Записки
Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова,
т. XXXIII, вып, 2, 1958 г.

О ПРИРОДЕ ЦИРКОНА ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРИАЗОВЬЯ

С. А. Руденко

Затрагивая вопрос формирования кристаллов циркона в щелочных пегматитах, автор опирается главным образом на результаты обработки материала, собранного при изучении мариуполитов — щелочных пород, развитых в Приазовской части Украины. Однако просмотр литературы показывает, что, по-видимому, природа циркона, встречающегося и в других щелочных комплексах весьма тождественна.

Решение этой задачи тесно связано с расшифровкой особенностей формирования вмещающих циркон мариуполитов, поэтому ниже рассматриваются основные черты генезиса мариуполитов в таком виде, в каком они были доложены на заседаниях Федоровской сессии [11, 12].

Как неоднократно отмечалось [1, 6, 7, 13, 14, 17] мариуполиты представляют собой весьма своеобразную породу как по химическому и минеральному составам, так и по строению. Суммарное содержание щелочных окислов в породе составляет 11—16%. При этом обычно на долю Na_2O приходится 10—12%, а на долю K_2O — лишь 1—4%.

Главными минералами, слагающими породу, являются альбит, нефелин и эгирин. Нередко в качестве существенной составной части мариуполитов выступает и микроклин, количество которого резко возрастает в крупнокристаллических разностях.

Строение породы крайне изменчиво. Как правило, в пределах небольших по площади обнажений мелкозернистые разности (аплитового облика) сменяются крупнокристаллическими (пегматитового облика).

Объясняя генезис мариуполитов, исследователи пытались вскрыть и причины, обусловившие возникновение резкой неоднородности в строении этой породы, т. е. рассмотреть генетические соотношения между мелкозернистыми и пегматитовыми составляющими мариуполитов. Так, Б. М. Куплетский [6, 7] и И. Д. Царовский [13, 14, 15] рассматривают мариуполиты как продукт кристаллизации остаточной щелочной магмы. Однако, по мнению Б. М. Куплетского, мелкозернистые (аплитовые) разности мариуполитов кристаллизовались одновременно или даже позже крупнокристаллических (пегматитовых) разностей. Подобно Б. М. Куплетскому, И. Д. Царовский считает, что первоначально в результате кристаллизации остаточной магмы возникли пегматиты микроклин — нефелинового состава, а затем — мелкозернистые (аплитовидные) или порфировые мариуполиты [1].

[1] В последнее время представления И. Д. Царовского несколько изменились: микроклин — нефелиновые пегматиты и мариуполиты возникают, по его мнению, за счет дифференциации микрофойялитов [16].

В. И. Эльтеков, а затем Н. В. Иванов выдвинули иную точку зрения. Они выделяют магматическую и постмагматическую стадии образования мариуполитов. В магматическую стадию образуются нефелиновые сиениты типа фойялитов (В. И. Эльтеков) или мариуполиты эгирин — микроклин — нефелинового состава (Н. В. Иванов), а затем под воздействием остаточных растворов происходит альбитизация пород, образовавшихся в магматическую стадию (автометасоматоз). В результате альбитизации и возникают описанные выше мариуполиты, т. е. породы, в со-

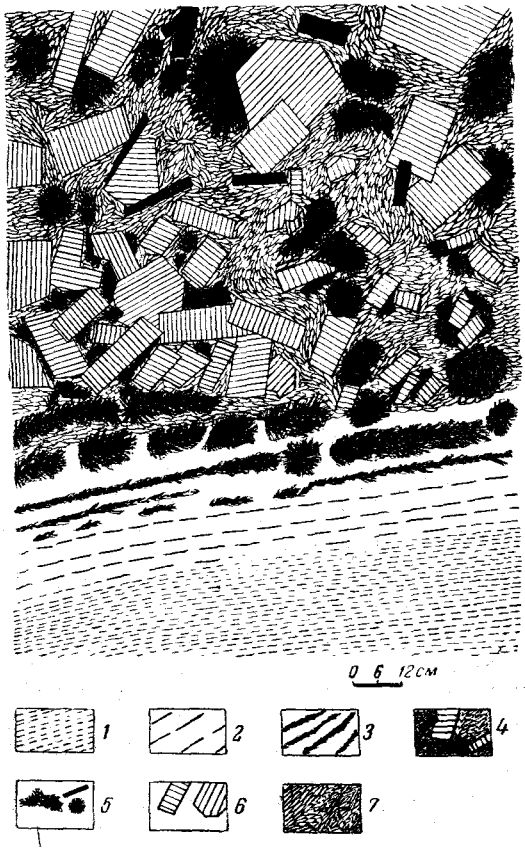


Рис. 1. Один из участков мариуполитового тела. Снизу вверх происходит постепенная смена мелкозернистого мариуполита мариуполитом сегрегационной и пегматоидной структур:
1 — мелкозернистый мариуполит; *2* — гнейсовидный мариуполит; *3* — полосчатый мариуполит; *4* — пегматоидный мариуполит; *5* — эгирин; *6* — нефелин; *7* — альбит

ставе которых альбит является одним из главных минералов.

Детальное изучение соотношений между различными структурными разностями мариуполитов дает основание выдвинуть иной взгляд на происхождение этой породы.

Рассмотрим факты, которые позволяют сделать вывод, отличный от представлений, высказанных ранее.

В природе часто наблюдается постепенный переход весьма мелкозернистого мариуполита в крупнокристаллический и постепенное изменение при этом структурных особенностей породы. Во многих обнажениях наблюдается переход мелкозернистого мариуполита[1] в гнейсовидный и далее гнейсовидного в полосчатый и пегматоидный (рис. 1). Характерно, что минеральный состав перечисленных структурных разностей мариуполита как в качественном, так и в количественном отношениях тождест-

[1] Под микроскопом устанавливается трахитовая микроструктура мелкозернистого мариуполита.

венен. Различные по структуре и размеру минеральных индивидов породы мариуполита, естественно, не могли образоваться одновременно. Вместе с тем встречаются случаи, когда крупнокристаллический мариуполит в виде петлеобразных зон рассекает мелкозернистый. Подобные соотношения (рис. 2) однозначно определяют более позднее время формирования крупнокристаллического мариуполита. Нередко зоны, сложенные крупнокристаллическим мариуполитом, располагаются в мелкозернистом мариуполите параллельно его трахитоидности (рис. 3).

К изложенным особенностям строения мариуполита следует отнести еще два существенных обстоятельства. Во-первых, между различными по

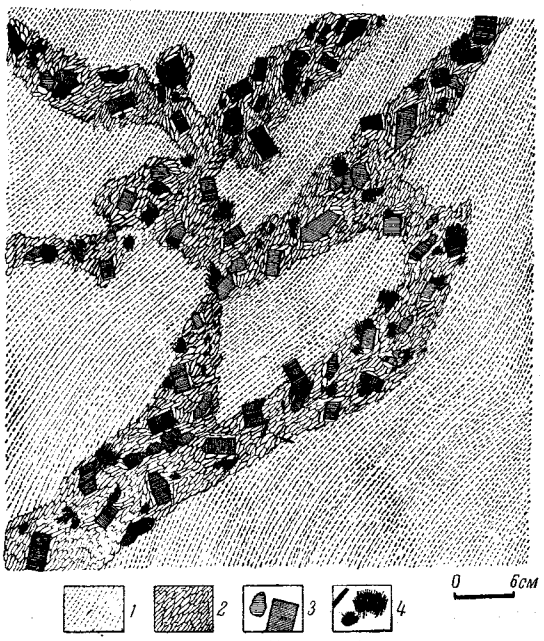


Рис. 2. Характер расположения зон, сложенных крупнокристаллическим мариуполитом среди мелкозернистого:
1 — мелкозернистый мариуполит; *2* — альбит; *3* — нефелин; *4* — эгирин

структуре породами мариуполита отсутствуют такие контакты, которые возникают при повторной инъекции расплава или раствора. Переходы одних структурных разностей в другие аналогичны тем, которые в метаморфических породах очень напоминают, например, явления перекристаллизации мелкозернистых карбонатных пород в крупнокристаллические. Во-вторых, кристаллы минералов крупнокристаллического мариуполита заключают в качестве реликтов минеральные индивиды мелкозернистого мариуполита. Эти особенности указывают на то, что в нашем случае имеет место явление перекристаллизации.

Процесс перекристаллизации сопровождается метаморфической дифференциацией вещества мелкозернистого мариуполита, что нередко приводит к возникновению мономинеральных нефелиновых гнезд или зон, окруженных мономинеральной или почти мономинеральной массой сахаровидного альбита (рис. 1, 3). Такие участки представляют собой конечный продукт перекристаллизации мелкозернистого мариуполита — мариуполит пегматоидной структуры.

Рассмотренные явления обнаруживают сходство с явлениями перекристаллизации, свойственными щелочным пегматитам Ильменских гор [2], керамическим и слюдоносным гранитным пегматитам [8, 9].

Таким образом, следует различать три главных структурно-генетических типа пород, образующих мариуполиты: 1) мелкозернистый исходный мариуполит; 2) мариуполит сегрегационной[1] структуры; 3) мариуполит пегматоидной структуры.

Только мелкозернистый мариуполит рассматривается нами как продукт кристаллизации щелочной магмы, причем такой магмы, которая

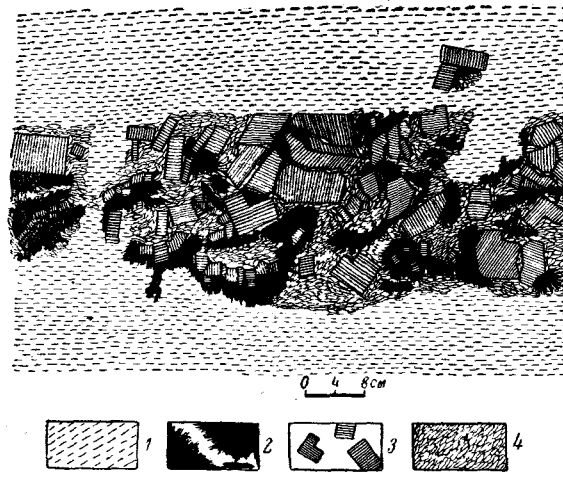


Рис. 3. Зона пегматоидного мариуполита в мелкозернистом мариуполите:
1 — мелкозернистый мариуполит; *2* — эгирин; *3* — нефелин; *4* — альбит

крайне бедна летучими компонентами [4]. Все остальные разности пород, образующих мариуполиты, возникают не в результате кристаллизации остаточной магмы и не в результате альбитизации продуктов кристаллизации остаточной магмы, а вследствие перекристаллизации мелкозернистого исходного мариуполита. Подчеркнем, что зоны и участки, почти целиком сложенные сахаровидным альбитом, образуются в результате метаморфической дифференциации вещества мелкозернистого мариуполита, т. е. путем бластеза, а не в результате альбитизации породы, т. е. не путем метасоматоза.

Механизм образования мономинеральных альбитовых участков легко себе представить, исходя из следующих соображений. Если в процесс перекристаллизации вовлекается полиминеральная порода (в данном случае альбит — нефелин — эгириновая), то способность к перекристаллизации[2] минералов, составляющих эту породу в тот или иной момент течения этого процесса, естественно, будет различна вследствие различ-

[1] Термин «сегрегационная структура» предложен В. Д. Никитиным [8] для обозначения некоторых структурно-генетических разновидностей пород, слагающих гранитные пегматиты. Нами этот термин используется для обозначения таких пород (образующихся на промежуточных стадиях формирования мариуполитов) как гнейсовидный, полосчатый и пятнистый мариуполиты.

[2] Под «способностью к перекристаллизации» будем понимать способность того или иного минерала при соответствующих условиях образовывать крупные кристаллы за счет одновременного растворения более мелких.

ной их растворимости. В нашем случае это обстоятельство выявляется вполне отчетливо.

Еще раз обратимся к рис. 1. На начальных стадиях процесса перекристаллизации, когда мелкозернистый мариуполит превращается в гнейсовидный, а затем гнейсовидный в полосчатый, наибольшей способностью к перекристаллизации обладает эгирин. Когда же полосчатый мариуполит превращается в пегматоидный, резко возрастает способность нефелина к перекристаллизации. По этой причине в пегматоидных зонах индивиды нефелина обладают наиболее крупными размерами и образуют мономинеральные участки. Индивиды альбита в пегматоидном мариуполите обладают значительно меньшими размерами, чем индивиды нефелина и эгирина. Они выполняют промежутки между скоплениями кристаллов нефелина и эгирина, будучи ксеноморфны к индивидам этих минералов. Таким образом, в процессе переработки мелкозернистого мариуполита, хотя и происходит постепенное укрупнение индивидов альбита, этот минерал обнаруживает наименьшую способность к перекристаллизации.

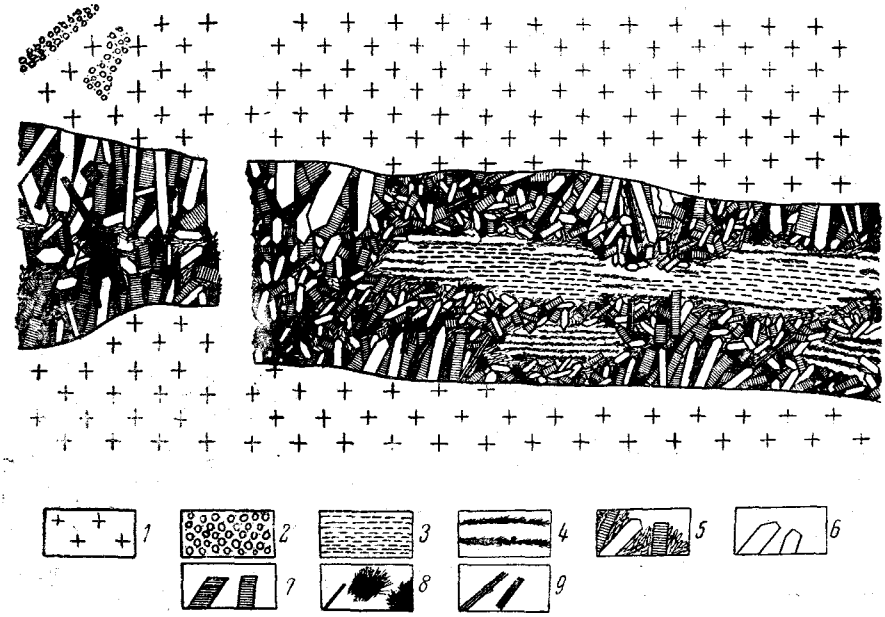


Рис. 4. Участок мариуполитовой жилы, залегающей среди сиенита. Характерно значительное содержание микроклина в зонах пегматоидного строения (мощность жилы достигает 1,3 *м*):

1 — сиенит; *2* — основные породы; *3* — мелкозернистый мариуполит; *4* — полосчатый мариуполит; *5* — пегматоидный мариуполит (микроклин — нефелиновый пегматит); *6* — микроклин; *7* — нефелин; *8* — эгирин; *9* — лепидомелан

Рассмотрим причины, которые обусловливают течение процесса перекристаллизации. В согласии с идеей Д. С. Коржинского [5] и представлениями В. Д. Никитина [8], мы полагаем, что процесс перекристаллизации происходил под влиянием послемагматических растворов, наличие которых способствовало перемещению вещества в пределах зон перекристаллизации. Если это так, то состав пегматитов в какой-то мере зависит от состава не столько вмещающих, сколько подстилающих пород, ибо отделившиеся от материнской интрузии послемагматические растворы, просачиваясь по трещиноватым зонам сквозь толщу подстилающих по-

род, должны были вступать с ними в химическое взаимодействие и неизбежно насыщаться компонентами, заимствованными из подстилающих пород [8]. В рассматриваемом случае вмещающие и подстилающие породы представлены частично основными породами и главным образом, сиенитами и сиенитовыми пегматитами. Вступая во взаимодействие с этими породами, послемагматические растворы обогащаются калием, благодаря чему процесс перекристаллизации мелкозернистых мариуполитов под воздействием этих растворов сопровождается калиевым метасоматозом. Именно вследствие калиевого метасоматоза в составе мариуполита сегрегационной и главным образом пегматоидной структур появляется микроклин [1]. Особенно резко калиевый метасоматоз проявляет-

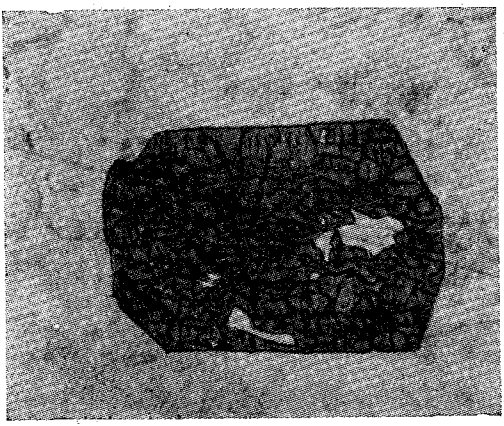


Рис. 5. Кристалл циркона с единичными пойкилитовыми включениями в мариуполите сегрегационной структуры. Снято без анализатора. Увеличение 45

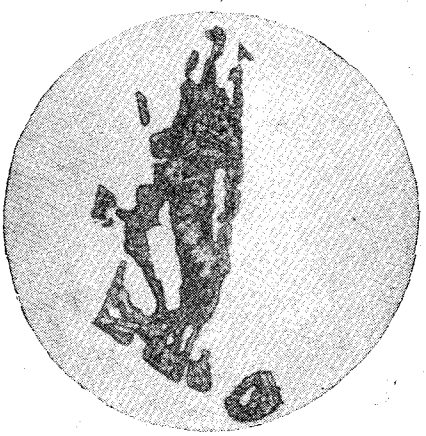


Рис. 6. Скелетный кристалл циркона в сахаровидном альбите пегматоида. Снято без анализатора. Увеличение 80

ся в сравнительно маломощных жилах, где в составе пегматоидных зон микроклин накапливается в существенном количестве. Одновременно с увеличением в составе мариуполитов количества микроклина соответственно уменьшается количество альбита (рис. 4).

Таким образом, микроклин — нефелиновый пегматит (или, что то же, мариуполит пегматоидной структуры) образуется позже мелкозернистого мариуполита, а не раньше, и не одновременно с ним.

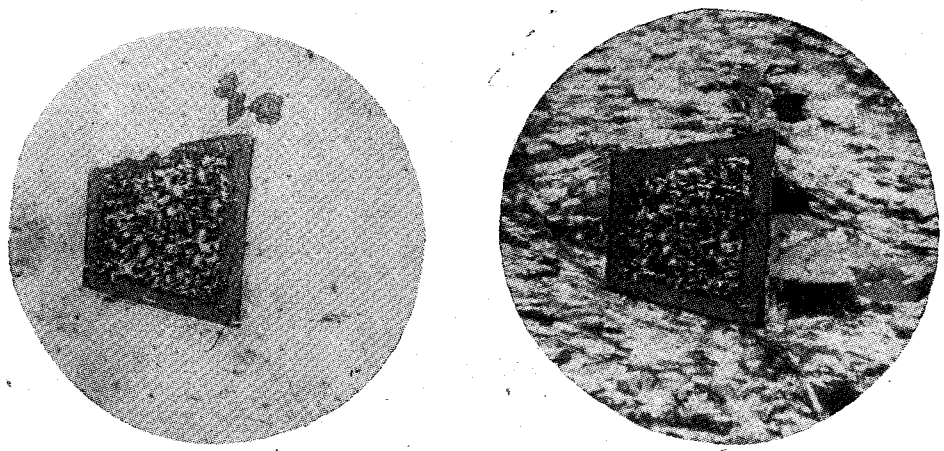
Как указывалось выше, явление калиевого метасоматоза, имеющее место в процессе формирования мариуполитов, сопровождается выносом Na во вмещающие породы. Если учесть, что в пределах мариуполитовых тел зоны, переработанные в пегматоидный мариуполит, обогащенный микроклином, достигают нескольких десятков метров, а отдельные участки или жилообразные тела переработаны в пегматоидный мариуполит нацело, то неизбежно придется прийти к заключению, что Na выносился во вмещающие породы в весьма существенном количестве. Растворы, обогащенные Na, поступая из мариуполитовых тел во вмещающие породы, вызывают интенсивное их изменение. Породы сиенитового состава в сильной степени подвергаются альбитизации, а основные породы — альбитизации и ослюденению. В результате ксенолиты и значительные

[1] Имеется в виду привнос растворами ионов K и соответственно вынос ионов Na. Все остальные компоненты, входящие в состав разрастающихся кристаллов микроклина, имеются на месте.

по мощности приконтактовые зоны пород сиенитового состава во многих местах были превращены в альбититы, а основных —в альбититы и альбито-слюдистые породы.

Кристаллы циркона встречаются во всех породах мариуполита, начиная от мелкозернистого и кончая пегматоидным.

Обычно морфологические особенности кристаллов (независимо от того, к каким породам мариуполита они приурочены) весьма изменчивы. Наряду с очень мелкими кристаллами неправильной формы — широко распространены различного размера правильно ограненные кристаллы, содержащие лишь единичные пойкилитовые включения минералов мариуполита (рис. 5). Другой морфологической разновидностью являются скелетные кристаллы (рис. 6). Нередко встречаются хорошо ограненные



а *б*

Рис. 7. Кристалл циркона в лейкократовом прослое мариуполита полосчатой сегрегационной структуры. Снято:
а — без анализатора; *б* — с анализатором. Увеличение 16

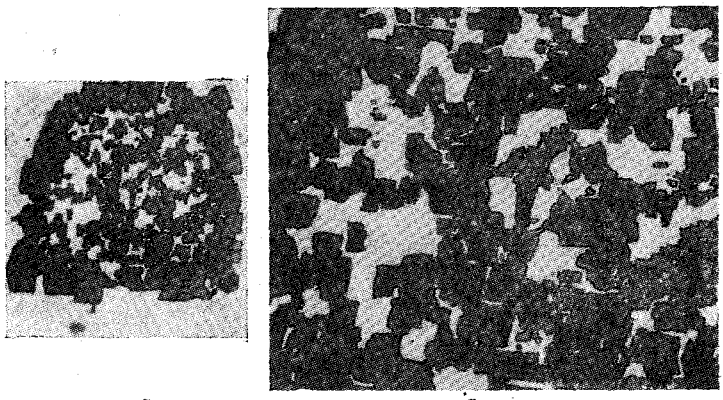
кристаллы, у которых скелетное строение имеет центральная часть (рис. 7). Подчеркнем, что разные по морфологическим особенностям кристаллы, зачастую располагаются в одних и тех же породах мариуполита в непосредственной близости друг от друга.

Суждения о способе образования циркона в значительной мере определяются взглядами на особенности генезиса мариуполитов. Геологи, рассматривающие мариуполиты, как породы, возникшие в результате кристаллизации остаточной магмы, полагают, что и кристаллы циркона образовались на том или ином этапе кристаллизации магмы. Так, И. А. Морозевич [17] считал, что циркон в мариуполитах кристаллизовался самым первым. Л. Ф. Айнберг [1] полагала, что кристаллизация циркона началась в раннюю стадию застывания и продолжалась в течение всего процесса; И. Д. Царовский [13] и Б. М. Куплетский [6, 7] пишут, что главная масса циркона выделяется из остаточного расплава после кристаллизации эгирина, нефелина и микроклина и обычно совпадает с массовым выпадением альбита.

По мнению В. И. Эльтекова и Н. В. Иванова, основная масса циркона образуется в процессе альбитизации мариуполитов.

Характерно, что все исследователи (Б. М. Куплетский, И. Д. Царовский, В. И. Эльтеков, Н. В. Иванов) независимо от взглядов на способ образования циркона, отмечают генетическую связь главной массы кристаллов этого минерала с альбититами.

Обращаясь к тем фактам, которые могли бы свидетельствовать о способе образования кристаллов циркона, отметим прежде всего, что во многих случаях не только внешние, но и внутренние контуры широко распространенных пустотелых кристаллов имеют ступенчатую форму, причем эти ступенчатые контуры составлены мелкими гранями, свойственными циркону (рис. 8). Иными словами, внутренняя часть кристалла представляет собой (как это принято называть в кристаллографии) как бы «отрицательный кристалл». Такого рода кристаллы обнаружены как в мелкозернистом мариуполите, так и в различных по характеру породах сегрегационной структуры и, наконец, в сахаровидном альбите пегматоида. Все эти случаи указывают на то, что рост кристаллов циркона, при-



а *б*

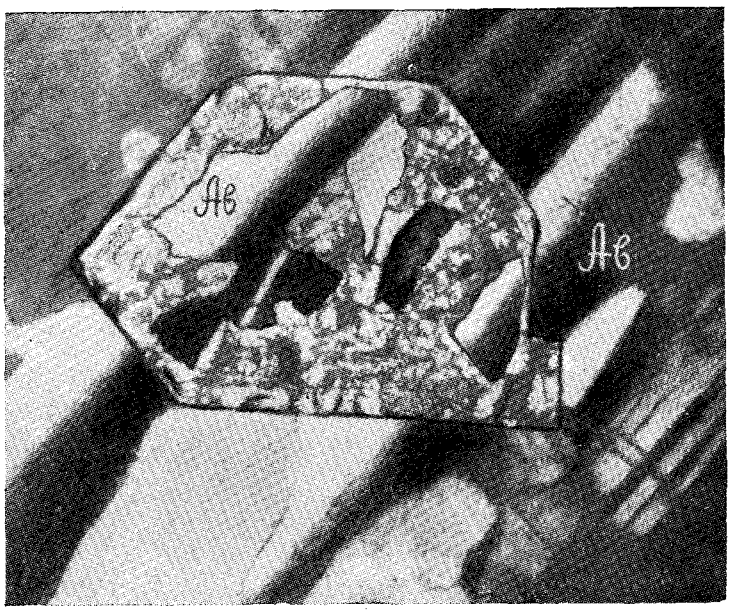
Рис. 8. Кристалл циркона в мариуполите полосчатой сегрегационной структуры:

а — снято без анализатора, увеличение 16; *б* — центральная часть кристалла в увеличенном масштабе

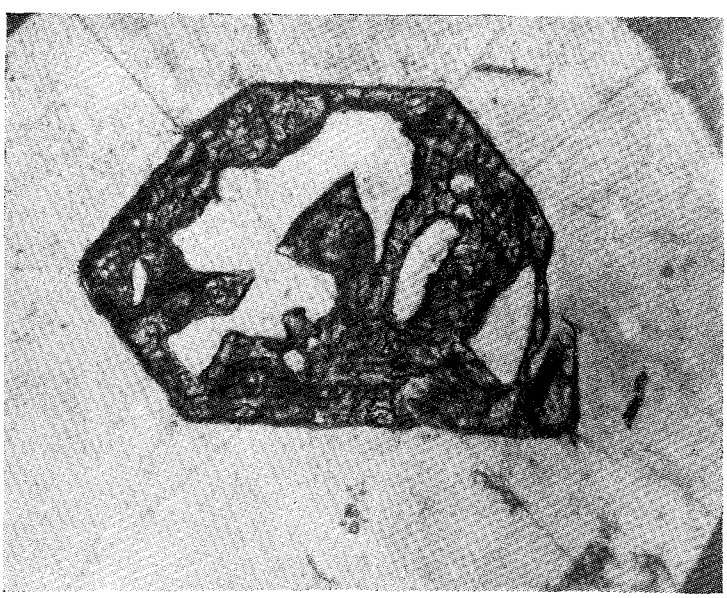
уроченных к различным по структуре породам мариуполита, происходил не одновременно с формированием мариуполитов, а раньше или позднее образования минералов, слагающих окружающую породу. Теперь нужно решить вопрос более точно, т. е. установить — раньше или позже вмещающей породы эти кристаллы разрастались. Однозначно этот вопрос решается тогда, когда размер кристаллов циркона соизмерим с размером кристаллов других минералов, слагающих мариуполиты или меньше его. В таком случае индивиды альбита, нефелина или эгирина, расположенные внутри пустотелых кристаллов циркона, продолжаются за пределами их внешних контуров, что отчетливо видно по одновременному угасанию этих индивидов (рис. 9).

Таким образом, кристаллы циркона образуются позже эгирина, альбита и нефелина, разрастаясь в уже сформированном мариуполите путем его замещения.

К изложенному необходимо отнести еще две особенности нахождения циркона в мариуполитах. Во-первых, содержание циркона в разных участках мариуполитов, *даже среди пород совершенно одинаковой структуры* (в том числе и в мелкозернистом мариуполите), крайне изменчиво. В одних участках циркон практически отсутствует или содержание его ничтожно мало, а в других возрастает в десятки раз. Это свидетельствует о том, что образование циркона в процессе кристаллизации расплава или раствора мало вероятно, ибо минералы, кристаллизующиеся в свободной подвижной среде, распределяются в породе обычно значительно более равномерно. Во-вторых, довольно часто удается



Б



А

Рис. 9. Пустотелый кристалл циркона в мариуполите гнейсовидной сегрегационной структуры, заключающей реликты альбита и нефелина.

Снято:

А — без анализатора; *Б* — с анализатором; видно одновременное угасание участков индивидов альбита и нефелина, расположенных внутри и снаружи кристалла циркона. Увеличение 150

наблюдать концентрацию кристаллов циркона в виде «струек, дорожек» (рис. 10) или петель [1]. Наконец, следует принять во внимание, что подобно циркону мариуполитов в гранитных пегматитах встречаются скелетные и пустотелые (футлярообразные) формы роста кристаллов целого

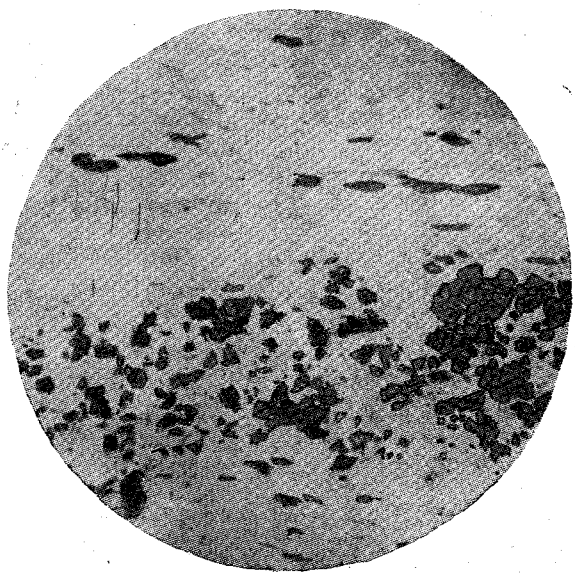
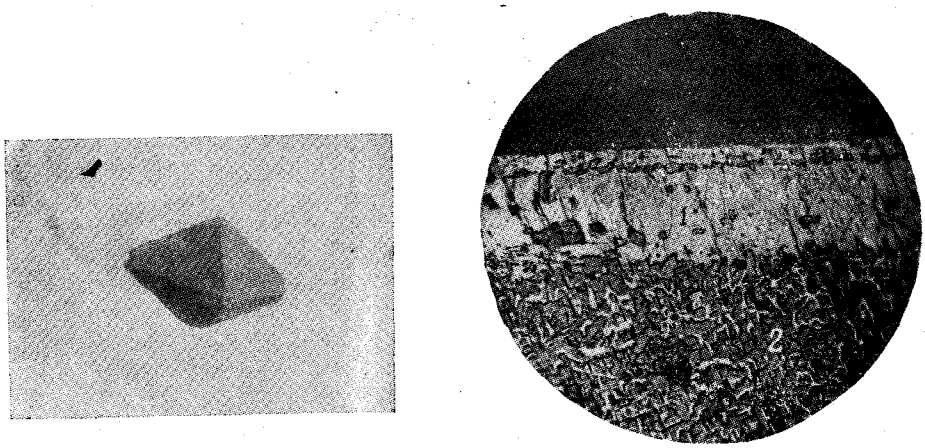


Рис. 10. Зона концентрации мелких кристаллов циркона в мариуполите гнейсовидной структуры. Снято без анализатора. Увеличение 20



а *б*

Рис. 11. Дипирамидальный кристалл циркона, извлеченный из зоны сахаровидного альбита пегматоида:

а — общий вид, натуральная величина; *б* — детали строения периферической части (*1*) и центральной (скелетной) части (*2*). Снято в отраженном свете. Белое — циркон; серое — альбит; черное — углубления на пришлифованной поверхности. Увеличение 20

ряда минералов. Такие кристаллы описаны В. Д. Никитиным с указанием критериев метасоматического способа их образования [10].

[1] На это указывала в свое время Л. Ф. Айнберг [1].

Итак, для кристаллов циркона характерны следующие особенности определяющие способ их образования:

1) наличие внутри кристаллов реликтов минералов, слагающих мариуполит;

2) чрезвычайно неравномерное распределение циркона в мариуполите, в частности, *различное его содержание в породах одной и той же структуры*;

3) струйчатое и петлеобразное расположение кристаллов в мариуполите.

Эти особенности свидетельствуют о метасоматическом способе образования кристаллов циркона в результате воздействия послемагматических растворов на различные по строению породы мариуполита.

Таким образом, и в «альбититах» кристаллы циркона развиваются путем замещения. Это обстоятельство, помимо фактов, упомянутых выше, подтверждается еще и тем, что в кристаллах циркона реликты альбита часто располагаются по зонам роста (рис. 11). Следовательно, имеет место лишь пространственная, а не генетическая связь циркона с «альбититами» и поэтому теряет смысл утверждение, согласно которому главная масса циркона образуется в процессе альбитизации.

Помимо мариуполитовых тел, циркон распространен и во вмещающих породах, где его содержание также изменчиво. Нередко оно почти такое же, как и в самих мариуполитах. Как указывалось, вмещающими породами в нашем случае являются сиениты, сиенитовые пегматиты и основные породы. Известно, что из перечисленных пород лишь породам сиенитового состава свойственна цирконовая минерализация. В основных породах циркон практически не встречается.

В связи с метасоматическим способом образования циркона в мариуполите, естественно, возникает вопрос и о способе и времени его образования во вмещающих породах. Скорее всего и во вмещающих породах кристаллы циркона образовались метасоматическим путем под воздействием тех же послемагматических растворов, т. е. одновременно с образованием кристаллов этого минерала в мариуполите.

Выводы

1. Выявлена ведущая роль процессов перекристаллизации и метасоматоза в формировании мариуполитов.

2. Установлен метасоматический способ образования кристаллов циркона как в мариуполите, так, по-видимому, и во вмещающих породах.

3. Обнаружено отсутствие генетической связи циркона с «альбититами».

* *
*

Автор выражает признательность В. Д. Никитину за обмен мнений и советы по затронутому вопросу, а также В. И. Кочневу-Первухову за помощь в оформлении графики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочный массив. Тр. ВГРО, 1933, вып. 196.
2. Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. Гл. упр. по заповедн., 1939.
3. Заварицкий А. Н. О пегматитах, как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всесоюзн. мин. о-ва, 1947, вып. 1.
4. Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. Зап. Всесоюзн. мин. о-ва, 1950, вып. 2.

5. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Слюды СССР, изд. ЦНИГРИ, 1937.
6. Куплетский Б. М. Щелочные пегматиты Мариупольского района. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1932, вып. 3.
7. Куплетский Б. М. Формации нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР. Серия II. Изд. АН СССР, 1937, вып. 3.
8. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдяных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, 1952, т. XXVII, вып. 2.
9. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, 1955, т. XXX, вып. 2.
10. Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. Кристаллография (Труды Федоровской научной сессии, 1953 г.). Углетехиздат, 1954, вып. 4.
11. Руденко С. А. О генезисе мариуполитов. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва (хроника), 1955, вып. 4.
12. Руденко С. А. О генезисе циркона мариуполитов. Зап. Всесоюзн. Мин. об-ва (хроника), 1956, вып. 4.
13. Царовский И. Д. Мариуполиты и связанные с ними пегматиты. Геологич. журнал АН СССР, 1940, т. 6, вып. 4.
14. Царовский И. Д. О характеристике остаточной кристаллизации Октябрьского (Мариупольского) щелочного массива. ДАН СССР, 1947, т. 57, № 5.
15. Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. Изв. АН СССР, серия геологич. 1954, № 4.
16. Царовский И. Д. О дифференциации, связанной с пегматитовым процессом нефелиновых сиелитов. ДАН УССР, 1956, № 3.
17. Morosewicz I. Uber Mariupoliteit ein extrem Glied der Flaeolithsyenite. Tscherm. Min. — Petz. S. 238. 1902, Mitteil, 21.