных элементов из щелочей преобладает натрий.

2. Одна из характерных зон концентрически-зонального комплекса во всех случаях представлена породами уртит-мельтейгитового ряда, с их более поздними лейкократовыми разностями, как правило, связана апатитоносность.

3. Концентрации апатита приурочены главным образом к коническим телам уртит-мельтейгитовых пород; к их лейкократовым разностям, расположенным преимущественно в висячем боку; к коническим позднемагматическим разломам в них, к зонам экзоконтактов конических или кольцевых щелочных интрузий, к кольцевым зонам карбонатитовых тел и иногда к более поздним разломам, не совпадающим с кольцевой структурой массивов.

4. Многоярусность концентраций апатита в той или иной форме проявлена в массивах. Хотя происхождение ее различно, эта особенность размещения руд во всех случаях должна учитываться при поисках.

5. При всех различиях природы массивов и условий возникновения концентраций апатита тела, обогащенные апатитом, отличаются значительной протяженностью на глубину.

6. Характерный минерал, сопровождающий апатитовые концентрации, — сфен. Апатит обычно представлен фтор-апатитом. Как правило, апатит содержит повышенное и примерно одинаковое количество редких земель, среди которых преобладает цериевая группа.

Следовательно, почти по всем основным чертам проявляется определенное сходство (или иногда аналогия) строения и апатитоносности платформенных ультраосновных-щелочных массивов с Хибинским массивом нефелиновых сиенитов. Во всех случаях это, по-видимому, отражает единую общую направленность дифференциации щелочных комплексов. Естественно, черты сходства должны быть использованы для прогнозирования и поисков апатитовых руд в пределах мало изученных массивов.

## **7. КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ (СКАРНОВЫЕ), ПЕГМАТИТОВЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Апатитоносные железорудные контактово-метасоматические (скарновые) месторождения характеризуются приуроченностью к геосинклинальным областям. В СССР классический пример месторождений этого типа представляет Урал. Согласно В. И. Смирнову (1965) месторождения локализуются здесь в пределах геосинклинальных рвов в связи с интрузиями плагиогранитов и сиенитов раннего этапа.

Как правило, эти месторождения образуются в контактовых ореолах интрузий повышенной основности или щелочности, нередко натровой ветви (В. И. Смирнов, 1969). Главная масса месторождений образована в карбонатных породах, реже они локализуются в силикатных породах среди интрузивов, эффузивов, туфов и сланцев.

По минеральным ассоциациям среди скарновых месторождений железных руд Г. А. Соколов (1967) выделяет три разновидности — скаполитовую, скарновую и водносиликатную. Наиболее богаты апатитом собственно скарновые месторождения.

Пегматитовые и гидротермальные месторождения апатита образуются в условиях, типичных для средней (соскладчатой или батолитовой) стадии геосинклинального развития.

Наиболее богатые апатитом пегматитовые месторождения связаны с габброидными породами (Бомле в Норвегии), в то время как гидротермальные месторождения апатита связаны с формацией умеренно кислых гранитоидов.

## 8. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Апатит-магнетитовые месторождения вулканогенно-осадочного происхождения связаны с порфиристо-лептитовой щелочной группой формаций (Формозова, 1968). Месторождения образовались в связи с подводными излияниями щелочных кислых лав в геосинклиналях. Состав вулканогенных отложений довольно разнообразен и по основности включает породы от спилитов и трахиандезитовых порфиритов до кварцевых порфиров.

Распространение руд внутри формации подчинено определенным закономерностям. Прежде всего они развиты преимущественно среди средних и кислых вулканических пород. Наиболее крупные залежи приурочены к контактам эффузивов, т. е. к перерывам в вулканической деятельности. Так, рудные тела Кирунавары и Луоссавары, которые, по мнению Л. Н. Формозовой, имеют вулканогенно-осадочное происхождение, залегают между кератофирами и кварцевыми порфирами, а наиболее богатое апатитом месторождение Ректор — между кварцевыми порфирами и преимущественно туфовыми породами серии Хауки. Рудоносная порфиристо-лептитовая формация Северной Швеции образовалась в обширном морском геосинклинальном бассейне в условиях интенсивного подводного щелочного вулканизма. Время ее возникновения соответствовало начальным этапам развития карельских геосинклинальных прогибов, заложившихся на древнем гнейсовом фундаменте архейского и нижнепротерозойского возраста.

В отдельных случаях характерна ассоциация высокофосфористых железных руд и пород с марганценосными породами.

Вулканогенные породы, вмещающие апатит-магнетитовые залежи, характеризуются высокой щелочностью, повышенным содержанием кремнезема, окиси титана, пятиоксида фосфора и резко пониженным содержанием окиси кальция и магния.

## 9. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Апатитовые месторождения выветривания образуются на карбонатитовых массивах в областях с умеренным климатом главным образом в результате химического выветривания. Углекислые воды

растворяют фосфор и кальций в отношении примерно одна часть  $P_2O_5$  на 100 частей  $CaO$ . В этих условиях на поверхности выщелачиваемых карбонатитов, содержащих даже незначительное количество апатита, образуются коры выветривания со скоплениями апатита (до 20%  $P_2O_5$ ). По данным Е. А. Зверевой и Г. В. Писемского (1969) геологическое строение кор выветривания, их минеральный состав и геохимические особенности показывают, что известные на данный момент коры карбонатитовых и ультраосновных-щелочных массивов могут быть отнесены к различным типам (по классификации И. И. Гинзбурга). Преобладающее большинство кор выветривания ультраосновных пород и карбонатитов является остаточными элювиальными корами, широко развиты также размытые коры; переотложенные, наложенные и инфильтрационные отмечаются значительно реже. Е. А. Зверева и Г. В. Писемский среди остаточных кор выветривания в зависимости от геологического строения массива, минерального и химического состава слагающих его пород выделяют два основных типа кор выветривания: 1) коры выветривания, образовавшиеся в результате разложения кристаллических силикатных пород и накопления новообразованных минералов и неразложенных компонентов исходных пород (что более характерно для массивов ультраосновных-щелочных пород); 2) коры выветривания, образовавшиеся в результате выщелачивания легкорастворимых минералов породы и накопления остатка из менее или труднорастворимых минералов (такой тип более характерен для карбонатитов).

В отношении апатитоносности интерес представляют коры выветривания последнего типа, которые на ряде карбонатитовых массивов в связи с высокой концентрацией полезных компонентов (ниобия, фосфора и др.) приобретают самостоятельное промышленное значение. Для массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов характерны как площадные, так и линейные коры выветривания, причем линейность проявляется даже при площадном их развитии. Кроме того, среди кор выветривания карбонатитовых массивов известны также перекрытые коры, залегающие под аллювиальными или делювиальными отложениями, причем они более характерны для существенно карбонатитовых массивов, чем для массивов ультраосновных-щелочных пород. В ряде случаев апатитоносные месторождения выветривания образуются в верхних частях метаморфогенных апатитовых месторождений типа Мау-Кок (Северный Вьетнам).

## 10. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения образуются при перекристаллизации и последующих изменениях осадочных и вулканогенных образований и естественно подчиняются всем законам общего метаморфизма пород с их фациями глубинности, эпохами рудообразования, структурными особенностями, соответственным возрастом

и т. д. Главнейшим отличием метаморфогенных месторождений от магматогенных является их распространение в районах развития одинаковых или близких метаморфических фаций на больших пространствах, и состав «рудных» залежей в подавляющем большинстве случаев качественно аналогичен таковому вмещающих пород (Белевцев, 1968). Различные исследователи выделяют до пяти и более эпох метаморфогенного рудообразования в докембрийское время. Я. Н. Белевцев считает, что в докембрии отчетливо выделяется три металлогенические эпохи метаморфогенного рудообразования — раннеархейская, позднеархейская и раннепротерозойская и главнейшие металлогенические провинции метаморфогенных месторождений по существу совпадают в своем распространении с древними платформами и щитами, сложенными в основном глубокометаморфизованными кристаллическими и метаморфическими породами докембрия и прорывающими их интрузивно-эффузивными магматогенными образованиями.

По степени метаморфизма почти все апатитовые месторождения относятся к амфиболитовой фации и обладают присущим ей набором минеральных ассоциаций.

Исходной позицией для выявления основных закономерностей распространения метаморфогенных месторождений апатита является их происхождение из осадочных фосфоритов. Для последних Г. И. Бушинский (1966) различает стратиграфические, литологические и тектонические закономерности. Анализ изученных материалов показывает, что почти все они приурочены к терригенно-кремнисто-карбонатным формациям докембрия и расположены в пределах Канадской, Южно-Африканской, Южно-Русской, Сибирской, Индийской и Китайско-Корейской провинций метаморфогенных месторождений.

## Закключение

Суммируя изложенные выше сведения о различных генетических типах месторождений апатита, можно сделать некоторые выводы, важные в отношении выявления новых месторождений.

Основные факторы, определяющие условия формирования апатитовых месторождений, следующие: геохимический, выражающийся через определенную апатитоносную магматическую формацию, термодинамический, выраженный в виде фации глубинности, и историко-тектонический, выраженный через стадию геотектонического развития мегацикла. Эти факторы, специфические для каждого в отдельности генетического типа апатитовых месторождений, должны быть положены в основу прогнозной оценки апатитоносности конкретного района. В то же время помимо специфических условий формирования, характерных для каждого данного генетического типа апатитовых месторождений, имеются определенные общие черты, присущие большинству апатитовых месторождений различных генетических типов. Анализ обширного фактического материала по условиям формирования апатитовых месторождений в различных районах земного шара, их геологической позиции, особенностям вещественного состава показывает, что таким общим признаком, характеризующим апатитовое руденение различных генетических типов, являются преимущественно близповерхностные условия их формирования. Большинство апатитовых месторождений образовалось в приповерхностной зоне или на границе приповерхностной зоны и гипабиссальной.

Согласно В. И. Смирнову (1965) щелочные породы и связанные с ними магматические месторождения апатита, ультраосновные-щелочные породы и связанные с ними месторождения апатитоносных карбонатитов, основные породы с месторождениями комплексных апатит-гематит-ильменитовых и апатит-титаномагнетитовых руд приурочены либо к нижней части приповерхностной зоны глубинности, либо к ее границе с гипабиссальной зоной.

Другой, не менее характерной особенностью подавляющего большинства месторождений апатита, вытекающей из геохимиче-

ской природы фосфора, является геологическая связь апатитового оруденения с базитовым магматизмом, что проявляется в закономерной пространственной и генетической связи наиболее крупных месторождений апатита с щелочными, ультраосновными-щелочными и габбро-анортозитовыми комплексами магматических горных пород, родоначальной для которых является, по-видимому, базитовая магма.

Третья общая особенность апатитовых месторождений — их геотектоническое положение, выражающееся в преимущественной приуроченности наиболее крупных из них к наиболее жестким участкам земной коры — к древним платформам.

Наиболее известные месторождения апатита связаны с натриевыми щелочными и ультраосновными-щелочными массивами, локализованными в пределах активизированных древних платформ. Области завершённой складчатости, обрамляющие древние платформы, менее перспективны. Молодые складчатые области, по-видимому, малоперспективны. Щелочные массивы этих областей имеют преимущественно калиевый характер, и в отношении находок апатитовых месторождений они вряд ли представят интерес. В пределах складчатых областей проверки заслуживает лишь возможная апатитоносность щелочных массивов, приуроченных к срединным массивам — жестким глыбам, которые могут оказаться натриевыми и более благоприятными для последующего выявления возможной апатитоносности.

В пределах активизированных древних платформ натриевые массивы щелочных и ультраосновных-щелочных пород, перспективные на апатит, следует искать преимущественно вблизи окраинных частей, где благоприятным фактором являются движения в соседней складчатой области.

Благоприятными элементами структуры служат области воздымания платформенных оснований для щелочных интрузий и стыки областей платформенного прогибания и воздымания, для ультраосновных-щелочных комплексов (В. И. Смирнов, 1965). Благоприятны также стыки древних разновозрастных толщ, в пределах платформ, склоны щитов и краевые поднятия (Кузнецов, 1964).

В связи с этими геоструктурными элементами активизированных древних платформ большое значение для локализации апатитоносных щелочных и ультраосновных-щелочных массивов имеют рассекающие их глубинные разломы, области великих разломов типа Восточно-Африканских, зоны пограничных разломов, отделяющих платформу от древней складчатой области. Зоны глубинных разломов могут представлять собой структуры глубокого заложения и не иметь достаточно ясного выражения в верхнем структурном этаже, поэтому для их выявления и прослеживания необходимо применение глубинных геофизических методов (Пожарицкая и др., 1961).

Таким образом, месторождения апатита, характерные своими генетическими связями со щелочными и ультраосновными-щелочными породами, формировались в сходных геологических условиях. Вмещающие их массивы приурочены нередко к одним и тем же региональным разломам.

Месторождения апатит-гематит-ильменитовых руд, связанные с анортозитами и габбро-анортозитами, представляют собой следующий по значению тип апатитовых месторождений. Их геотектоническая позиция очень характерна. Они также приурочены к окраинам щитов, к глубинным разломам в этой области и пограничным разломам между древней платформой и складчатой областью. Это обстоятельство в известной мере облегчает подход к решению проблемы выявления наиболее перспективных типов апатитовых месторождений.

Известная близость геотектонической позиции массивов щелочных пород, ультраосновных-щелочных пород, массивов анортозитов и габбро-анортозитов, несущих наиболее перспективные концентрации апатита, позволяет при прогнозировании и поисках сосредоточить внимание на окраинных областях древних платформ, на глубинных разломах в этих областях и пограничных разломах между древней платформой и складчатой областью. Возникает возможность вести эти работы комплексно, сочетая поиски апатита с поисками родственных по генезису и сопутствующих ему магнетитовых, флогопитовых, редкометалльных и гематит-ильменитовых руд.

На территории СССР такими наиболее перспективными для комплексных поисков районами являются северо-восточная часть Балтийского щита (Кольский полуостров), где известны месторождения апатит-нефелиновых и апатит-магнетитовых руд, Украинский щит, Кокчетавская глыба, север Сибирской платформы (район Анабарского массива), Алданский щит, возможно Чадобецкий массив. Для первоочередного выявления апатитовых руд в возможно более доступных для освоения районах следует выделить Кольский полуостров, Украинский щит, Кокчетавскую глыбу и южную окраину Алданского щита. В этих районах целесообразна постановка аэрогеофизических поисков, наземные рекогносцировочные поиски с последующим укрупнением масштабов поисковых работ на перспективных площадях. Параллельно должны вестись крупномасштабные поисково-ревизионные работы с целью выяснения характера, особенностей размещения и масштабов концентраций апатита в известных ныне массивах щелочных, ультраосновных-щелочных и габброидных пород. Очередность проверки этих массивов устанавливается на основе их относительной перспективности, определяемой путем применения рассмотренных выше критериев.

Апатит-магнетитовые месторождения, связанные с сиенитовыми породами габбро-сиенитовой формации (типа Кируны), также отличающиеся приуроченностью к древней платформе, представляют

несомненный интерес в качестве возможного источника апатита. Однако в СССР пока нет достаточно значительных представлений месторождений этого рода.

Определенный интерес для промышленного использования, по-видимому, будут представлять комплексные апатит-титаномагнетитовые месторождения, связанные с габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранних прогибов геосинклинальных областей и ограничивающих их глубинных разломов, а также некоторые апатит-железородные месторождения контактово-метасоматического генезиса, локализованные в эвгеосинклиналях ранней стадии. Попутное получение апатитового концентрата на базе этих месторождений часто выгодно даже при низких содержаниях апатита в рудах (2—3%).

Известное значение могут иметь коры выветривания карбонатов и регионально-метаморфизованные первичноосадочные месторождения. Пегматитовые и гидротермальные месторождения апатита из-за небольших размеров при современных масштабах добычи фосфатных руд не могут рассматриваться в качестве перспективных источников фосфора.

Одной из первоочередных задач развития фосфатной сырьевой базы должно явиться изучение закономерностей размещения и условий формирования основных промышленных типов апатитовых месторождений с целью разработки научных основ их прогнозирования и поисков. В этом направлении многое предстоит сделать. Так, до сих пор не ясен вопрос о причинах образования мощных концентраций апатита в одних массивах нефелиновых сиенитов (например, Хибинском) и отсутствия их в других (Сыннырский и др).

Среди карбонатитовых месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород, также наблюдаются существенные различия в проявлении апатитового оруденения. Многие массивы ультраосновных-щелочных пород перспективны на апатит и концентрируют значительное апатитовое оруденение, в то время как другие массивы несут лишь ничтожную апатитовую минерализацию. Причины такого различия в степени апатитовосности массивов ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними карбонатитов во многом продолжают оставаться неясными.

Изучение геологических, геолого-структурных, петрохимических и минералого-геохимических особенностей месторождений апатита, кинетики процессов, приводящих к образованию концентраций апатита, позволит ответить на эти вопросы, выявить характерные отличительные особенности массивов потенциально перспективных в отношении апатитового оруденения, разработать поисковые предпосылки.

Постоянно растущие потребности сельского хозяйства страны в минеральных удобрениях, необходимость обеспечения сырьевой базы для производства фосфатных удобрений настоятельно требует организации широкого фронта геологопоисковых работ на апа-

тит, особенно в восточных районах. Эти работы должны вестись на надежной научной основе. Первая попытка обобщить имеющиеся данные сделана в настоящей книге. Если данная работа окажет помощь производственным организациям и геологам, занимающимся поисками и разведкой фосфатных руд в научно обоснованном выборе районов, наиболее перспективных для поисковых работ на апатит, в оценке перспектив апатитоносности массивов горных пород и отдельных месторождений авторы будут считать свою задачу выполненной.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г. В. Метасоматическая зональность, обусловленная процессами апатитизации в плутоне Сынныр. Докл. АН СССР, т. 157, № 2, 1964.
- «Апатиты». Сборник статей. М., изд-во «Наука», 1968.
- Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И. Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.
- Арсеньев А. А. Основные типы апатитовых месторождений. «Разведка и охрана недр», 1965, № 5.
- Архангельская В. В. О перспективах апатитового оруденения Сыннырского массива щелочных пород в связи с особенностями его геологического строения. «Разведка и охрана недр», 1964, № 11.
- Атаманов А. В., Лугов С. Ф., Фейгин Я. М. Новые данные по геологии Ловозерского массива. «Советская геология», 1961, № 2.
- Бабкин А. С. Фосфорные руды Кручининского месторождения. Тр. Забайкальского комплексн. научно-исслед. института СО АН СССР, серия геологич. и физико-химич., вып. 1, 1962.
- Баранова С. А., Геря В. И., Ионин Г. М. Апатитоносность южной части Уйбатского плутона (Кузнецкий Алатау). В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископаемым Красноярского края», вып. 5. Красноярск, 1968.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.
- Бетехтин А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1964.
- Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., изд-во «Наука», 1966.
- Болдырев А. К. Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и горы Высокой на Урале. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 142. Л., изд. Геолкомитета, 1930.
- Борзунов В. М. Геолого-промышленная оценка месторождений нерудного минерального сырья. М., изд-во «Недра», 1965.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. М., изд-во «Наука», 1967.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., изд-во «Наука», 1966.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вировлянский Г. М. К вопросу о механизме формирования конических и кольцевых интрузий Хибин. Госкомитет СМ СССР по химии. Сб. научно-технической информации, вып. 1—2, 1962.

Вировлянский Г. М. и др. Изучение тектонической структуры, разведки и опробования Хибинских апатитовых месторождений. Сб. аннотаций научно-исследовательских работ за 1957—1959 гг., вып. 11. М., Госхимиздат, 1962.

Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н., Казакова М. П. О значении сфеновой минерализации для поисков скрытых апатитовых руд в Хибинском массиве. Сб. научно-технической информации ГИГХС, вып. 2—3, 1963.

Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н. Новые данные по структуре Хибинских апатитовых месторождений. Докл. АН СССР, № 1, т. 154, 1964.

Вировлянский Г. М. Предпосылки поисков скрытых апатитовых руд в Хибинском массиве. Инф. бюлл. ГИГХС, № 2, 1965.

Вировлянский Г. М. Особенности структуры апатитовых месторождений Хибин и вопросы поисков скрытых рудных тел. В сб. «Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове». Изд. ВИЭМС, 1965.

Вировлянский Г. М. и др. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение. В кн. «Хибинские апатитовые месторождения». М., изд-во «Недра», 1965.

Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н. Позднемагматическая тектоника Хибинских апатитовых месторождений. «Советская геология», 1965, № 2.

Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н. Структура апатитовых месторождений Хибин и предпосылки поисков скрытых руд. В сб. «Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. М., изд-во «Недра», 1967.

Вировлянский Г. М. О геологических предпосылках поисков апатитовых руд в массивах щелочных и щелочно-ультраосновных пород. Промышленность горнохимического сырья и природных солей. (Техническая и экономическая информация). Изд. НИИТЭХИМ, № 1, 1967.

Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Вологовская Н. А. Щелочной комплекс Малого массива. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 21, 1957.

Вольф Г. Бразильские фосфаты. Месторождение апатита Якупиранга. Реф. журнал ВИНТИ «Геология», 1963, № 1, И 52.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Воробьева О. А. Некоторые особенности геологического строения Баранчинского массива на Урале. Изв. АН СССР, серия гесл., 1946, № 5.

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Галахов А. В. Особенности состава породообразующего нефелина Хибинского щелочного массива. Материалы по минералогии Кольского полуострова, т. 3. Изд-во АН СССР, Кольский филиал, 1962.

Галахов А. В. Некоторые черты геологии Хибинского щелочного массива и перспективы поисково-разведочных работ в Хибинских тундрах. В сб. «Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове». Изд. ВИЭМС, 1965.

Галахов А. В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский п-ов). Докл. АН СССР, т. 170, № 3, 1966.

Галюк В. А. Флогопитовые месторождения Канады и Мадагаскара. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1959.

Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции. В кн. «Железорудные месторождения мира». М., Изд-во иностр. лит-ры, т. 2, 1955.

Гинзбург А. И. и др. Редкометалльные карбонатиты. «Геология месторождений редких элементов», вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Дав В. Н. Материалы к геологии и петрографии Обрубского месторождения апатита. Тр. ЛАГЕД, вып. 8, 1959.

Дзюценидзе Г. С. Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. В кн. «Происхождение щелочных пород». М., изд-во «Наука», 1964.

Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. В кн. «Карбонатиты». М., изд-во «Мир», 1969.

Дудкин О. Б. Краткая характеристика породообразующих минералов. В кн. «Геологическое строение и апатитоносность Сынырского щелочного массива». Л., изд-во «Наука», 1969.

Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М., изд-во «Наука», 1964.

Егоров Л. С., Сурина Н. П. Первая находка карбонатитовых тел в осадочных карбонатных породах. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 12, 1959.

Егоров Л. С., Гольбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Егоров Л. С., Сурина Н. П. Карбонатиты района интрузии Чангит на севере Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 125, вып. 17, 1961.

Елисеев Н. А. Структуры рудных полей в первично-расслоенных плутонах Кольского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.

Елисеев Н. А., Ванидовская А. В. и др. О палеозое в центральной части Кольского полуострова. «Проблемы советской геологии», 1937, № 4.

Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. ГОНТИ, Л.—М., 1939.

Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения. Материалы Лаб. геол. докембрия, № 1, 1953.

Ершова З. П., Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных системах, содержащих щелочные металлы. «Геохимия», 1958, № 2.

Ефимов И. А. Ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты Кокчетавской глыбы и полезные ископаемые, связанные с ними. В кн. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана». М., изд-во «Наука», 1968.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

«Железорудная база черной металлургии СССР». М., Изд-во АН СССР, 1957.

Заварицкий А. Н. Об эффузивах магматических месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.

Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. В сб. «Магматизм и геология Кольского полуострова». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Зак С. И., Дудкин О. В. Сравнительная характеристика Сынырского и Хибинского массивов. В кн. «Геологическое строение и апатитоносность Сынырского щелочного массива». М., изд-во «Наука», 1969.

Зак С. И., Губачев Б. В. Геологическая оценка апатитоносности щелочных массивов и других образований Кольского полуострова. В сб. «Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове». Изд. ВИЭМС, 1965.

Зверева Е. А., Гуреев В. Ф. Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. В сб. «Кора выветривания», № 6, 1963.

Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 34. М., изд-во «Недра», 1969.

Златкин Д. Г., Шалимов А. И. Ено-Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский п-ов). «Советская геология», 1946, № 12.

Иванова Т. Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатито-нефелиновое тело. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Калинин П. В. Генезис флогопитовых месторождений. ВИС, вып. 150, 1939.

Калинин П. В. О пегматитах Слюдянского района в южном Прибайкалье. Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.

Калинкин М. М. К прототектонике апатито-нефелиновых тел в Хибинах. Зап. ЛГИ, т. II, вып. 2, 1967.

Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовые месторождения Мау-Кок во Вьетнаме. Тр. ГИГХС, вып. 7, 1962.

Карасик М. А. Послемагматические рудные поля и их классификация. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.

Кассандров Э. Г. Апатит-магнетитовые руды Холзунского железорудного месторождения на Алтае. Тр. ВСЕГЕИ, т. 146, 1966.

Кассандров Э. Г. Сингенетичные апатит-магнетитовые руды типа Кируны в девонских вулканогенно-осадочных отложениях Алтая. Материалы по геологии Сибири (Совещание по стратиграфии девона Сибири в Новосибирске, 1967). Новосибирск, 1968.

Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ИГН, вып. 91, № 9, 1948.

Кирнарский Ю. М. Апатит и сфен в породах массива Холодное. Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, Кольский филиал, т. 3, 1962.

Коваленко Д. Н. Минерально-сырьевые ресурсы фосфатных удобрений Украинской ССР. Совещание по использованию фосфатных ресурсов СССР и созданию новых видов фосфорных удобрений. Тезисы докладов. М., 1969.

Когарко Л. Н., Лебедев Е. Б. Равновесия в системе нефелин—apatит—вода. «Геохимия», 1968, № 3.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., изд-во «Наука», 1964.

Колотухина С. Е. и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., изд-во «Наука», 1968.

Комлев Л. В., Михалевская А. Д., Данилевич С. И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, т. 136, № 1, 1961.

Королева М. Н. Ордовикские отложения Пристепнякского района Сев. Казахстана. «Советская геология», 1959, № 9.

Костромин С. В., Ковальский Ф. И. Геолого-структурные особенности Ошурковского месторождения апатита и его народнохозяйственное значение. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 21, 1966.

Крапивин А. Г. Апатитовые проявления Сынныйского массива. В кн. «Геологическое строение и апатитоносность Сынныйского щелочного массива». М., изд-во «Наука», 1969.

Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959; М., изд-во «Недра», 1965.

«Краткий справочник по минеральным ресурсам капиталистических стран». М., Госгеолтехиздат, 1962.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1940; Госгеолтехиздат, 1960; изд-во «Недра», 1964.

Крылов В. А. Йолиты и уртиты Хибинских тундр. В сб. «Хибинские апатиты и нефелины», т. 4. Л., Госхимтехиздат, 1932.

Крылов В. А. Уртиты и йолиты бассейна оз. Б. Вудьявр. В сб. «Агронические руды СССР». Тр. НИУ, т. 11, вып. 116, 1934.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. В сб. в честь 50-летия акад. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Куплетский Б. М. Мелилитовые породы в щелочном комплексе Енского района Кольского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов. В кн.: «Происхождение щелочных пород». М., изд. «Наука», 1964.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., изд-во «Недра», 1965.

Лабунцов А. Н. Апатит. В кн. «Неметаллические ископаемые СССР». М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1936.

Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., изд-во «Наука», 1968.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961.

Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Мелентьев Б. Н., Ольшанский Я. И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ . Докл. АН СССР, т. 86, № 6, 1952.

Меренков В. Я., Муратов М. В. Неметаллические полезные ископаемые. М., Госгеолтехиздат, 1942.

Минаков Ф. В., Каменев Е. А., Калинин М. М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. «Геохимия», 1967, № 8.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. «Геология рудных месторождений», 1959, № 2.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, изд. 2, Л.—М., 1935.

Овчинников В. А. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.

Овчинников Л. Н. Апатит и распределение фосфора в рудах Первого Северного рудника. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 20. Свердловск, 1953.

Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 39. Свердловск, 1960.

Огороднева В. И. Фосфатное сырье. В кн. «Минеральные ресурсы капиталистических стран». ч. 3. М., 1963.

Онохин Ф. М. Складчатые структуры Хибинских месторождений апатита. «Советская геология», 1963, № 9.

Онохин Ф. М. Тектонические особенности строения Куиксвумчоррского апатитового месторождения и некоторые вопросы поисков апатитовых руд. «Советская геология», 1965, № 7.

Онохин Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. «Советская геология», 1970, № 6.

Павлова К. С. Обогащение руд Ено-Ковдорского месторождения с целью комплексного их использования. Материалы совещания, посвященного сырьевой

базе апатитовой промышленности на Кольском полуострове, 12—13 марта, 1964. ОНТИ ВИЭМС, М., 1965.

Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы апатитов. «Геотектоника», 1967, № 5.

Пак А. С., Зах С. И. Краткий обзор исследований. В кн. «Геологическое строение и апатитовосность Сыннырского щелочного массива». Л., изд-во «Наука», 1969.

Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М., изд-во «Наука», 1964.

Пожарицкая Л. К. Карбонаты ультраосновного-щелочного комплекса Восточной Сибири. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.

Пожарицкая Л. К., Фролова А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометалльных карбонатитовых месторождений. «Геология месторождений редких элементов», вып. 14, 1961.

Пожарицкая Л. К. Минералого-петрографические особенности карбонатитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. НИИГА, т. 53, 1936.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. В кн.: «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». Докл. сов. геологов, XXI сессия МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Полканов А. А. и Ули-жень. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана. В кн. «Вопросы геохронологии и геологии». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Римская-Корсакова О. М. Ковдорский массив. В кн. «Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Сев. Карелии». М., изд-во «Недра», 1965.

Розин М. С., Первушин С. А., Орлова Е. В. Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 4, 1945.

Рус В. В. Раннемезозойские гранитоидные интрузивные породы Северной и Центральной части КНДР. Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 100, 1963.

Сагунов В. Г. Геология агрономических руд Казахстана. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук, Алма-Ата, 1968.

Сахарова М. С. Метаморфические апатитовосные породы архея Южного Прибайкалья. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.

Сахарова М. С. Проблемы поисков метаморфических фосфатов в Сибири. В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». М., изд-во АН СССР, 1956.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М., Изд-во МГУ, 1954.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965 (I изд.), 1969 (II изд.).

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений. Вестн. МГУ, геология, № 5, 1967.

Смирнов Ф. Л. О классификации месторождений апатитовых руд. Промышленность горнохимического сырья и природных солей. Изд. НИИТЭХИМ, вып. 1, 1967.

Смирнов Ф. Л., Карпунин А. М. Ошурковское апатитовое месторождение. Промышленность горнохимического сырья и природных солей, Изд. НИИТЭХИМ, вып. 1, 1968.

Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. М., изд-во «Наука», 1967.

Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского апатитового месторождения. В сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во ЛГУ, 1959.

Сомина М. Я. О специфике комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов платформенных и субплатформенных областей. В сб. «Проблемы метасоматизма». Л., 1969.

Сумин И. В. Геология и петрология ийолит-уртитового комплекса юго-западной части массива Расвумчорр (Хибинские тундры). Дисс. Фонды ЛГУ, 1953.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Тернер Ф., Ферхуген Д. Н. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит-ры, 1961.

Тимохов К. Д. Закономерности в распределении медно-сульфидного титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении. «Геология рудных месторождений», 1962, № 1.

Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Токарев В. А. О древнем подвижном поясе Колмозеро-Воренья и Хибинском разломе на Кольском полуострове. В сб. «Геофизика и тектоника Кольского полуострова». М., изд-во «Наука», 1966.

«Требования промышленности к качеству минерального сырья». Фосфатное сырье. вып. 19. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Травин Л. В. О новой находке метаморфизованных фосфатонесных образований в архее Сибири. Материалы к IV научной конференции по геологии Прибайкалья и Забайкалья. В кн.: «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2(4). Чита, 1967.

Трусова И. Ф. К петрографии пород ийолит-уртитового ряда Хибинских тундр. В сб.: «Хибинские апатиты», т. 2, тр. НИУ, вып. 128. Л., Госхимтехиздат, 1936.

Фейгин Я. М. Перспективы апатитонесности Ловозерского массива нефелиновых сиенитов. В сб. «Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове». М., изд. ВИЭМС, 1965.

Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 2. 1953; т. 5, 1959. М., Изд-во АН СССР.

Фивег М. П., Шубин А. П. Апатиты. ОНТИ, 1937.

Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесности для геохимии и учения о рудных месторождениях. В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. Тр. ГИН АН СССР, вып. 141, 1965.

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 2. М., изд-во «Наука», 1968.

Фролов А. А. Трещинная тектоника в породах щелочно-ультраосновного комплекса и карбонатитах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.

Ченцов И. Г. Некоторые минералого-геохимические особенности апатитовых проявлений в Северном Казахстане. Тр. ИГЕМ, вып. 70, 1962.

Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. XXIV, вып. 1, 1963.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13, 1961.

Шехоркина А. Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., изд-во «Наука», 1966.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. Тр. Свердл. горного ин-та, вып. XXII, 1955.

Штейнберг Д. С. Геологическое строение Тагило-Кушвинского района. В кн. «Железородная база Тагило-Кушвинского района». Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1957.

Шухман Л. Н. Сфеновая минерализация в породах верхней контактной зоны апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2. Петрозаводск, Изд-во Карельской АССР, 1958.

Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне. Тр. НИИГА, т. 107, 1959.

Эпштейн Е. М., Анিকেева Л. М., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122, 1961.

Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М., изд-во «Наука», 1970.

Юрьев Л. Д. Элементарный состав докембрийских апатитосодержащих пород Криворожья. Докл. АН СССР, т. 172, № 4, 1967.

Anderson E. M. The Dynamics of the Formation of Cone-Sheets, Ring dykes, and Galdron—Subsidences. Proc. of the Royal Society of Ednb. v. LXI, part 1. 1935—1936.

Bäckström H. Om bergarterna som omgifva malmerna i Kirunavaara och Luossavaara. — Geol. Förening. Stockholm Förhandl, 1898, 20.

Bailey D. K. Carbonatites of the Rufunsa valley, Feira District. North Rhodesia. Geological Survey. Bulletin, N 5, 1960.

Barnes J. W. The mineral resources of Uganda. Geological survey of Uganda. Bull., N 4, 1961.

Benarji A. K. On the origin of apatite—magnetite veins around Ramchandra Pahar. Sci. and Culture., 24, 1958.

Coetzee G. L. Carbonatites of the Karema Depression, Western Tanganyika. Transaction of the Geological Society of South Africa, 1963, v. 66.

Davies K. A. The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda. Econ. geol. 1947, v. 42, N 2.

Dunn I. A. The mineral deposits of Eastern Singhbhum and surrounding areas. Geol. Surv. India Mem. 69, pt. 1, 1937.

Emeleus C. H. The Gronnedal—Ika complex, South Greenland, The structure and geological history of the complex, Medd. om Grondland, 172, No 3, 1964.

Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1963, 425.

Garson M. S. Carbonatites in Malawi. в книге "Carbonatites" под редакцией O. F. Tuttle and J. Gittins, 1966.

Geijer P. Die Herkunft der quarzgebänderten Eisenerze. — Eine Übersicht der Problemlage. N. J. Min., Geol., 1957, Abh. 91.

Geijer P. The Kiruna iron ores. In: Report of the 21 Session International Geological Congress. Norden. Pt. 16, Copenhagen, 1960.

Gittins J. Summaries and Bibliographies of Carbonatite Complexes. В книге "Carbonatites" под редакцией O. F. Tuttle and J. Gittins, 1966.

Gold D. P., Vallée M., Charette J. P. Economic Geology and Geophysics of the Oka alkaline complex, Quebec. The Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, 1967, v. 60, N 666.

Hackman V. Neue Mitteilungen über das Ijololithmassiv in Kuusamo. Bull. de la Commission Geologique de Finlande, 1900, N 11.

Harris J. F. Summary of the geology of Tanganyika. Part. IV: Economic Geology. Memoir N 1. Dar Es Sallam, 1961.

Harrington J. F., Ward D. E., McKelvey V. E. Sources of fertilizer minerals in South America. A preliminary study. Geological Survey Bulletin, 1966, 1240.

Heier Knut S. Layered gabbro, hornblendite, carbonatite and nepheline syenite on Stjerneoy, North Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, 1961, bind 41, h. 2—4.

Heinrich E. Wm. The geology of carbonatites. Rand Mc Nally and Co. Chicago, III, 1966.

Hogarth D. D. The apatite-bearing veins of Nisikkatch Lake, Saskatchewan. Canadian mineralogist, 1957, 6, part 1.

Hsieh C. J., Chao C. H. Note on the phosphate deposits in China. Geol. Soc. China Bull., 1948, 28.

Irving R. Chemical and physical studying in the metamorphosed rocks. The copper bearing rocks of Lake sup. U. S. Geol. Surv. Monogr., 5, 1883.

Kun N. de. Die Niobcarbonatite von Africa. Neues Jahrb. Miner. Hf. 6, 1961.

Landergrén S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. — Sweriges Geol. Undersök. Avhandl., Ser. C., 1948, Arsbok 42, N 496.

Larsen E. S., Pardee J. T. The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. The Journal of Geology, 1929, v. 37, N 2.

Larsen E. S. Alkalic rocks of iron hill Gunnison County, Colorado. Geol. survey. Professional paper, 1942, 197—A.

Lin Chih-yüan. The pre cambrian metamorphosed sedimentary type of phosphorite of China. (summary). Acta Geologica Sinica, 1957, v. 37, N 3.

Lundbohm H. J. Kirunavaara traktens Geologi. — Geol. Förening Stockholm Förhandl., 1898, 20, H. 3, N 185.

Melcher G. C. The Carbonatites of Jacupiranga. в книге "Carbonatites" под редакцией O. F. Tuttle and J. Gittins, 1966.

Meyer A., Béthune P. The Lueshe carbonatite, Kivu, Belgian Congo. Intern. Geol. Congr. 21 session. Copenhagen, pt. 13, 1960.

Ödman O. Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län, Ser. Ca. Avhandlingar och uppsatser 14:0, N 41, 1957.

Offerberg Jan. Beskrivning till Berggrundskartbladen Kiruna Nv, No, Sv, So, Description of the geological maps Kiruna. Sveriges geologiska undersökning. Stockholm 1967.

Oelsner O. Zur Genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagertstätten. — Geologie, 1961, Jg. 10, H. 6.

Pecora W. T. Carbonatites. Bulletin of Geological Society of America., v. 67, N 11, 1956.

Philpotts A. R. Origin of Certain Iron Titanium Oxide and Apatite rocks. Economic Geologic., v. 62, N 3, 1967.

Puustinen Kauko. The carbonatite of Sulinjarvi in the Precambrian of Eastern Finland. Litos, v. 3, N 1, 1970.

Rao G. V. A note on the Apatite—Maqnetite Vermiculite deposits near Sitarampur, Vishakhapatnam district. Andhra, Pradesh. Indian Minerals, v. XVII, N 1, Calcutta, 1963.

Rowe R. N. Niobium deposits of Canada. Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Ser., N 18, 1958.

Ross C. S. Titanium deposits of Nelson and Amherst Counties, Virginia, G. Surv. Prof. Paper, No 198, 141.

Safiannikoff A. Gisment de pyrochlore de Lueshe. Annales de la Societe Geologique de Belgique, tome 90, Bull., 4, 1967.

Shand S. J. Loch Borolan Laccolith, Northwest Scotland. Journal of Geology, v. 47, N 4, 1939.

Snelling N. J. Age determinations on three African carbonatites. Nature, v. 205, 1965.

Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde Bd. 1, Vena, 1941.

Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen 2, Auflage, 1949.

Strand T. Biotit—Sövit pa Stjernoy Vest Finnmark (Norway). Norges Geol. Undersök. 183, 1951.

Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitskop, Sekukuni-land, Eastern Transvaal. Transactions of the Geological Society of South Africa, v. 53, 1951.

Sturt B. A., Miller J. A., Fitch F. J. The age of alkaline rocks from West Finnmark northern Norway, and their Bearing on the Dating of the Caledonian Orogeny, Norsk Geologisk Tidsskrift, Bind 47, hefte 3, 1967.

Stutzer O. Geologie und Genesis der lapländischen Eisenerzlagerstätten. N. J. f. Min., Geol. Paläontol, Beilage Bd. 24, H. 8, 1907.

Stutzer O. and Wetzel N. "Phosphat—Nitrat" (Die Wichtigsten Lagerstätten der "Nichterze"), Berlin, 1932.

Swift William H. The Geology of Chishanya Buhera District, Southern Rhodesia. Transactions of the Edinburgh Geological Society, v. 15, 1952.

Verhaeghe M. Inventaire des gisements de calcaires, dolomies et travertins du Kivu du Rwanda et du Burundi. Rep. du Congo Serv Geol., Mem. 3, 1963.

Verwoerd W. J. South African Carbonatites and Their Probable mode of Origin, Annale Universiteit van Stellenbosch, v. 41, serie A, N 2, 1966.

Vogt J. H. L. The genesis of the iron ore deposits of the Kiruna type. — Geol Förening. Förhandl., B. 49, H. 1—4, 1927.

Wynne-Edwards H. R. Westport map—area, Ontario. Geological survey of Canada. Memoir — 346, 1967.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие. <i>Г. М. Вировлянский</i> . . . . .	1
Глава I. Общие сведения. <i>Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	5
Глава II. Понятие о месторождениях апатита и их промышленных типах. <i>Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	8
Глава III. Генетические типы промышленных месторождений апатита. <i>Г. М. Вировлянский, А. А. Арсеньев, Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	15
Глава IV. Магматические месторождения. <i>Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	26
1. Месторождения в центральных интрузиях агпаитовых нефелиновых сиенитов . . . . .	26
Формация апатит-нефелиновых руд . . . . .	26
Формация апатит-нефелин-редкометалльных руд . . . . .	55
2. Апатитопоявления в центральных интрузиях миаскитовых нефелиновых и лейцитовых сиенитов . . . . .	58
Формация биотит-apatитовых руд . . . . .	58
3. Месторождения в габбро-сиенитовых комплексах . . . . .	66
Формация апатит-магнетитовых руд . . . . .	66
Формация апатитовых руд . . . . .	71
4. Месторождения в габбро-пироксенит-дунитах . . . . .	84
Формация апатит-титаномагнетитовых руд . . . . .	84
5. Месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах . . . . .	87
Формация апатит-гематит-ильменитовых руд . . . . .	87
Глава V. Карбонатитовые месторождения. <i>А. А. Арсеньев, Ф. Л. Смирнов, Г. М. Вировлянский</i> . . . . .	92
Общие сведения . . . . .	92
Месторождения СССР . . . . .	94
Формация апатит-флогопитовых руд . . . . .	94
Формация апатит-магнетитовых руд . . . . .	96
Формация апатит-редкометалльных руд . . . . .	104
Зарубежные месторождения . . . . .	108
Глава VI. Пегматитовые месторождения. <i>Ф. Л. Смирнов, А. А. Арсеньев</i> . . . . .	138
Формация апатитоносных пегматитов . . . . .	139
Глава VII. Контактново-метасоматические месторождения. <i>Ф. Л. Смирнов, А. А. Арсеньев</i> . . . . .	145
Формация апатитоносных скарнов . . . . .	145
Глава VIII. Гидротермальные месторождения. <i>Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	155
Формация апатит-кальцит-флогопитовая . . . . .	156
Формация апатит-кварц-касситеритовая . . . . .	163

	Стр.
Глава IX. Вулканогенно-осадочные месторождения. <i>Ф. Л. Смирнов,</i> <i>А. А. Арсеньев</i> . . . . .	164
Формация апатит-магнетитовых руд . . . . .	164
Глава X. Месторождения выветривания. <i>Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	170
Формация апатит-вермикулитовых руд . . . . .	171
Формация апатит-редкометалльных руд . . . . .	172
Глава XI. Метаморфогенные месторождения. <i>А. А. Арсеньев</i> . . . . .	176
Регионально-метаморфизованные месторождения . . . . .	176
Формация апатит-кварц-диопсидовых руд . . . . .	176
Формация апатит-доломитовых руд . . . . .	182
Контактово-метаморфизованные месторождения . . . . .	185
Формация апатит-доломитовых руд . . . . .	185
Глава XII. Закономерности размещения апатитовых месторождений различных генетических типов. Вопросы прогнозирования и поисков. <i>Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	187
1. Магматические месторождения, связанные с центральными интрузиями апгаитовых нефелиновых сиенитов . . . . .	187
Формация апатит-нефелиновых руд . . . . .	188
Формация апатит-нефелин-редкометалльных руд . . . . .	191
2. Магматогенные апатитопоявления, связанные с центральными интрузиями миаскитовых нефелиновых и лейцитовых сиенитов Биотит-apatитовая формация . . . . .	195
Биотит-apatитовая формация . . . . .	195
3. Магматические месторождения в габбро-сиенитовых комплексах Формация апатит-магнетитовых руд . . . . .	199
Формация апатит-магнетитовых руд . . . . .	199
4. Магматические месторождения в габбро-пироксенит-дунитах . . . . .	199
Формация апатит-титаномагнетитовых руд . . . . .	199
5. Магматические месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах Формация апатит-гематит-ильменитовых руд . . . . .	202
Формация апатит-гематит-ильменитовых руд . . . . .	202
6. Карбонатитовые месторождения, связанные с центральными интрузиями ультраосновных-щелочных пород . . . . .	207
Формации апатит-флогопитовых, апатит-магнетитовых и апатит-редкометалльных руд . . . . .	207
7. Контактово-метасоматические (скарновые), пегматитовые и гидротермальные месторождения . . . . .	219
8. Вулканогенно-осадочные месторождения . . . . .	220
9. Месторождения выветривания . . . . .	220
10. Метаморфогенные месторождения . . . . .	221
Заключение. <i>Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов</i> . . . . .	223
Литература . . . . .	228

*Арсеньев Алексей Александрович,  
Вировлянский Григорий Моисеевич,  
Смирнов Феликс Леонидович*

**Генетические типы  
промышленных месторождений апатита**

Редактор издательства *Э. Д. Соломатина*

Техн. редактор *А. Е. Матвеева*

Корректор *С. В. Зимица*

---

Сдано в набор 22/IV 1971 г. Подписано к печати  
15/IX 1971 г. Т-14739. Бумага тип. № 2. Формат  
60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 15,0. Уч.-изд. л. 16,0. Тираж  
1000 экз. Индекс 1-4-1. Заказ 391/3535-4.  
Цена 1 р. 71 к.

---

Издательство «Недра».  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Ленинградская типография № 8  
Главполиграфпрома Комитета по печати  
при Совете Министров СССР.  
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

1 р. 71 к.

32

НЕДРА • 1971