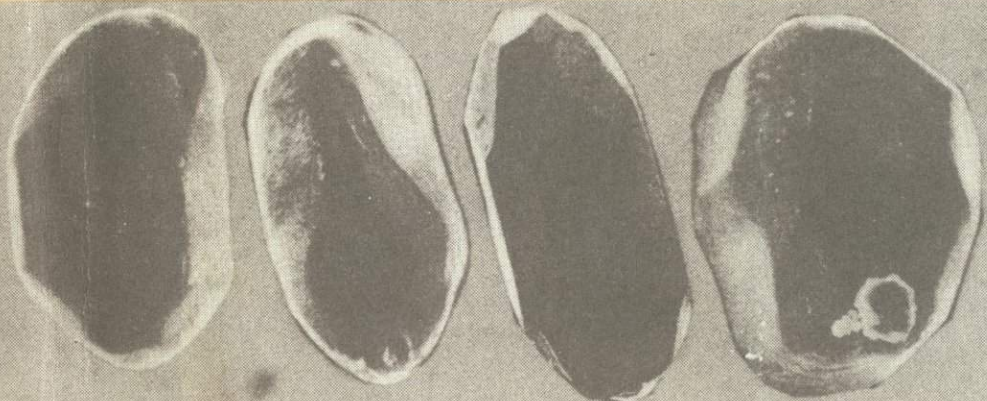


# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

на основании  
изучения  
акцессорных  
минералов



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
INSTITUTE OF LITHOSPHERE

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ДОКАМЕННЫХ ВЕКОВ

# GEOLOGICAL STUDIES OF THE PRECAMBRIAN

by accessory  
minerals

Editor-in-chief  
doctor of geology  
V.K. CHAIKOVSKY



MOSCOW  
"NAUKA"  
1985

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

4352  
на основании  
изучения  
акцессорных  
минералов

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В.К. ЧАЙКОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Геологические исследования докембрия на основании изучения акцессорных минералов. — М.: Наука, 1985.

Сопоставлены морфология и геохимия природных и синтезированных цирконов разных генетических типов. Рассмотрены минералогические аспекты геохронологического датирования. Проведены генетическая интерпретация, корреляция и палеогеологические реконструкции для докембрийских комплексов Балтийского, Украинского, Алданского, Анабарского щитов, Урала, Кавказа, Средней Азии на основании изучения циркона и других акцессорных минералов.

Табл. 26, ил. 73, библиогр. 199 назв.

Рецензенты:

*Г.Л. Горощенко, Д.А. Минеев*

Morphology and geochemistry of polygenetic zircons are compared between natural and artificial zircon types. Mineralogical aspects of geochronological dating are considered. Genetic interpretations, correlation and paleogeological reconstructions have been done according to the data on zircons and other accessory minerals for the Precambrian complexes of Baltic, Ukrainian, Aldan, Anabar shields and other regions: Urals, Caucasus, Middle Asia.

Reviewers:

*G.L. Gorostchenko, D.A. Mineev*

---

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ  
НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ**

*Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *Л.А. Антоненко*. Редактор издательства *М.А. Яценко*  
Художник *И.Ю. Нестерова*. Художественный редактор *Н.Н. Власик*  
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*. Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28953

Подписано к печати 22.04.85. Т — 00862. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,5 + 1,0 вкл. Усл. кр.-отт. 13,8  
Уч.-изд. л. 16,2. Тираж 650 экз. Тип зак. 213. Цена 2 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Одним из наиболее актуальных направлений современной геологии является изучение докембрийских вулканогенно-осадочных процессов. Оно призвано ответить на вопросы о составе древнейших областей сноса и поступавшего вулканического материала, об условиях среды в областях выветривания и в бассейнах осадконакопления и о закономерностях формирования руд. Для этого комплекса вопросов очень важным и информативным оказывается изучение ряда акцессорных минералов, которые при метаморфизме сохраняют признаки своего происхождения, даже когда вмещающая порода перекристаллизовалась и в значительной мере утратила изначальные черты генезиса. Предлагаемый коллективный труд показывает значение современных методов изучения акцессорных минералов, в первую очередь циркона, для целей палеогеологических реконструкций в метаморфических комплексах и в метаморфизованных отложениях докембрия. Такие исследования составляют неотъемлемую часть изучения докембрийских комплексов, на что одним из первых указал академик А.В. Сидоренко, по инициативе которого проводились исследования акцессорных минералов в различных регионах Советского Союза и которому принадлежит идея подготовки настоящей монографии.

Генетическая информация, которую дают акцессорные минералы, используется при изучении магматогенных пород для расчленения комплексов, типизации пород и металлогении, в осадочных породах — для палеогеографических построений, корреляции толщ, выявления особенностей диагенеза. Особое значение эта информация имеет для докембрийских комплексов, где она используется для решения вопросов о пара- и орто-типах метаморфических пород, для выявления особенностей генезиса и условий осадконакопления вулканогенно-осадочных отложений и установления докембрийских палеогеографических провинций, для определения влияния процессов метаморфизма и гранитизации на перераспределение акцессорных минералов и метаморфогенное рудообразование. Особенно важно для докембрийских комплексов то, что современные прецизионные методы радиологического датирования базируются на использовании определенных акцессорных минералов. Разумеется, не все эти вопросы нашли достаточно подробное отражение в данной монографии.

В первой части книги рассматриваются методы определения генезиса и радиологического возраста метаморфических пород по акцессорным минералам. На основе наблюдений над природными цирконами и экспериментальных исследований (растворения и синтеза) показаны различия между эвгедральными, округлыми и искаженной формы цирконами, которые возникают при метаморфогенном росте, растворении, истирании (окатывании) и деформациях. На примерах древнейших датировок, полученных для цирконов в СССР, показано, что использование ряда генераций циркона из одной породы в сочетании с изучением вероятных петрологических причин изменений минерала, особенно степени метамиктности, по-

зволяет получить согласованные и достоверные возрастные данные. Эффективность использования рудных минералов для выявления первичной природы кристаллических сланцев показана на примере руд черных металлов и вмещающих метаморфических пород, содержащих те же минералы в качестве аксессуаров, а первоначально представлявших собой рудоносную базальт-андезитовую вулканогенную формацию. В работе рассмотрена методика опробования метаморфических пород (гнейсов, амфиболитов, мигматитов) с целью изучения акцессорных минералов, даны обоснованные рекомендации. В этом разделе используются материалы по Кольскому полуострову, поэтому редколлегия сочла возможным поместить его во второй, региональной, части книги.

Во второй и третьей частях приведены детальное описание акцессорных минералов и вмещающих литолого-стратиграфических комплексов по различным регионам Советского Союза. На этой основе показано, как решаются вопросы генезиса, корреляции и рудоносности метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций и метаморфизованных отложений всех главных регионов распространения докембрийских комплексов.

В различных разделах монографии охарактеризованы акцессорные минералы докембрия Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского щитов, фундамента Восточно-Европейской платформы, Урала, Прибайкалья, Малого Кавказа, Западного Узбекистана, Памира, Дальнего Востока (Омолонский массив). В региональных очерках отражено непосредственное применение различных методических приемов к конкретным геологическим объектам. Рассматриваются особенности опробования слоистых пород; представлен опыт корреляции по акцессорным минералам беломорского комплекса Карелии и аульской серии Украинского щита; ряд работ (по фундаменту Белоруссии, Юго-Западному Узбекистану) позволяют сопоставить результаты изучения, проведенного по единой методике для цирконов, регенерированных при глубоком метаморфизме, и кластогенных, слабо измененных. Рассмотрена загадка шаровидного циркона гранулитовой фации и показано, что такая форма есть результат собирательной перекристаллизации при метаморфизме на кластогенной "затравке", имевшей первоначально призматическую форму (Анабарский щит). В работе приведены описания обширных ассоциаций акцессорных минералов, но особенно интересны описания, посвященные Малому Кавказу, где среди детально охарактеризованных акцессорных минералов метаморфических пород определены самородное золото, медь, свинец, цинк, железо. Для большого числа минералов приведены рентгеноструктурные, количественные, геохимические и петрологические данные. Ассоциации акцессорных минералов описаны в тесной увязке с петрохимией метаморфических пород.

Монография отражает современный уровень знаний, включает значительный новый материал по акцессорным минералам главных регионов развития докембрия в СССР и намечает пути дальнейших исследований в этой важной и весьма перспективной области современной геологии.

Во время работы над книгой большую пользу принесли обсуждения различных вопросов морфологии и генезиса акцессорных минералов с проф. В.В. Ляховичем. Авторы пользуются случаем выразить ему признательность.

## Часть I

# ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

---

### АКЦЕССОРНЫЙ ЦИРКОН МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕНЕЗИСА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Акцессорный циркон издавна привлекает особое внимание геологов, несмотря на трудности, связанные с его изучением (ничтожные концентрации, тонкая размерность и т. п.). Это объясняется его высокой информативностью, позволяющей решать многие геологические вопросы, и часто в тех случаях, когда иные подходы и методы оказываются малоэффективными.

В последнее время исследования акцессорного циркона находят все большее применение при изучении метаморфических формаций. Важны они и при исследованиях кристаллических толщ докембрия, поскольку в результате глубокого метаморфизма они теряют отчетливые признаки исходного строения и происхождения, и восстановление их природы может быть осуществлено лишь на основе специальных методов исследований, в том числе изучения акцессорного циркона.

**Основные направления в изучении акцессорных минералов метаморфических пород.** Для правильного понимания дальнейшего материала необходимо кратко рассмотреть историю основных направлений акцессорно-минералогических исследований докембрия<sup>1</sup>.

Использование акцессорных минералов, особенно циркона, с целью определения генезиса метаморфических пород началось, по-видимому, еще в конце прошлого столетия [196], когда было установлено, что округлые зерна циркона характерны для обломочных пород, а эвгедральные — для гранитов и других магматических пород среднего и кислого составов. Впоследствии обратили внимание на высокую эффективность исследования тяжелых минералов для палеогеографических построений в литологии [9, 10], однако сравнительно скоро выяснились существенные ограничения. Было показано, что существует значительная химическая миграция в условиях диагенеза, вследствие чего, например, на цирконе возникают наросты [154], а значительная часть акцессориев вообще исчезает в результате сегрегации вещества в конкрециях [151] и внутрислоевого растворения [186]. Существенное расширение исследований акцессорных минералов произошло в 50–60-е годы текущего столетия в связи с поисками новых видов сырья. Именно в это время акцессорные минералы стали рассматриваться как индикаторы геологических процессов [23, 78–84].

<sup>1</sup> Подробная библиография приведена в цитируемых работах.

К началу 60-х годов стала очевидной важность изучения акцессорных минералов для установления генезиса метаморфических пород докембрия. Начатые в то время под руководством академика А.В. Сидоренко широкие исследования в новом научном направлении — осадочной (экзогенной) геологии докембрия — позволили систематизировать и углубить эти работы [114, 116, 117—119], а сформулированный к тому времени единый принцип изучения геологических явлений в докембрийской и более поздней истории Земли [115] открыл возможность применения к докембрийским комплексам тонких методов исследования пород, разработанных в литологии и петрологии для неметаморфизованных горных пород фанерозоя. Акцессорный циркон в это время изучался для решения разнообразных вопросов происхождения и первичной природы метаморфических пород докембрия, в частности орто- и парагнейсов [36, 119, 133, 134, 142—144], амфиболитов [161, 175], гранулитов [25] и др.

К настоящему времени данные по акцессорным минералам используются при расчленении, корреляции и изучении рудоносности магматогенных пород, для решения вопросов палеогеографии, корреляции, диagenеза осадочных пород [84, 123 и др.], а также для метаморфических пород при разделении пара- и ортотипов кристаллических сланцев, выявлении особенностей генезиса и условий осадконакопления вулканогенно-осадочных отложений и развития докембрийских палеогеографических провинций, установлении влияния процессов метаморфизма и гранитизации на перераспределение акцессорных минералов и метаморфогенное рудообразование. Чрезвычайно важным для фаунистически немых толщ докембрия является то, что современные прецизионные методы радиологического датирования базируются на использовании монофракций определенных акцессорных минералов.

Особое место в комплексе акцессорных минералов кристаллического докембрия занимает циркон. Это обуславливается его широким распространением и присутствием, как правило, в разных ассоциациях минералов и различных по составу и генезису породах, повышенной кристалломорфологической чуткостью к физико-химическим и термодинамическим параметрам среды кристаллизации, значительной стойкостью к воздействию разрушающих и преобразующих агентов, достаточно широким набором элементов-примесей, присутствием радиоактивных элементов в сочетании с относительной геохимической консервативностью минерала.

Эти свойства циркона позволяют проводить исследования метаморфических пород докембрия по следующим направлениям: выяснение типа протолитов до разновидностей как магматических, так и осадочных пород; корреляция различных метаморфических толщ близкого петрографического состава, расчленение и сопоставление которых обычными геологическими методами невозможно или затруднительно; установление по кластогенному циркону характера размытых геологических формаций, областей сноса и направлений транспортировки материала; определение возраста пород, сингенетичных циркону, т. е. в случае осадочного происхождения метаморфитов — определение возраста участка земной коры, подвергнутого размыву, а также времени проявления метаморфизма. Помимо этого, возможно, видимо, решение таких вопросов, как длительность транспортировки и характер среды переноса циркона; наличие коры

выветривания в области денудации; фациальные условия образования исходных седиментогенных пород; проявления диагенеза; роль щелочного метасоматоза и палингенеза при метаморфизме и др.

Изучаемые признаки циркона включают: кристалломорфологические особенности зерен, их внутреннее строение, овальность ("окатанность"), удлиненность, характер поверхности, окраску, метамиктность, термолюминисценцию, геохимические особенности, абсолютный возраст, количество зерен, размер и особенности их распределения в пространстве. Несмотря на то что изучение цирконов метаморфических пород проводится уже много лет и имеется значительный опыт применения полученных данных, есть еще ряд сложностей в проведении таких исследований.

**Методика опробования.** Существует диспропорция между большим количеством работ, направленных на решение геологических задач и редкими методическими исследованиями, посвященными изучению оптимизации условий получения наиболее достоверных результатов. До сих пор не разработана методика отбора и обработки акцессорно-минералогических проб для метаморфических пород. Обычно пользуются рекомендациями и схемами, которые достаточно отработаны и успешно применяются при изучении акцессорных минералов магматических образований, главным образом гранитоидов [79 и др.]. Лишь для пород повышенной основности — амфиболитов — были предприняты специальные методические разработки [65, 66]. Если при дроблении и минералогическом обогащении метаморфических пород, возможно, и нет оснований отказываться от разработанных методов, то сложнее обстоит дело с методикой опробования. Для нее особое значение приобретают геологические и текстурные особенности исследуемых массивов, по которым метаморфические толщи во многих отношениях ближе к осадочным, чем магматическим образованиям. Кроме того, многие докембрийские кристаллические комплексы по своей первичной природе являются существенно седиментогенными [114, 115 и др.], в связи с чем перенесение принципов опробования магматических тел на метаморфические приводит к неопределенности в интерпретации полученных данных. Вопрос этот практически не изучен и требует более пристального внимания.

**Морфология и генезис зерен циркона.** При исследованиях циркона метаморфических пород вопрос о таких классических параметрах, как "окатанность" и "удлиненность" зерен, не решается с наглядной очевидностью. Идея их использования в осадочных отложениях проста: транспортировка кристаллов вызывает обтирание и сглаживание углов, ребер и граней, сокращает длину зерен и приводит к появлению овальных и слабо удлиненных форм (отношение длины к ширине менее 2), что и подтверждается статистически на обширном материале [188]. Убедительность ряда работ этого плана [161, 182, 174] способствовала широкому использованию этих критериев при восстановлении первичной природы метаморфических пород. На их основании был пересмотрен генезис древнейших гранитоидных и гнейсовых образований в разных регионах Земли. Однако дальнейшие исследования показали, что не всегда овальные и укороченные зерна циркона являются обломочными [132, 192].

В связи с этим особое внимание привлекает присутствие в некоторых гнейсах и других глубокометаморфизованных породах изометричнооваль-

ных, вплоть до шаровидных, зерен циркона. Возможность появления почти шаровых форм за счет окатывания при транспортировке удлиненных кристаллов сомнительна [80], поэтому для объяснения изометричной формы детритовых зерен циркона приходится допускать, что они образовались за счет первичных магматических кристаллов изометричной формы, а такая в общем не характерна для циркона. Более вероятно, что такие зерна циркона чаще всего являются метаморфогенными, а их морфологические особенности вызываются кристаллизацией индивидов циркона в условиях большого давления, высокой температуры и пространственной стесненности [30, 52, 124, 132]. Детальные наблюдения над поверхностью зерен подтверждают такое предположение: под электронным микроскопом обнаруживается, что поверхность зерна состоит из большого количества мелких иррациональных граней свежего облика, обилие которых создает впечатление шаровидности, о чем подробнее будет сказано ниже. Таким образом, при решении вопроса о кластогенности зерен циркона детритовая природа "окатанности" и "удлиненности" должна каждый раз доказываться детальными минералогическими, топологическими и геохимическими исследованиями.

Такие широко используемые критерии, как поверхность зерна (свежая, гладкая — показатель синхронности породе, матовая — признак детритовой природы циркона), по данным некоторых исследователей [30, 48, 61], недостаточно убедительны без специальных наблюдений.

**Значение окраски и метамиктность.** Не в меньшей мере требуется осторожность при использовании такого свойства циркона, как окраска. В результате работ И.Т. Томита [195] появилось представление о типичности розовой окраски для цирконов архейских формаций. При этом интенсивность ее ставилась в прямую зависимость от степени радиоактивного воздействия на минерал со стороны присутствующих в нем радиоактивных элементов и, таким образом, представлялась функцией возраста циркона [133 и др.]. Однако последующие работы показали влияние вторичного прогрева пород, вызывающего обесцвечивание циркона [131, 164]. Появились также данные о том, что циркон иногда меняет окраску под воздействием солнечного света [4], т. е. участие циркона в процессах выветривания может затруднить использование окраски для реконструкции первичной природы этого минерала и корреляции осадочно-метаморфических толщ с породами области размыва. В то же время зависимость окраски от разных причин (радиоактивность, длительность существования, дефекты решетки, термическая и гипергенная история, примеси), напротив, предполагает перспективность использования этого параметра при детальном исследовании.

Проявление метамиктности обычно связывали с количеством радиоактивных элементов в цирконе и его возрастом [85, 172]. Недавние работы [58, 101, 102] показали, что степень метамиктности зависит не только от указанных причин, но и от ряда других факторов, в первую очередь от генезиса, регулирующего особенности состава и структурного строения кристалла: неустойчивое состояние структуры усиливает разрушающее воздействие радиации. Кроме того, было отмечено, что степень метамиктности может находиться не только в прямой, но и в обратной зависимости от фактора времени.

Изложенное показывает, что в исследованиях метаморфических пород при помощи циркона имеются свои противоречия. В ряде работ используются только отдельные параметры, обычно наиболее легко поддающиеся изучению, например традиционные "окатанность", "удлиненность", и на основании этого делаются выводы. Такой подход к изучению минералогии циркона нельзя считать правильным. Лишь детальность, комплексность исследований и рассмотрение всех доступных современному изучению параметров позволят решать задачи на уровне современных знаний.

**Перспективные методы исследования:** применение ЭВМ, электронной микроскопии и геохимического микрозондирования; моделирование экзогенных воздействий. Развитие исследований метаморфических пород при помощи циркона должно быть связано, очевидно, с широким внедрением тонких и точных методов изучения этого минерала, с проведением экспериментального моделирования и применением методов математической статистики и электронно-вычислительных машин, с использованием методов и идей онтогении, с комплексным подходом в исследованиях.

Общеизвестно многообразие кристаллографического облика циркона и причин, обуславливающих его. Описание большого количества граней, сложные комплексные их сопоставления при генетических и корреляционных исследованиях нередко носят качественный характер, страдают подчас односторонностью из-за стремления достичь наглядности, в противном случае — громоздкостью. Метод статистического изучения всех возможных вариантов сочетания пирамидальных и призматических граней с учетом теоретических и реально существующих показал, что имеется 194 типа и подтипа кристаллов циркона [191]. Естественно, что с позиций традиционного подхода "ручной обработки" такая классификация кажется громоздкой и трудно реализуемой. Использование ЭВМ, при помощи которой можно получать объективные данные на точной количественной основе с учетом всего многообразия связей, даст возможность выйти на новый уровень кристалломорфологических исследований циркона.

Чрезвычайно плодотворным представляется применение идей и методов онтогении минералов, прежде всего детальных топологических исследований при помощи микроэлектронной и другой высокоразрешающей аппаратуры. Активно развивающееся в последние годы генетическое направление в минералогии [27, 28, 35] показало большие возможности в познании генетической истории кристалла, которая, как правило, в нем закодирована и признаки которой удается "поймать" детальными и высокоточными методами изучения особенностей морфологии и поверхности кристаллов. Вероятностно-статистический подход к исследованиям топологических особенностей кристаллов под электронным микроскопом позволяет восстановить генезис кристаллов и прожитую ими жизнь [127, 128]. Применение такого метода к циркону и статистическое накопление данных по этому вопросу позволит увереннее определять природу микроскульптур на его поверхности — наростов, выбоин, штрихов, борозд — и ответить на вопрос, являются ли они продуктом кристаллизационного роста, растворения или механического воздействия. По мере накопления данных появится принципиальная возможность выработки критериев различия борозд истирания, возникших в разных фациальных условиях осадкообразования — золотых, морских, речных — по тонким особенностям их морфологии и

пространственному положению, а также кислотно-щелочных и температурных условий растворения поверхности кристалла, что, можно полагать, позволит диагностировать циркон, прошедший стадию выветривания. Такие работы уже имеются для кварца [153, 165].

Большие возможности открывает микрозондовый метод изучения акцессорного циркона. Микропрофилирование от центра к краю зерен может помочь в диагностировании процессов выветривания, которые пришлось испытать зернам циркона в дометаморфический период. При изучении способности циркона к выветриванию было высказано предположение о понижении в цирконах при выветривании содержаний элементов-примесей [156]. Оно находится в хорошем соответствии с экспериментальными данными по растворимости циркона в HF [168] и было подтверждено исследованиями Ледента и других, установившими, что в цирконах из песков пляжей побережья Северной Америки содержание урана в несколько раз ниже, чем в цирконах из кристаллических пород, питающих эти пески — вследствие потери микроэлементов при транспортировке и выветривании [178].

Интересные результаты получены также при детальном исследовании цирконов из парагнейсов, гранитов и мигматитов Южных Альп [178]. При помощи микрозондирования в пределах детритовых и недетритовых (этапа мигматизации) цирконов было изучено распределение урана, иттрия, фосфора, кальция и установлены более низкие содержания этих элементов-примесей в детритовых зернах (рис. 1). В этом отношении представляют интерес также данные по распределению некоторых элементов в цирконах из гренландских рапакиви, полученные при помощи протонного микроанализатора [157]. Характер кривых распределения свинца, урана, таллия — повышенные содержания в каемке обрастания и в самом центре ядерной части и пониженные — во внешней части ядра, вызвавший определенные затруднения в интерпретации, можно объяснить, если учесть возможное влияние гипергенного этапа существования детритового ядра на его крайнюю зону (рис. 2). Точно так же можно заметить снижение концентраций элементов-примесей в самой внешней части некоторых зерен-ядер в сравнении с внутренними их частями для цирконов чарнокитоидов, детально изученных А.А. Краснобаевым [52]. У кривых содержаний урана, свинца, иттрия, фосфора и гафния на границе ядра с каемкой нарастания — перегиб, вызванный спадом концентрации этих элементов во внешней части ядра шириной около 10–20 мкм (рис. 3). "Скачки" содержаний на границе ядро-оболочка автор объясняет слабой связью между ними, вероятным захватом чужеродного материала и сорбцией; однако это явление можно объяснить консервацией признаков воздействия экзогенной среды на непосредственно соприкасающуюся с ней поверхностную оболочку детритового зерна.

Исходя из того, что циркон нередко сохраняет топологические признаки влияния условий гипергенного этапа, несмотря на глубокий метаморфизм пород, логично предположить возможность сохранения и обнаружения геохимических признаков этого этапа. Накопление материала по этому вопросу позволит разработать геохимические критерии определения детритовой природы циркона. При этом, вероятно, принципиально возможно по особенностям поведения микроэлементов во внешней зоне получать

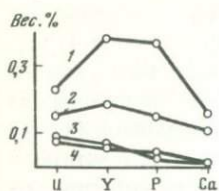


Рис. 1

Рис. 1. Содержание урана, иттрия, фосфора и кальция в цирконах, сингенетических мигматитах (1, 2), и детритовых (3, 4), Южные Альпы

Использованы средние арифметические значения для совокупности различных размерных фракций каждого образца [178]

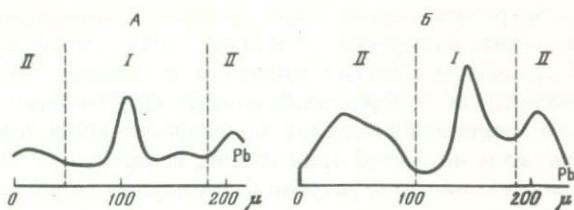


Рис. 2

Рис. 2. Распределение свинца в цирконах из ядра (I) и оболочки (II)

A — продольный профиль (зерно 1); B — поперечный профиль (зерно 2) [157]

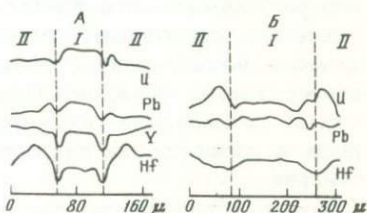


Рис. 3. Изменение содержаний элементов-примесей в цирконах, по данным микрозондовой профильной съемки полигенерационных кристаллов

A, B — складчатые чарнокитоиды, Южный Урал; B — позднескладчатые автохтонные чарнокитоиды Центрально-Кольского антиклинория. I — ядро, II — оболочка [52]

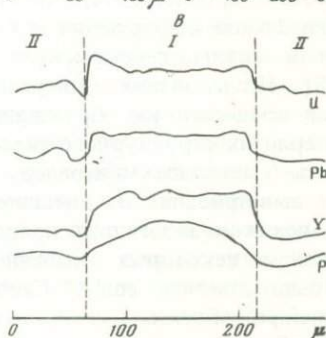


Рис. 3

сведения о характере гипергенных процессов (гумидное или аридное выветривание, золовый, морской или речной тип отложений и т. д.).

В связи с изложенным важно еще одно направление работ — экспериментальное моделирование различных условий осадочного цикла существования циркона с целью изучения особенностей их воздействия на этот минерал. Примером такого рода работ является экспериментальное изучение влияния дальности транспортировки на форму зерен тяжелых минералов, в том числе циркона, на искусственных смесях минералов с заранее изученными свойствами аппаратурой, имитирующей перенос на различные расстояния [159]. Разнообразия условия опытов, можно приблизить их к различным фаціальным обстановкам — морской, речной, золовой и т. д. [173, 199]. При этом можно проводить опыты по имитации не только механических, но и физико-химических параметров тех или иных сред [152, 183].

Необходимо широкое использование результатов тонких исследований из области осадочной геологии, литологии, в частности, таких, как наблюдения над пространственным распределением тяжелых минералов, в том числе циркона, в мелких стратификационных элементах, образующихся в различных фаціальных и динамических условиях. Примером

такой работы может служить изучение особенностей распределения акцессорных минералов в песчаных валах берегов Балтийского моря [180]. К подобным работам относится сравнение при помощи электронного микроскопа тонких особенностей поверхности тяжелых минералов из песков трех зон побережья: приливно-отливной, пляжевой и дюнной [179]; при этом получены (для кварца и магнетита) интересные результаты о том, что микроструктуры на минералах образуются не только при механическом, но и химическом воздействии, причем в приливно-отливной зоне последнее даже преобладает, что заставляет по-новому оценивать роль химического фактора в тех случаях, когда зерна минерала, казалось бы, испытывают только механическую обработку. Приведенные примеры исследований осадочных пород и процессов показывают, что данные такого рода, целенаправленно систематизированные исследователями метаморфических комплексов, могут оказать существенную помощь в расшифровке природы протолитов метаморфических пород докембрия.

Можно предполагать, что определенные возможности получения дополнительной информации о генезисе и дальнейшей истории циркона таются в новом, генетическом, направлении кристаллохимии минералов [130]. Исследования минералов различного происхождения, моделирование процессов их образования и преобразования позволяют выявить критерии их структурного типоморфизма и тем самым дают возможность судить о генезисе минералов. Так, представляется вероятным, что влияние выветривания на внешние части зерен, улавливаемое геохимически, или первично-экзогенная природа циркона должны сопровождаться появлением некоторых особенностей структурного состояния вещества, что было отмечено еще С. Саксеной [192]. Эти вопросы ждут своей дальнейшей разработки.

**Проблема шокового метаморфизма.** Следует отметить возможность использования циркона для решения некоторых специфических вопросов и, прежде всего интересной и многообещающей для познания геологических процессов Земли и других планет проблемы диагностики ударного (шокового) метаморфизма. Последний отличается, как правило, от обычных земных очень высокими температурами и огромными (но кратковременными) давлениями. Именно такие условия (при температуре выше  $1676^{\circ}\text{C}$ ) вызывают распад кристаллического циркона на две фазы:  $\text{ZrO}_2$  (бадделейт) и  $\text{SiO}_2$  [221, 162]. Это явление (при отсутствии метамиктного распада циркона) может служить поисковым критерием признаков метеоритной обработки пород, которые могут сохраниться и после регионального метаморфизма этих пород. Возможность сохранения при этом бадделейтовой и силикатной фаз требует специальных исследований. Имеющиеся экспериментальные данные по синтезу циркона за счет указанных фаз показали обнадеживающие результаты [31]: для появления на их месте циркона требуются очень большие температуры, которые, как правило, не достигаются при региональном метаморфизме.

В работах, посвященных диагностике шокового метаморфизма, частичный или полный распад циркона на бадделейт и силикатное стекло был описан в тектитах [158] и кратерных стеклах [163]. На основании детального изучения псевдоморфных продуктов распада циркона (двуокиси

циркония и кремния) был сделан вывод об импактном происхождении стекол Ливийской пустыни за счет ударно-метеоритного воздействия [177]. Таким образом, обнаружение микроскопическими, рентгеноструктурными и микронзондовыми исследованиями присутствия в неметамиктном кристаллическом цирконе (или на его месте) псевдоморфной смеси бадделейта с кремнеземом или хотя бы реликтов бадделейтовой фазы может указывать на признаки шокового метаморфизма. В связи с исследованиями ранних периодов геологического развития Земли [107, 108], вероятно, будут выявлены сформированные в период метеоритной бомбардировки наиболее древние участки земной коры, подобные известным на Луне и других планетах. Можно предполагать, что неметамиктный распад циркона с возникновением бадделейтовой фазы, редкой для геологических формаций, будет иметь важное значение для дальнейших исследований в этом направлении.

Изложенные данные показывают, что изучение акцессорного циркона позволяет решать широкий круг вопросов геологии глубокометаморфизованных докембрийских горных пород.

Для дальнейшего развития комплекса методов необходимы: разработка методики акцессорно-минералогического опробования метаморфических образований; использование высокоточной и высокочувствительной аппаратуры (микронзонд, электронный микроскоп, высокоразрешающие оптические приборы); применение электронно-вычислительной техники при обработке данных по обширному спектру свойств циркона; использование идей и методов онтогении минералов, тонких топологических и геохимических исследований циркона; развитие генетически-кристаллохимического направления работ в применении к циркону разного генезиса; моделирование и экспериментальное изучение условий, отвечающих разным природным обстановкам существования циркона в гипогенный и гипергенный этапы; изучение, систематизация и обобщение результатов исследования циркона из осадочных пород с целью экстраполяции их на метаморфические образования.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ЦИРКОНУ

Акцессорные цирконы широко используются для датирования пород U-Pb-изотопным методом. Главное достоинство этого минерала — широкое распространение в самых различных по составу и происхождению породах, устойчивость к внешним факторам воздействия, сравнительно высокое содержание радиоактивных элементов, изоморфно замещающих цирконий в структуре минерала и, наконец, отсутствие сродства к свинцу, что обеспечивает чисто радиогенную природу свинца [15]. Характерные морфологические особенности минерала, определяемые физико-химическими условиями его кристаллизации и последующего преобразования [171, 189, 192], позволяют увязывать измеряемые возрасты с определенными моментами геологической истории включающей его породы.

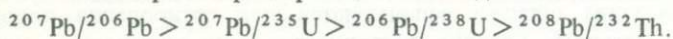
**Влияние метаморфизма.** Большая устойчивость циркона к механичес-

кому воздействию, связанная с малыми размерами и большой твердостью его кристаллов, отсутствием спайности и химической устойчивостью, обуславливает присутствие его в осадочных породах в виде терригенных окатанных зерен с корродированными матовыми поверхностями. При прогрессивном региональном метаморфизме с участием флюидной фазы обрастание зерен циркона новой генерацией начинается уже на зеленосланцевой стадии. Обрастания обычно неполные, что придает кристаллам неправильную бугристую форму. На амфиболитовой стадии метаморфизма обрастание зерен уже полнее. Наиболее правильная округлая форма у цирконов из гранулитов. По-видимому, кристаллизация в условиях высоких давлений и температур способствует приобретению кристаллом изометричной формы. Блестящие поверхности, многочисленные грани свидетельствуют о новом росте зерен либо о полной перекристаллизации старых, но не об окатанности циркона (рис. 4). При анатексисе происходит кристаллизация идиоморфных призматических зерен циркона, однако первично осадочная природа породы улавливается по иногда сохранившимся округлым ядрам. Анатексис в условиях гранулитовой фации приводит к росту специфичных уплощенных зерен минерала. При метаморфизме магматических пород цирконы обычно сохраняют призматический облик и характерное зональное строение, однако имеет место некоторое сглаживание ребер и головок кристаллов.

Содержание радиоактивных элементов в метаморфогенных цирконах сильно колеблется, причем часто различие в их содержании между ядром и оболочкой может достигать целого порядка. Терригенные цирконы, как правило, слабо радиоактивны, ибо в процессе выветривания и окатывания удаляются наиболее радиоактивные, менее устойчивые внешние зоны кристаллов, переживают седиментогенез лишь наиболее "чистые" зерна.

Многообразие внешних форм циркона, говорящее о сложности и длительности истории этого минерала в метаморфических горных породах, заставляет особенно внимательно подходить к интерпретации получаемых по нему значений возраста.

**Интерпретация дискордантных цифр возраста.** Большинство метаморфических превращений циркона сопровождается нарушением U-Pb-изотопной системы минерала, что ведет к дискордантности, расхождению значений возраста, получаемых по различным изотопным отношениям. Для этого минерала характерна такая последовательность возрастов:



Она означает либо вынос радиогенного свинца, либо добавку к системе урана. Данные многих исследователей говорят о том, что для потери свинца структура минерала должна быть предварительно разупорядочена, чему способствует легкий переход структуры циркона в метамиктное состояние.

Интерпретация дискордантных возрастных значений, получаемых для аксессуарных цирконов, возможна лишь графическим путем на изохронных диаграммах. Наиболее широко используется для этих целей диаграмма с конкордией в системе координат  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  [148, 198] (рис. 5).

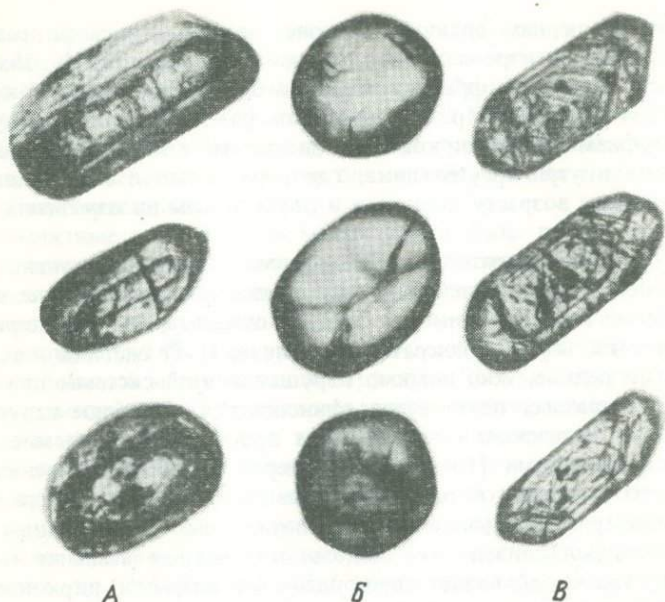


Рис. 4. Типы акцессорных цирконов в метаморфических породах  
 А - в глиноземистых гнейсах; Б - в гранулитах; В - в гранито-гнейсах

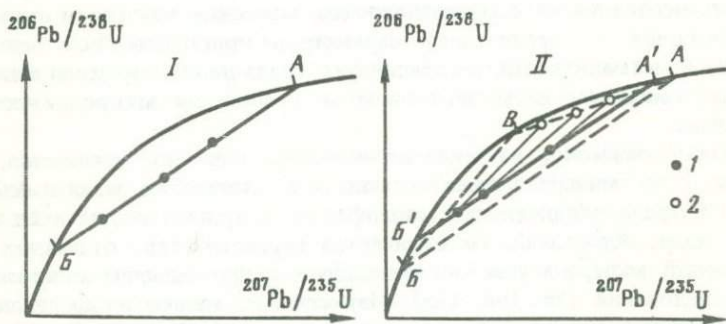


Рис. 5. Изохронная диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для акцессорных цирконов метаморфических пород

Нарушение U-Pb-системы: I — однократное, II — двукратное

1 — положение точек цирконов при нарушении U-Pb-системы: 1 — двукратном, 2 — однократном

А — время образования цирконов; Б, В — время изменения цирконов; А'—Б' — ложная изохрона

При однократном метаморфизме для серии когенетичных цирконов на графиках с конкордией удается установить как возраст субстрата, так и время наложенного метаморфизма. При многократно проявленном метаморфизме интерпретация получаемых результатов затруднена. Представляется многообещающим для установления возраста субстрата и времени наложенного метаморфизма метод построения внутренних

4352



изохрон для различных фракций циркона, различающихся по размеру, удельному весу, электромагнитной восприимчивости [194]. Подразумевается, что отдельные фракции циркона содержат различные количества разноразрушенных или разновозрастных фаз минерала. При двукратном метаморфизме точки цирконов на диаграмме с конкордией должны расположиться внутри треугольника, где пересечения с конкордией отвечают исходному возрасту цирконов и двум этапам их изменения (рис. 5, II).

Однако уже при двукратном метаморфизме возможно получение ложных изохронных зависимостей, где пересечения с конкордией не имеют реального геологического смысла. Следует отметить, что для цирконов метаморфических пород однократное нарушение U-Pb-системы — явление исключительно редкое, ибо, помимо нарушения этой системы при метаморфизме, в цирконах почти всегда фиксируется повторное нарушение U-Pb-системы в недалеком геологическом прошлом, связываемое некоторыми исследователями [166, 167] с потерей свинца при падении гидростатического давления в результате вывода пород к поверхности, где происходит растрескивание пород и потеря ими поровой воды, уносящей радиогенный свинец. Эта модель, получившая название модели расширения, удачно объясняет дискордантные возрасты цирконов Канадского щита, для которого известно время воздымания отдельных его участков.

Правильная интерпретация U-Pb-измерений возраста для полиметаморфических комплексов пород возможна лишь при сочетании геохронологических исследований с минералого-геохимическим изучением акцессорных цирконов — определением параметров кристаллической решетки, степени ее метамиктности, распределения урана по объему зерен методом треков, микросондовым изучением распределения микропримесей в кристаллах.

Геохронологическое изучение акцессорных цирконов начинается, как правило, с их минералогического описания, выявления различных генераций минерала, установления многофазности кристаллов, наличия внутренних ядер, обрастаний. Геохимическая характеристика отдельных фаз и генераций минерала успешно проводится с применением микросондовых исследований [56, 168, 178]. Изучается не только распределение в зерне урана и тория, но и таких элементов, как Hf, Y, P, Ca, Fe, TR и др. Для докембрийских цирконов иногда удается оценить содержание свинца, т.е. получить качественную оценку возрастных соотношений различных фаз минерала.

Ценные сведения о распределении радиоактивных элементов в зернах акцессорных цирконов дает изучение треков нейтронно-индуцированного деления урана [44, 169]. Знание соотношения различных фаз в минерале, содержания в них радиоактивных элементов позволяет подобрать правильную методику их раздельного геохронологического изучения.

Дискордантность получаемых по цирконам возрастов во многом обусловливается особенностями их структуры, для которой характерен переход в метамиктное состояние. По мнению многих исследователей [7, 170, 185], метамиктные превращения являются в значительной степени результатом смещения атомов в решетке под влиянием  $\alpha$ -частиц распа-

дающихся урана и тория, т.е. имеют чисто радиационную природу. Это подтверждается пропорциональной зависимостью степени метамиктности от полученной кристаллом дозы облучения. Не исключено существование и генетических причин метамиктности [50]. Метамиктность циркона может быть оценена химическим путем, при помощи рентгеноструктурного анализа по изменению параметра элементарной ячейки, методом инфракрасной спектроскопии.

Метамиктные цирконы или метамиктные фазы внутри циркона легче подвергаются влиянию химического воздействия, которому придается основное значение в нарушении U-Pb-изотопной системы [140]. Выявленные методами микронзондового или трекового анализа фазы, обогащенные ураном, могут быть удалены при селективном растворении, поскольку из-за большей метамиктности структуры они менее устойчивы к кислотному воздействию. Появляется возможность селективного анализа различных фаз внутри зерен циркона, соответствующих различным этапам их жизни. Изучение степени метамиктности структуры цирконов дает возможность наметить термическую историю породы, поскольку в ходе термического отжига кристалличность структуры восстанавливается. Как было сказано выше, степень метамиктности пропорциональна дозе облучения, т.е. является функцией возраста минерала и содержания в нем радиоактивных элементов. Для цирконов метаморфических пород это большей частью возраст последнего термального метаморфизма. Таким образом, степень метамиктности структуры цирконов дает возможность оценить время последнего термального метаморфизма даже тогда, когда U-Pb-система в цирконах не была нарушена, т.е. когда его невозможно установить U-Pb-изотопным методом.

Приемы, применяемые при датировании метаморфических пород U-Pb-изотопным методом, удобнее продемонстрировать на конкретных примерах.

Комплексное геохронологическое изучение цирконов Приладожья, Прибайкалья и Омолонского массива. Северное Приладожье представляет собой район развития пород преимущественно терригенной ладожской формации, обтекающей гранито-гнейсовые купола фундамента и участвующей совместно с ними в классической метаморфической зональности от зеленосланцевой до гранулитовой фаций [121, 122].

Морфологическое изучение акцессорных цирконов в кварцитах и гнейсах ладожской формации показало их терригенное происхождение из пород фундамента карелид. Во всех зонах прогрессивного метаморфизма вплоть до появления первых мигматитов новообразованных зерен циркона не наблюдалось. Гранулитовая зона метаморфизма характеризуется преобладанием идиоморфных новообразованных зерен циркона. Знание условий метаморфизма (при температуре от 400–450°С в зеленосланцевой зоне до 650–700°С в гранулитовой и давлении 3 кбар) давало возможность оценить устойчивость U-Pb-системы цирконов при воздействии на них метаморфизма различной интенсивности.

Мы провели комплексное геохронологическое изучение акцессорных цирконов [126]. Попытка датирования метаморфических цирконов методом внутренней изохроны не дала положительных результатов. Линейная зависимость, полученная на изохронной диаграмме с конкордией для

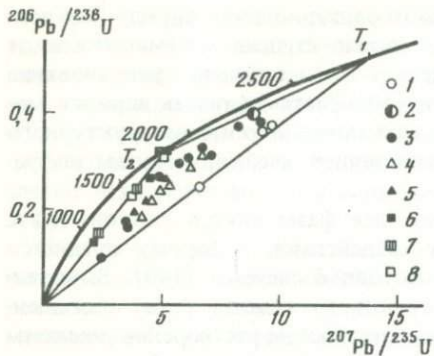


Рис. 6. Изохронная диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для акцессорных цирконов из пород Северного Приладожья (1–7):

1 — неизмененных гранито-гнейсов, 2 — ядер цирконов, 3 — измененных гранито-гнейсов, 4 — кварцитов, изограда биотита и граната, 5 — кварцитов, изограда силлиманита, 6 — гнейсов гранулитовой фации метаморфизма, 7 — чарнокитов; 8 — минерализация в карбонатах.  $T_1$  — 2750,  $T_2$  — 1870 млн. лет

различных фракций цирконов двух проб пород, оказалась ложной. Пересечения с конкордией отражали не реальные возрасты, а пропорциональность нарушений в U-Pb-системе при двукратном воздействии по меньшей мере. По данным этих проб нельзя оценить ни возраст субстрата, ни время метаморфизма толщи. На рис. 6 приведена диаграмма с конкордией для цирконов, выделенных из гранито-гнейсовых куполов и кварцитов и гнейсов ладожской формации. Точки цирконов из неизмененных гранито-гнейсовых куполов определяют изохрону в 2750 млн. лет, проходящую через начало координат. Другая изохрона, построенная по цирконам из гнейсов гранулитовой фации метаморфизма и чарнокитов и также проходящая через начало координат, отсекает на конкордии значение возраста в 1870 млн. лет. Изохрона датирует новообразованные в процессе метаморфизма зерна цирконов, т.е. отвечает времени послаладожского метаморфизма.

Точки по другим цирконам располагаются внутри треугольника, ограниченного этими изохронами, свидетельствуя о двукратном нарушении изотопной U-Pb-системы. Если бы ее нарушение имело место только 1870 млн. лет назад при послаладожском метаморфизме, точки по цирконам расположились бы на прямой 2750–1870 млн. лет. Действительно, точка ядра циркона (после селективного удаления оболочки) лежит именно на этой прямой, свидетельствуя об однократном нарушении системы в этой фазе.

Наблюдается четкая закономерность в расположении точек на изохронной диаграмме — чем в более высокотемпературную зону метаморфизма они попадают, тем ближе располагаются к изохроне 1870 млн. лет.

Возрастание содержания урана в цирконах при переходе в более высокотемпературные зоны метаморфизма привело нас к мысли о возможном вхождении урана в циркон при послаладожском метаморфизме как причине нарушения U-Pb-системы в них. Реальность этого процесса подтверждена нами при изучении распределения урана в объеме кристаллов методом треков.

Для цирконов из неизмененных гнейсовых куполов характерно низкое и равномерное распределение урана по всему объему зерна. В цирконах из гранито-гнейсовых куполов, затронутых послаладожским метаморфизмом, наблюдается резкое обогащение ураном внешних обрастаний циркона, а также трещинных заполнений (рис. 7). В цирконах ладожской фор-

мащин, несмотря на отсутствие видимых обрастаний, внешние зоны зерен также обогащены ураном. По-видимому, механизм добавления урана к цирконам был различен — оно происходило либо путем дораствания новой генерации циркона в гранито-гнейсах, либо сорбцией на его поверхности в кварцитах ладожской формации. Повышенные содержания урана в метаморфизирующих растворах могли быть связаны с самоочищением породообразующих минералов от элементов-примесей в ходе прогрессивного метаморфизма [34]. Если метаморфизирующие растворы содержали повышенные концентрации циркония, что более характерно для сланцевых ритмов, происходило образование наростов новой генерации.

Возникшие 1870 млн лет назад при постладожском метаморфизме участки новообразованных цирконов, обогащенные ураном, со временем стали наиболее уязвимыми из-за радиационных нарушений, что хорошо выявляется при протравливании приполированных шлифов плавиковой кислотой (рис. 8). Метамиктные участки значительно лучше поддаются травлению, они не ограничиваются только зоной обрастания, а проникают внутрь кристаллов по трещинам и не всегда, по-видимому, являются следствием повышенных концентраций урана.

Двухфазность цирконов выявляется и при изучении степени метамиктности цирконов методом инфракрасной спектроскопии [26]. На рис. 9 показана зависимость степени метамиктности этих цирконов от дозы облучения, рассчитанной на возраст, который получен по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , и на возраст в 1900 млн лет. Точки не попадают на линию, определяемую однофазными цирконами, а располагаются в области более высокой кристалличности. Это связано с тем, что при достижении дозы облучения в  $6 \cdot 10^{15}$   $\alpha$ -расп./мг структура циркона становится полностью метамиктной и дальнейшее увеличение дозы облучения не фиксируется данными инфракрасной спектроскопии. Поскольку в терригенных цирконах ладожской формации очень высокие содержания урана связаны с узкой поверхностной зоной, доза облучения, полученная основным объемом зерна, много ниже средней величины.

Взаимосвязанность двух процессов, ведущих к нарушению U-Pb-изотопной системы в двухфазных цирконах Северного Приладожья, очевидна. Чем больше урана было добавлено к циркону при постладожском метаморфизме, тем сильнее нарушена его структура к настоящему времени и, как следствие этого, тем большей была потеря радиогенного свинца. Лишь комплексное минералого-геохимическое изучение аксессуарных цирконов в сочетании с U-Pb-изотопным методом датирования позволило установить как возраст метаморфизма, так и процесс, ответственный за нарушение U-Pb-системы в цирконах.

Мы изучали также метаморфическую историю вулканогенно-осадочных пород шарьжалгайской серии. Шарьжалгайский блок протягивается на 300 км в северо-западном направлении от юго-западного побережья оз. Байкал, где он обнажается на протяжении 70 км. В пределах блока наиболее распространены глубокометаморфизованные породы шарьжалгайской серии, параллелизуемой с самыми низами архейских толщ Алданского щита. Особенности геологического строения района рассмотрены в работе А.А. Шафеева и И.Н. Крылова [67]. Среди наиболее глубокометаморфизованных пород (гранулитовая формация) преобладающими являются



Рис. 7. Распределение треков индуцированного деления урана в цирконах: *а* — мигматизированного гранито-гнейса, *б* — кварцита, изограда силлиманита

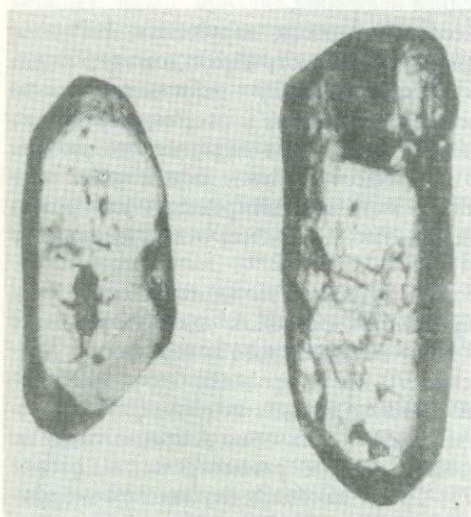
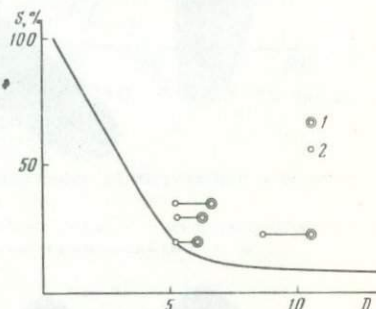


Рис. 8. Картина травления циркона парами HF. Циркон из мигматизированного гнейса

основные кристаллические сланцы и гнейсы (75% разреза), чарнокиты и эндрбиты (20%) и карбонатные породы (5%). Чарнокиты приурочены к полям развития пород гранулитовой фации, где они слагают жильный материал агматитов, и к участкам основных кристаллических сланцев и амфиболитов. Существовали противоречивые точки зрения на последовательность и время проявления регионального метаморфизма в пределах серии и на возраст магматических комплексов в ней. Исследование проводилось U-Pb-изотопным методом по акцессорным цирконам, выделенным из различных по составу и генезису метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы, чарнокиты и эндрбиты).

Рис. 9. Зависимость степени метамиктности цирконов от полученной ими дозы облучения

Доза рассчитана на возраст: 1 — по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , 2 — на 1900 млн. лет;  $D$  — доза облучения,  $n \cdot 10^{15} \alpha$ -расп./мг;  $S$  — степень кристалличности, %



Морфологическое изучение акцессорных цирконов в различных породах шарыжалгайской серии выявило наличие по крайней мере трех генераций этого минерала. Наиболее ранняя генерация представлена исключительно ядрами в цирконе глиноземистого гнейса (рис. 10) и отдельными ядрами в реликтовых зернах цирконов эндрбитов. Ядра очень небольшие и говорить об их природе трудно (они явились как бы затравками при росте следующей генерации циркона).

Вторая генерация, которая является преобладающей в глиноземистых и пироксеновых гнейсах, представлена метаморфогенным цирконом, возникшим на стадии регионального метаморфизма.

Третья генерация циркона наиболее характерна для магматических пород (эндрбитов и чарнокитов), где она составляет до 90% всех зерен (рис. 10). Это идиоморфные, короткопризматические, уплощенные зерна, почти прозрачные, с ярким блеском. Эта же генерация образует тонкие каймы регенерации и отдельные зерна в метаморфических породах. Морфологические особенности циркона говорят об его образовании из расплава в условиях высоких температур и давления. Как будет показано ниже, эти три генерации циркона четко различаются по содержанию в них радиоактивных элементов, соотношению U/Th и возрасту.

Гетерогенность акцессорных цирконов затрудняла проведение геохронологических исследований и обусловила избранную нами методику анализа. Цирконы были разделены на фракции по размерам зерен, электромагнитной восприимчивости и морфологическим особенностям. Химическое разделение различных генераций минерала осуществлено методом селективного растворения, а степень метамиктности структуры определена методом инфракрасной спектроскопии [15, 16]. Результаты геохронологического изучения цирконов представлены на изохронной диаграмме

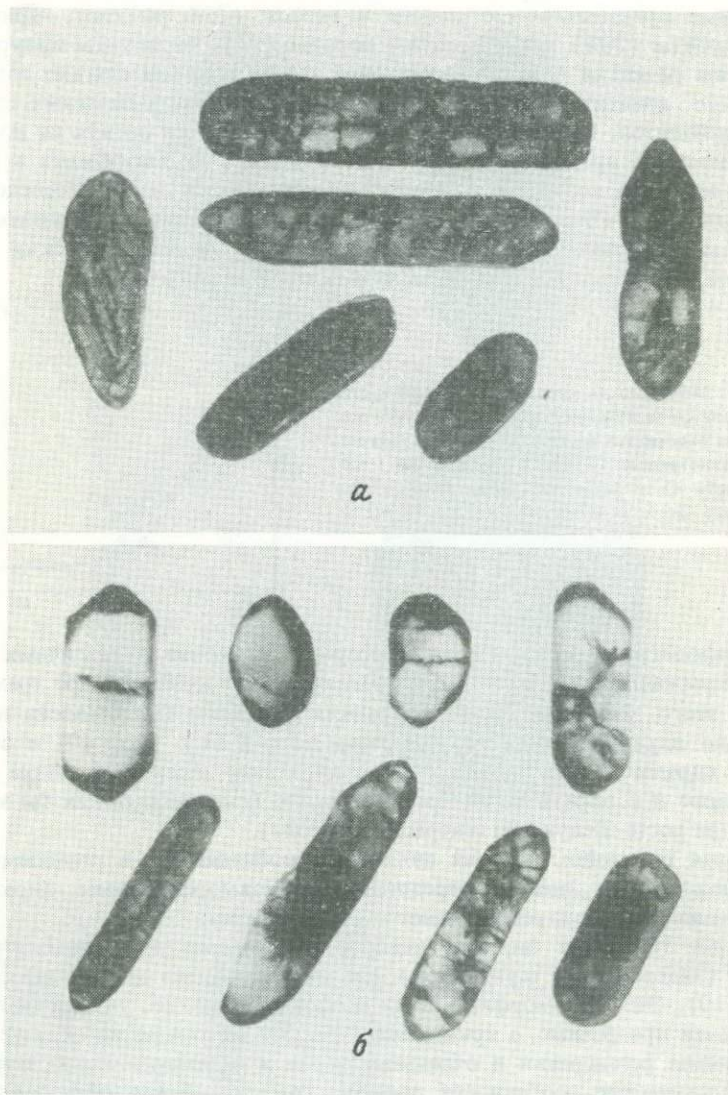


Рис. 10. Типы аксессуарных цирконов в породах шарьжалгайской серии  
 а - в глиноземистом гнейсе, б - в чарноките

(рис. 11). На графике каждая линия, соединяющая точки отдельных фракций циркона в пробах гнейсов 2, 3, 7, дает свое пересечение с конкордией, что, скорее всего, указывает на неправомочность интерпретации данных по модели однократного нарушения U-Pb-системы. Если при неоднократных нарушениях U-Pb-системы линейная зависимость точек сохранилась из-за пропорциональности этих нарушений, то верхнее пересечение с конкордией будет отвечать заниженному возрасту образования минералов

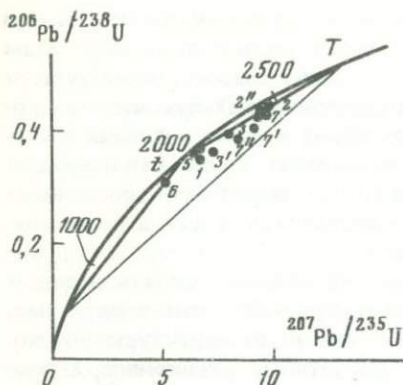


Рис. 11. Изохронная диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для акцессорных цирконов из пород шарьжалгайской серии

$T-t$  — 2700—1950 млн. лет

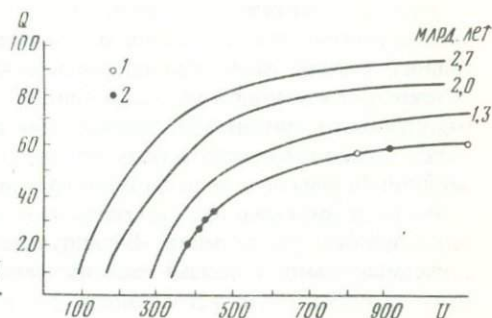


Рис. 12. Зависимость степени метамиктности цирконов от полученной ими дозы облучения

Цирконы: 1 — из плаггионейса Омолонского массива; 2 — из пород шарьжалгайской серии.  $U$  — содержание  $\text{U}$ ,  $n \cdot 10^{-4}$ , %,  $Q$  — степень метамиктности, %

(см. рис. 5, II). Поскольку в породах данных проб преобладает метаморфогенный циркон II, то возраст в 2600 млн. лет может рассматриваться как нижний возрастной предел времени регионального метаморфизма.

Иная картина возрастных взаимоотношений наблюдается в пробах гранитоидов 1 и 5, где основной объем цирконовой фракции составляет новообразованные магматогенные зерна. Значение возраста по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (2000—2100 млн. лет), очевидно, завышено по сравнению с временем образования циркона III генерации, поскольку в пробе присутствуют и реликтовые метаморфогенные зерна II генерации.

В случае двукратного нарушения  $\text{U-Pb}$ -изотопной системы в цирконах на изохронной диаграмме с конкордией точки цирконов располагаются внутри треугольника, ограниченного хордами с пересечениями, отвечающими исходному возрасту двух метаморфических изменений. Точки цирконов из пород шарьжалгайской серии тяготеют к хорде, построенной по наименее измененным фракциям цирконов и дающей пересечения с конкордией в 2700 и 1950 млн. лет. Первый возраст, по видимому, отвечает времени регионального метаморфизма, второй — повторному метаморфизму, сопровождающемуся плавлением с образованием эндербитов и чарнокитов.

Время проявления еще одного термального воздействия на цирконы мы установили при изучении степени метамиктности их структуры. Несмотря на достаточно высокие дозы облучения, они характеризуются высокой кристаллическостью. На рис. 12 показана выведенная нами ранее зависимость степени метамиктности структуры циркона от полученной дозы облучения. Точки цирконов из пород шарьжалгайской серии образуют на графике свою зависимость, свидетельствующую о том, что структура цирконов была восстановлена и новое ее разрушение началось 500—600 млн. лет на-

зад. Это термальное воздействие привело только к незначительному нарушению U-Pb-изотопной системы цирконов. Отсутствие флюидной фазы в цирконах, отожженных 1950 млн.лет назад при высокотемпературном метаморфизме и потерявших в этом процессе значительную часть радиогенного свинца, либо образованных в это время в сухих условиях гранулитового метаморфизма, обусловило сохранение вновь накопленного радиогенного свинца при термальном прогреве пород 500–600 млн.лет назад. Это подтверждает роль флюидной и химической фаз, а не диффузионной формы потери радиогенного свинца.

Возраст циркона первой генерации мы попытались оценить методом селективного растворения. Варьирующее содержание урана в цирконах, а следовательно, и разная степень метамиктности их структуры обусловили неодинаковую устойчивость их к кислотному разложению. Изучалась проба глиноземистого гнейса, содержащего все три генерации циркона (ядра и обрастания). Разложение растертой пробы циркона проводилось в 48% HF в тefлоновых капсулах при 180°C в течение 4 ч. Наиболее легко растворимой оказалась вторая метаморфогенная генерация циркона с высоким содержанием урана и, соответственно, с более нарушенной структурой. По изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст ее 2470 млн.лет, что говорит о значительной потере этой генерацией циркона радиогенного свинца при повторном метаморфизме толщи. Разделить I и III генерации циркона нам не удалось, о чем свидетельствует промежуточное значение возраста в 2290 млн.лет, полученное для нерастворимого остатка. По-видимому, они характеризуются близкими содержаниями радиоактивных элементов и сходной устойчивостью структуры, что не позволило провести их разделение.

Лишь на основе общих соображений мы можем говорить, что возраст циркона I генерации не должен намного превосходить 2700 млн.лет. Изучение возрастных взаимоотношений в других архейских регионах мира свидетельствует о том, что разрыв во времени между процессами вулканизма и раннего регионального метаморфизма не превышает 150 млн.лет [181]. Наличие в цирконах значительно более древней фазы (~3500 млн.лет), несмотря на неоднократно проявленный метаморфизм и нарушение U-Pb-изотопной системы в цирконах, удастся обнаружить при изохронном U-Pb-датировании, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, комплексное геохронологическое изучение акцессорных цирконов рассматриваемого полиметаморфического региона позволило наметить основные возрастные этапы развития шарьжалгайской серии: 1) накопление вулканогенно-осадочной толщи  $2900 > T_1 \geq 2800$  млн.лет назад; 2) ранний региональный метаморфизм  $2700 > T_2 \geq 2600$  млн. лет назад; 3) повторный метаморфизм, доходивший до плавления, с образованием эндрбитов и чарнокитов,  $2050 > T_3 \geq 1950$  млн.лет назад.

Третий пример относится к датированию полиметаморфических образований самого раннего этапа развития земной коры, выявленных по акцессорным цирконам на территории Советского Союза [16]. Основные черты геологического развития срединных массивов Северо-Востока СССР и отдельные высокие возрастные значения, полученные для этих пород, позволяли надеяться на обнаружение среди них образований, относящихся к ранней истории Земли. Древнейшие части кристаллического основа-

ния мезозойд обнажаются здесь в виде отдельных блоков в ядрах Охотского и Омолонского массивов.

Нами была геохронологически изучена проба плаггиогнейса, относящаяся к архейскому блоку Ауланджинской полосы Омолонского срединного массива. В пределах блока наиболее распространены гиперстеновые, двупироксеновые, биотитовые гнейсы в переслаивании с двупироксеновыми кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами. По химическому составу породы Омолонского массива близки к плаггиогнейсам других древнейших регионов мира.

Первичная минеральная ассоциация в изученной нами пробе плаггио-микроклинового гнейса представлена плаггиоклазом (андезин), ортоклазом и кварцем. Биотит и микроклин отвечают более позднему минеральному парагенезису.

Детальное изучение акцессорного циркона показало, что он представлен двумя генерациями. Более 90% составляют достаточно крупные (до 0,15 мм) темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы со слегка сглаженными вершинами (рис. 13). Для части этих зерен характерны следы поздних коррозионных разъеданий поверхности, многочисленные наросты, двойниковые срастания. Изучение распределения в них урана методом треков показало типичное для магматогенных цирконов повышение содержания урана к поверхности зерен. Вторая генерация, приуроченная преимущественно к биотиту, представлена мелкими изометричными прозрачными зернами с блестящей поверхностью и алмазным блеском от многочисленных плоскостей. Содержание в них урана низкое и равномерно распределено по всему объему зерна.

U-Pb-анализ был проведен для различных фракций циркона I генерации, выделенных в соответствии с размерами, формой зерна и электромагнитной восприимчивостью, и для циркона II генерации. Две генерации циркона значительно различаются как по содержанию в них урана, так и по полученным значениям возраста: возраст II генерации по изотопному соотношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составляет 2760 млн.лет, для циркона I генерации полученные цифры значительно превосходят эту величину. Изохрона, построенная в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (рис. 14), пересекает конкордию в точках, соответствующих возрастам 3400 и 1100 млн.лет.

Если рассматривать плаггиогнейсы как продукт метаморфизма ранних интрузивных пород тоналитового состава, магматическое происхождение которых подтверждается магматогенным обликом цирконов I генерации, то бесспорно воздействие на них нескольких метаморфических событий. С одной стороны, наличие циркона II генерации свидетельствует об условиях высоких температур и больших давлений, близких к условиям гранулитовой фации метаморфизма, которые не могли не сказаться на нарушении U-Pb-системы в цирконах I генерации. С другой стороны, структура циркона, изученная методом инфракрасной спектроскопии, свидетельствует об ее отжиге в раннем фанерозое, возможно, при повторной активизации данного региона (см. рис. 12). При двукратном нарушении U-Pb-системы значение возраста в 3400 млн.лет, полученное для цирконов I генерации по верхнему пересечению изохроны с конкордией, соответствует минимальному возрасту формирования этих пород.

Следует отметить, что аналогичные данные по возрастам для цирконов

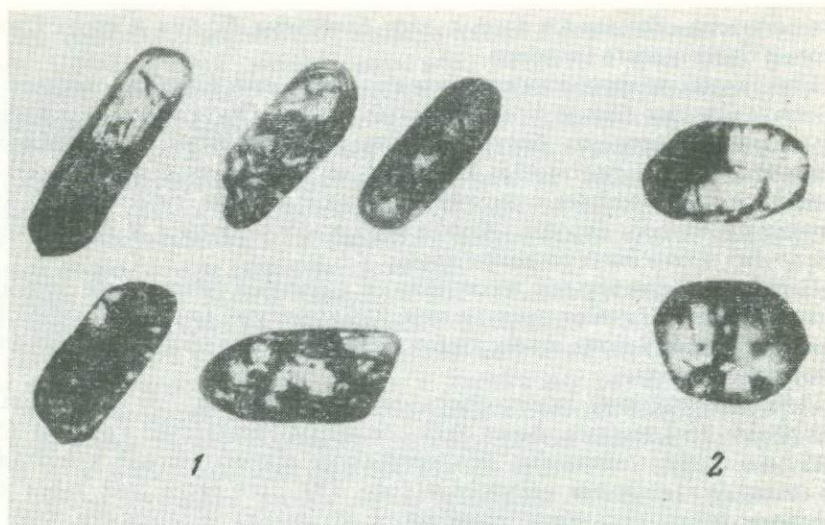


Рис. 13. Типы акцессорного циркона в пробе плагиогнейса Омолонского массива

1 — I генерации; 2 — II генерации

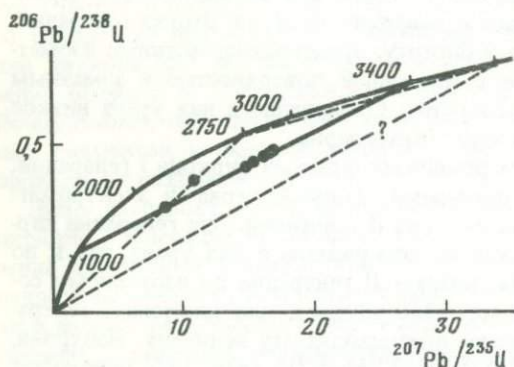


Рис. 14. Изохронная диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для цирконов из плагиогнейса Омолонского массива

из плагиогнейсов Мортон в Миннесоте с верхним пересечением на изохронной диаграмме в 3400 млн.лет были получены С. Гольдичем [166, 167]. При детальном изучении этих пород их возраст был определен в 3600 млн. лет.

Таким образом, по петрографическим особенностям, химическому составу и возрасту плагиогнейсы Омолонского массива сопоставимы с древнейшими "серыми гнейсами" Гренландии, Лабрадора, Миннесоты, возникшими при метаморфизме древнейших тоналитовых интрузий.

На этих трех примерах мы старались продемонстрировать, сколь успешным может быть датирование метаморфических процессов, если оно базируется на серьезном минералогическом изучении акцессорных цирконов и включает современные приемы геохимического и U-Pb-изотопного изучения минералов.

Помимо сведений о возрасте, акцессорные цирконы могут многое сказать о геохимической специфике процессов метаморфизма и природе суб-

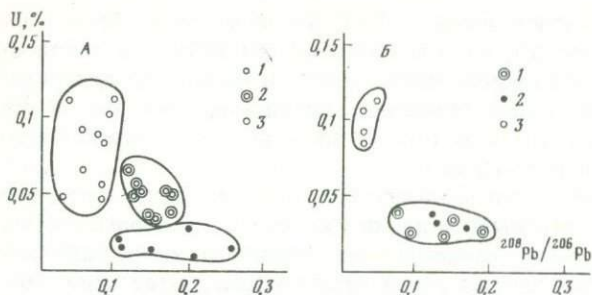
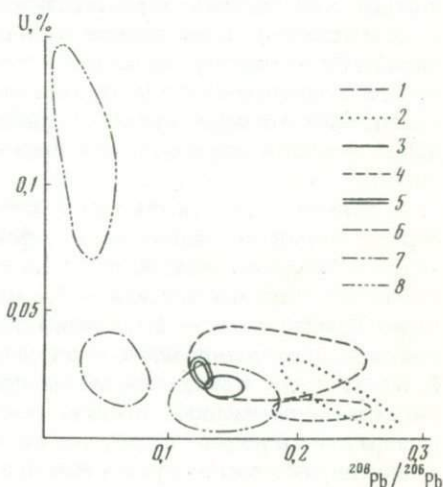


Рис. 15. Диаграмма в координатах: содержание урана (%) — отношение  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в радиогенной части свинца для цирконов из различных архейских метаморфических пород

А — Северного Приладожья: 1 — гранито-гнейсов фундамента, 2 — ладожской серии, 3 — мигматитов; Б — Шарыжапгая: 1 — гнейсов, 2 — чарнокитов, 3 — мигматизированного гнейса

Рис. 16. Поля отношений для цирконов различных регионов

1 — метавулканитов Пилбора (Австралия) [187]; 2 — кислых вулканистов Исуа (Гренландия) [149]; 3 — метандезитов конско-верховцевской серии [146]; 4 — гнейсов кольской серии [124]; 5 — гранулитов Лапландии [124]; 6 — беломорских гнейсов [124]; 7 — гнейсов Амитсок [149]; 8 — гнейсов Нук (Гренландия) [149]



страта метаморфических пород. Одним из индикаторов геохимических особенностей процессов метаморфизма является отношение  $\text{Th}/\text{U}$  в цирконах. Хотя содержание тория в цирконах, как правило, не приводится, но о соотношении урана и тория говорит значение  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в радиогенной части свинца. На рис. 15 показана его величина для различных типов метаморфических пород.

Наиболее отчетливо можно проследить изменение при метаморфизме  $\text{Th}/\text{U}$  на примере цирконов из пород Северного Приладожья (рис. 15, А). Цирконы гранито-гнейсов фундамента, вошедшие в виде терригенной составляющей в кварциты ладожской формации, имеют низкое содержание урана и величину  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  порядка 0,15–0,2. При метаморфизме циркон сорбировал уран и, по-видимому, торий из метаморфизирующих растворов, поскольку содержание урана в них возрастает, а отношение  $\text{Th}/\text{U}$  остается без изменения. Процессы мигматизации, сопровождавшие метаморфизм и затронувшие как гранито-гнейсовые купола, так и породы ладожской формации, привели к резкому возрастанию содержания урана в цирконах из мигматизированных гнейсов фундамента и ладожской серии при сохранении прежнего содержания тория, что хорошо видно

на диаграмме. Иное значение Th/U наблюдается в породах шарьжалгайской серии (рис. 15, Б), где метаморфизм 1950 млн. лет назад наложился не на осадочно-терригенную толщу, а на породы гранулитовой фации метаморфизма. Вновь образованный циркон практически повторяет те же содержания урана и тория, что у раннеметаморфогенного циркона двуширокосеновых гнейсов.

Несмотря на то, что величину Th/U в значительной степени определяют региональные геохимические особенности, некоторые закономерности зависимости этого отношения от характера процессов метаморфизма выявляются при рассмотрении сводной диаграммы (рис. 16). Наиболее низкое содержание урана и высокое значение Th/U характерно для метавулканических пород (Пилбора, Исуа), в то время как метаосадочные породы, как правило, характеризуются более высоким содержанием урана и несколько более низкой величиной Th/U (кольские гнейсы, гранулиты). По-видимому, добавление урана к терригенным зернам циркона в ходе метаморфизма достаточно широко проявляется в природе. И наконец, мигматизация также сопровождается резким возрастанием содержания урана в цирконах, что приводит к уменьшению Th/U-отношения в них.

В данной главе рассмотрены методические особенности датирования горных пород по цирконам в условиях геохимических изменений при метаморфическом воздействии. На примерах древнейших пород (гранулиты Омолонского массива — 3,4 млрд. лет, гранулиты шарьжалгайской серии Прибайкалья — 2,9, гранито-гнейсы Приладожья — 2,75 млрд. лет) показано, что датирование процессов может быть успешным, если оно базируется на комплексном минералогическом изучении цирконов и включает современные приемы геохимического и изотопного изучения минералов. Показано также, что процесс привноса урана в циркон достаточно широко распространен как при выветривании, так и при повторном метаморфизме.

## МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЦИРКОНОВ

**Онтогенез цирконов** — генезис пород. Онтогенез цирконов играет важную роль при установлении генезиса пород и истории их существования, что во многом облегчает объективную интерпретацию возрастных данных. Наиболее дискуссионной при этом остается трактовка причин появления округлых цирконов, объясняемого грануломорфным ростом, в том числе при ядрах произвольной формы, растворением или механическим разрушением (истиранием при переносе). Внутреннее строение цирконов, характерные минералогические особенности ядер и псевдоядер в литературе рассмотрены достаточно подробно.

Менее изучены особенности микрорельефа кристаллов цирконов, который во многом определяет их современный облик. Можно напомнить высказывание знатока онтогенеза кристаллов И.И. Шафрановского [136]

о том, что изучение морфологии кристаллов с искаженной формой дает важную информацию о деталях кристаллизационного процесса, о физико-химических особенностях кристаллообразующей среды. Поскольку микро-рельеф граней цирконов воспринимается обычно как "шероховатый", "ямчатый", необходимо прежде всего отличать поверхность роста (первичную) от поверхности вторичного происхождения. Этот вопрос своеобразно пытаются решать В.М. Шемякин с соавторами [137, 138] при изучении цирконов докембрийских чарнокитоидов. Авторы описывают микро-рельефы "с многочисленными следами растворения, роста (каверны, ямки, бугорки)", "блестящие корродированные", "глянцевые со штрихами роста" и т.п. Подобный подход нам представляется малоэффективным, поскольку при этом трудно представить специфику и различие упомянутых микро-рельефов и использовать их на практике.

Ранее были даны примеры реального строения поверхностей цирконов различного генезиса [48, 51]. В последнее время дополнительно исследованы поверхности искусственных цирконов, проведены эксперименты по растворению цирконов в различных средах, обобщены наблюдения по цирконам из метаморфических и осадочных пород докембрия на территории СССР. Этот материал дает возможность исключить влияние конвергентных событий на формирование микро-рельефа.

Основную особенность микро-рельефа искусственных цирконов составляет слоистый рост различного рода, включая спиральный (рис. 17, 1-4; см. вкл.<sup>1</sup>), зародышево-бугорковый (рис. 17, 5), мозаично-блочный, иногда с обособленными вициналоидами (рис. 17, 6-8). В меньшей мере встречаются наплывы-валики и структурированные ступеньчато-слоистые воронки (рис. 17, 9-10). Необходимо помнить о том, что даже у искусственных цирконов, выросших в относительно стабильных (по составу среды, по режиму кристаллизации) условиях, микро-рельеф характеризуется значительно большим разнообразием по сравнению с приведенными наиболее простыми примерами. Однако существует общая особенность микро-рельефа роста — это выдержанность и четкость границ отдельных деталей (бугорков, слоев, валиков и т.п.), их блестящая гладкая поверхность, преимущественно положительные формы. При стесненных условиях роста происходит дополнительное усложнение (структурирование) поверхности, более резкое ее расчленение из-за захвата посторонних примесей.

Особенности микро-рельефа роста природных цирконов показаны на рис. 18 (см. вкл.). Приведены фотографии цирконов из метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций тараташского и ильменогорского комплексов Южного Урала, кольской серии Кольского полуострова, чарнокитоидов юго-западной части Памира и докембрийских сланцев Центрального Казахстана. Как и у искусственных цирконов, у природных отчетливы признаки слоистого (рис. 18, 1-3) и бугоркового (рис. 18, 4) роста, блочного строения (рис. 18, 5-6), валики-отпечатки и вициналоиды, осложненные иногда более крупными дефектами (рис. 18, 7-9). Особенно характерны мелкие иррациональные субграны (рис. 18, 10), во многом определяющие округлый облик цирконов гранулитов. Диафориты амфиболитовой фации часто содержат цирконы субидiomорфного облика,

<sup>1</sup> Объяснения к рис. 17-23, 25, 26, 31-33, 35-38 см. в конце книги.

осложненные асимметричным развитием, и сростки мелких кристаллов субиндивидов (рис. 18, 11). Воронки не характерны и развиты фрагментарно (рис. 18, 12); валики-наплывы встречены лишь у единичных кристаллов (рис. 18, 13) из эндрбитов Тараташского комплекса. В породах амфиболитовой фации прогрессивного этапа субидиоморфный облик цирконов преобладает, а кристаллы искаженной формы редки или отсутствуют. Несмотря на отмеченные особенности и грубый микрорельеф, у каждого кристалла сохраняются признаки первичного роста. Здесь не приводятся данные по кристаллам с гладкими блестящими поверхностями и реберными границами между ними, которые могут быть уверенно отнесены к первичным, максимально сохранившим петрологическую и геохронологическую информативность с момента образования (наличие ядер при этом исключается).

Дальнейшие исследования касаются влияния растворения на микрорельеф и облик кристаллов. Вначале воздействию агрессивной среды были подвергнуты искусственные цирконы. Кислая среда моделировалась растворами  $\text{KHF}_2$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  или  $\text{HF}$ , а щелочная —  $\text{KOH}$ ,  $\text{NaOH}$  или их суммой. В первом случае на гранях цирконов появляются треугольники и прямоугольники травления (рис. 19, 1–2; см. вкл.), определенного в зависимости от символа грани ориентировки. Отмеченные фигуры встречаются или разрозненно, или образуют сплошной муар, придающий кристаллам неровную (матовую, шероховатую, "ямчатую" и др.) поверхность. Если на поверхности граней выходят границы блоков мозаики, дислокации или линии деформаций, то они подвергаются более интенсивному растворению, что приводит к появлению более рассеченного рельефа. В частности, цепочка треугольников (рис. 19, 1) приурочена, по-видимому, к границе субблоков, характерных для первичного микрорельефа. При слиянии прямоугольников могут образовываться каналы и желоба растворения. В щелочной среде возникает изометричные или вытянутые в виде диконусов (рис. 19, 3–4) углубления.

Характерны останцы растворения произвольной формы (рис. 19, 5), иногда ячеисто-сотовый микрорельеф (рис. 19, 6). Диконусы сливаются и переходят в ветвистые каналы (рис. 19, 7), которые создают своеобразный "муар" на гранях (рис. 19, 8). Напомним, что установление подобных фигур растворения во многом определило решение вопроса о происхождении цирконов кимберлитов [54]. При растворении природных цирконов из гранулитов кольской серни и мигматитов Ильменогорского комплекса в кислой среде (рис. 19, 9) мы вновь обнаруживаем треугольники травления, наряду с которыми встречаются останцы растворения четырехугольной формы. Щелочная среда вызывает появление изометричных ямок травления, каналов растворения и признаков ячеистого микрорельефа (рис. 19, 10–12). Дальнейшее растворение вскрывает детали внутреннего строения кристаллов (рис. 19, 13) и в конечном счете создает грубый рельеф с углублениями произвольной формы (рис. 19, 14).

Несомненно влияние растворения и на облик кристаллов. Субидиоморфные кристаллы из мигматитов Украины (пос. Саксагань) (рис. 20, 1; см. вкл.) в щелочной среде приобретают угловатый облик, с зубчатными границами (рис. 20, 2–4). Часто такие кристаллы окружены тонкой рыхлой корочкой растворения в кислой среде (рис. 20, 5–8). В обоих случаях

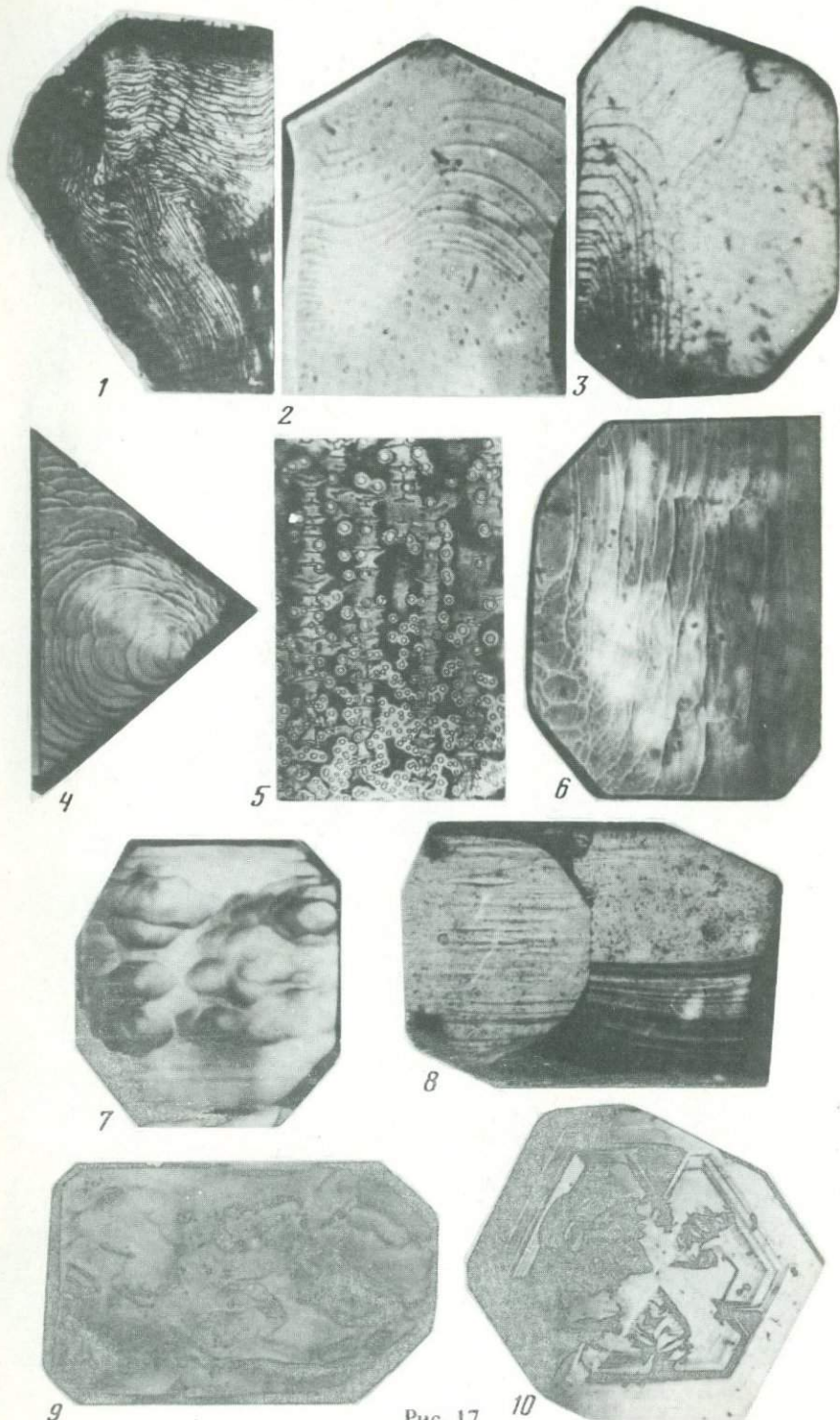
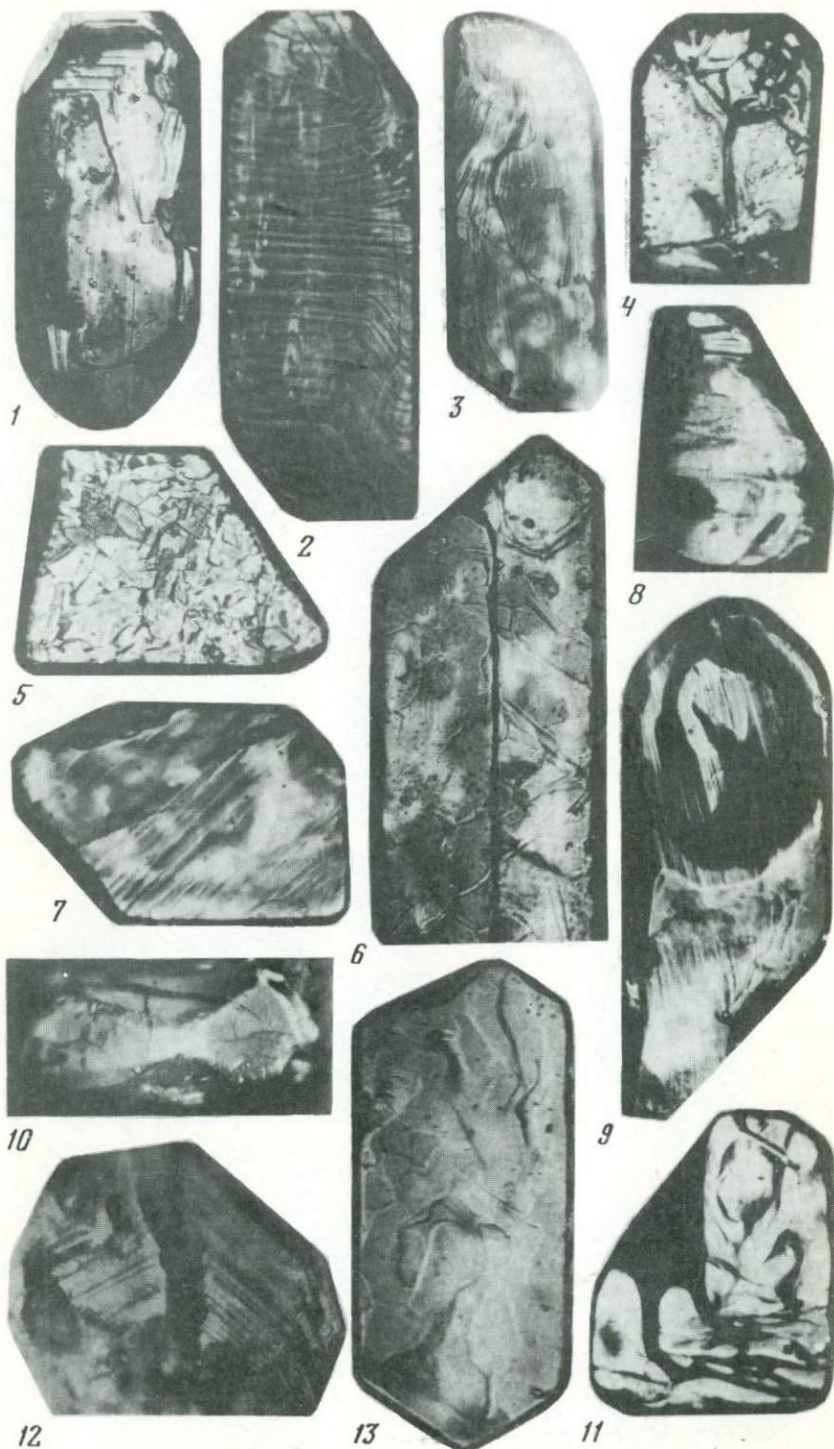


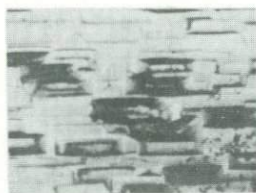
Рис. 17



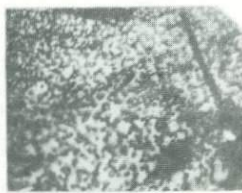
13  
Рис. 18



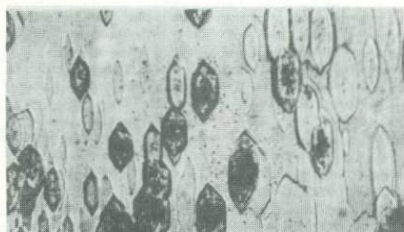
1



2



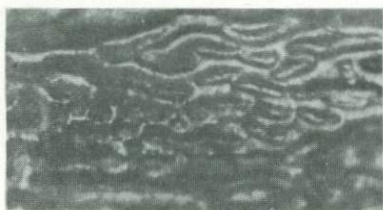
3



4



5



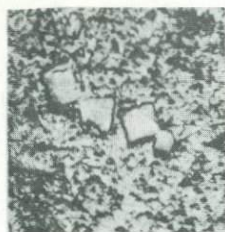
7



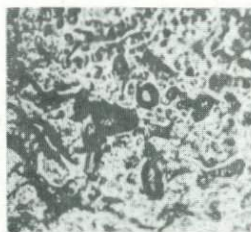
6



8



9



10



12



11



13

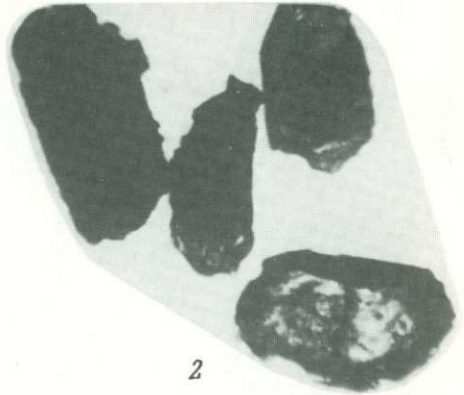


14

Рис. 19



1



2



3



4



5



6a



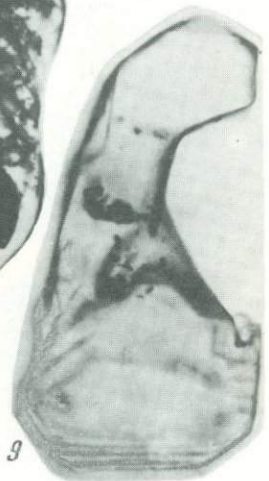
6b



7

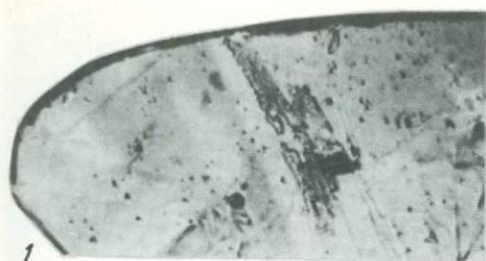


8

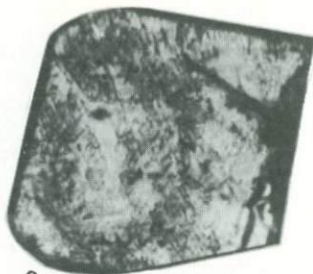


9

Рис. 20



1



2



3



4a



4b



5



6



7



10



9



8

Рис. 21

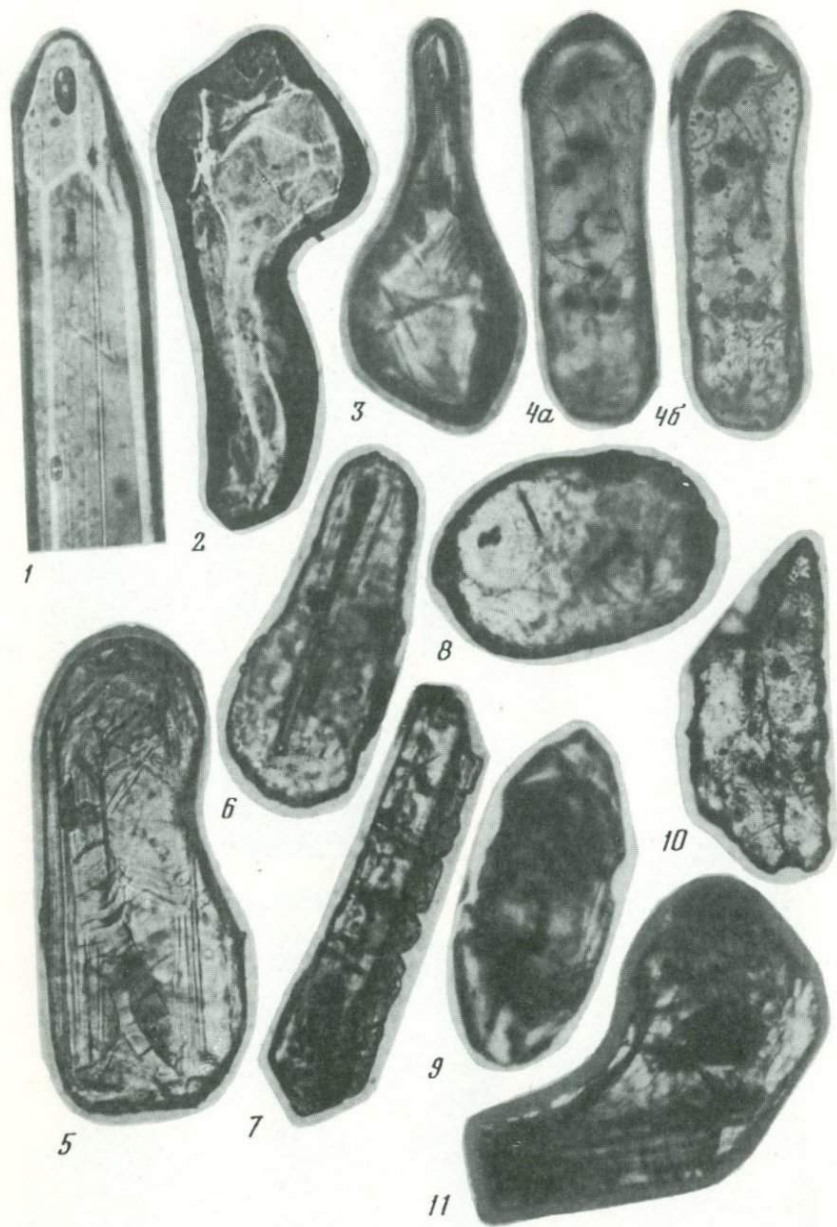


Рис. 22.

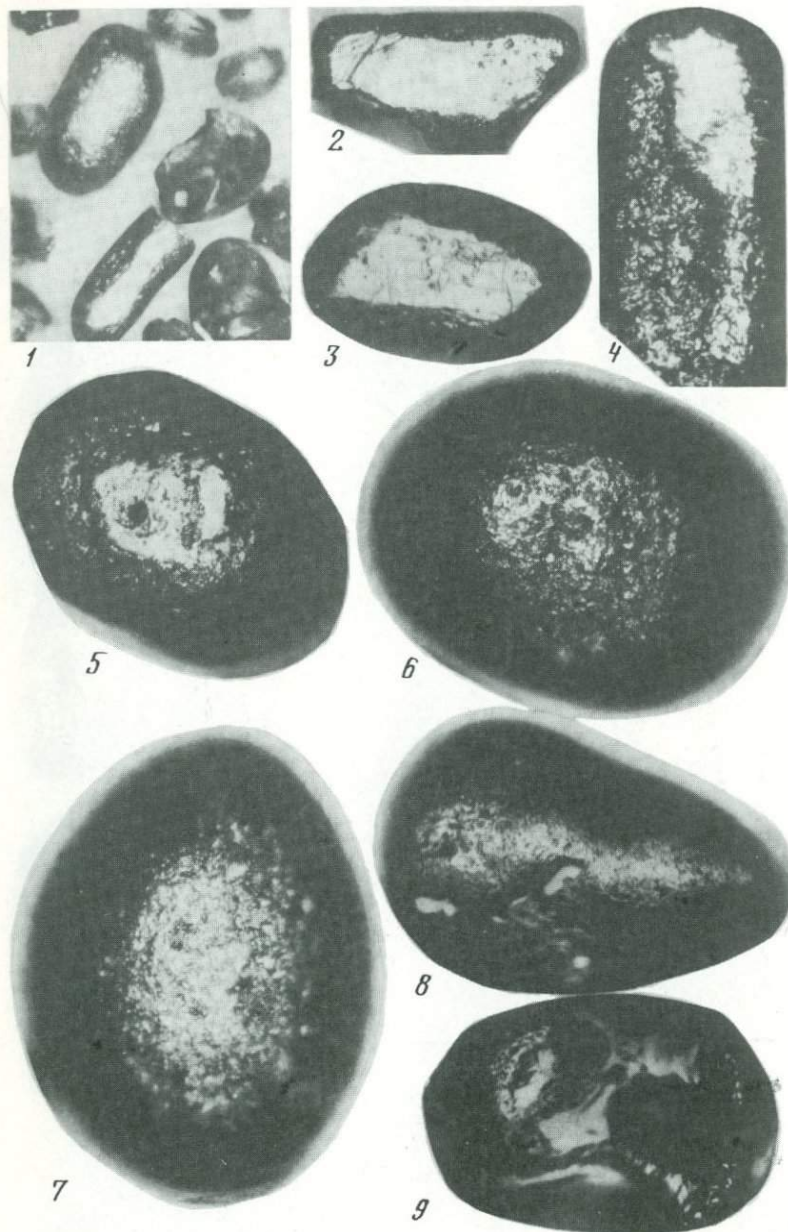


Рис. 23

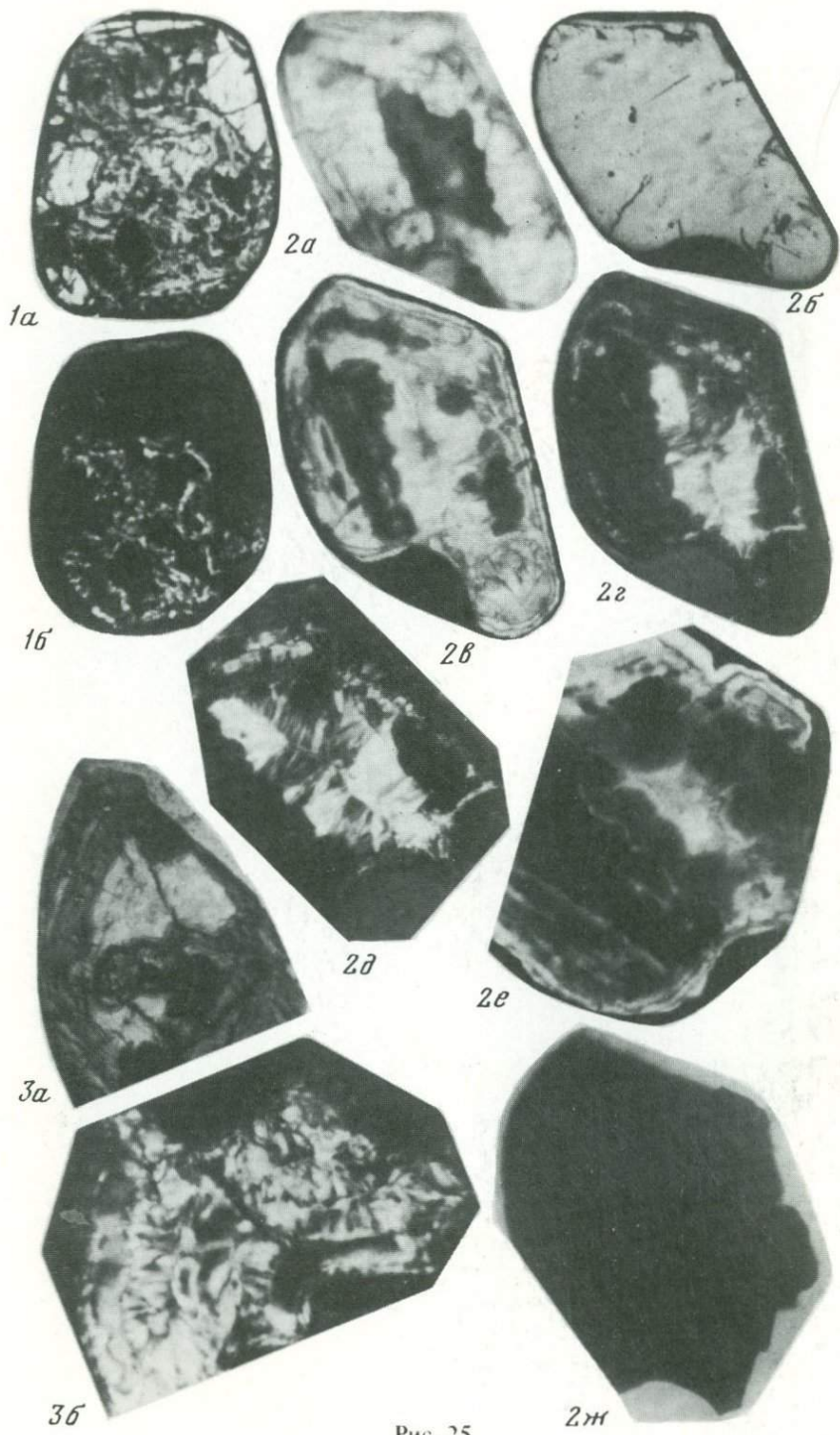


Рис. 25

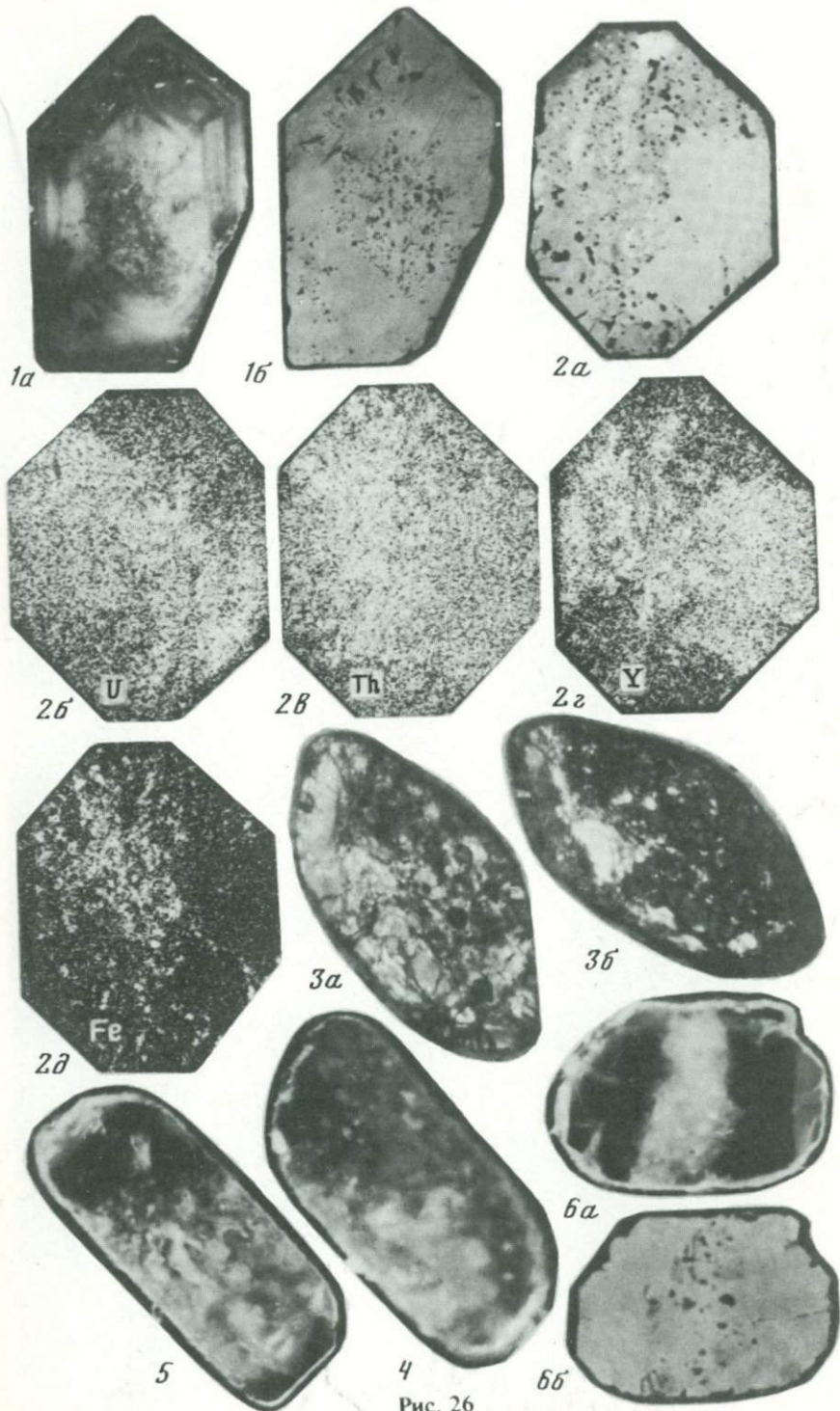


Рис. 26

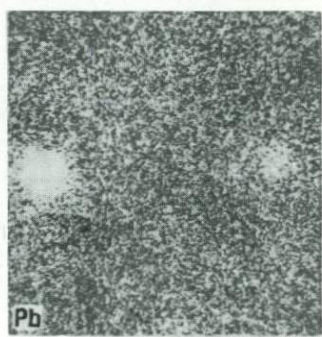
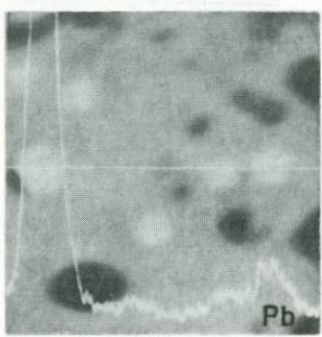
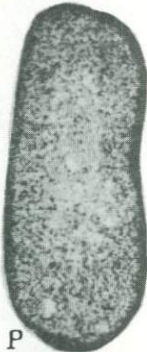
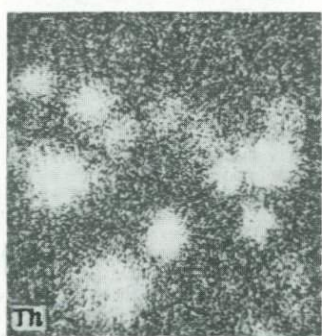
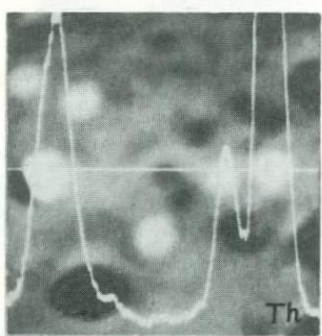
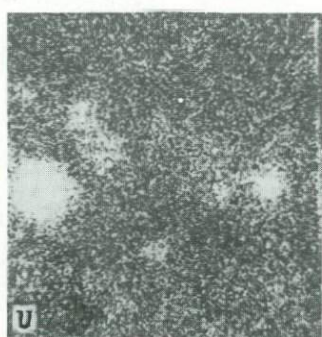
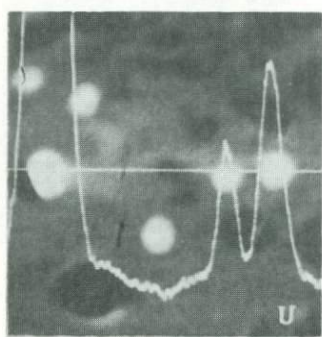
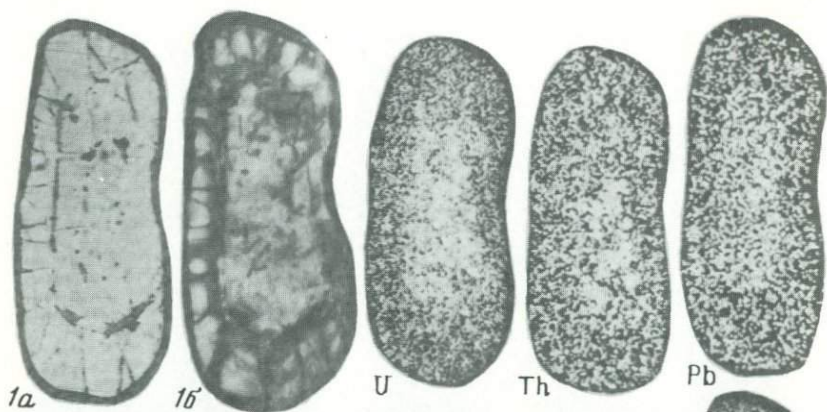


Рис. 31

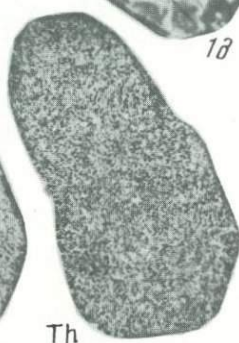
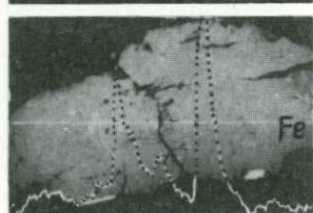
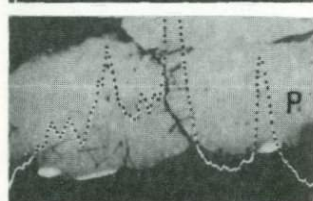
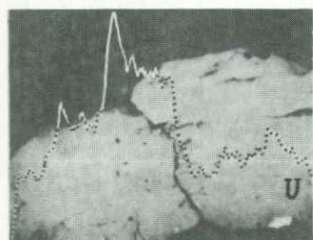


Рис. 32

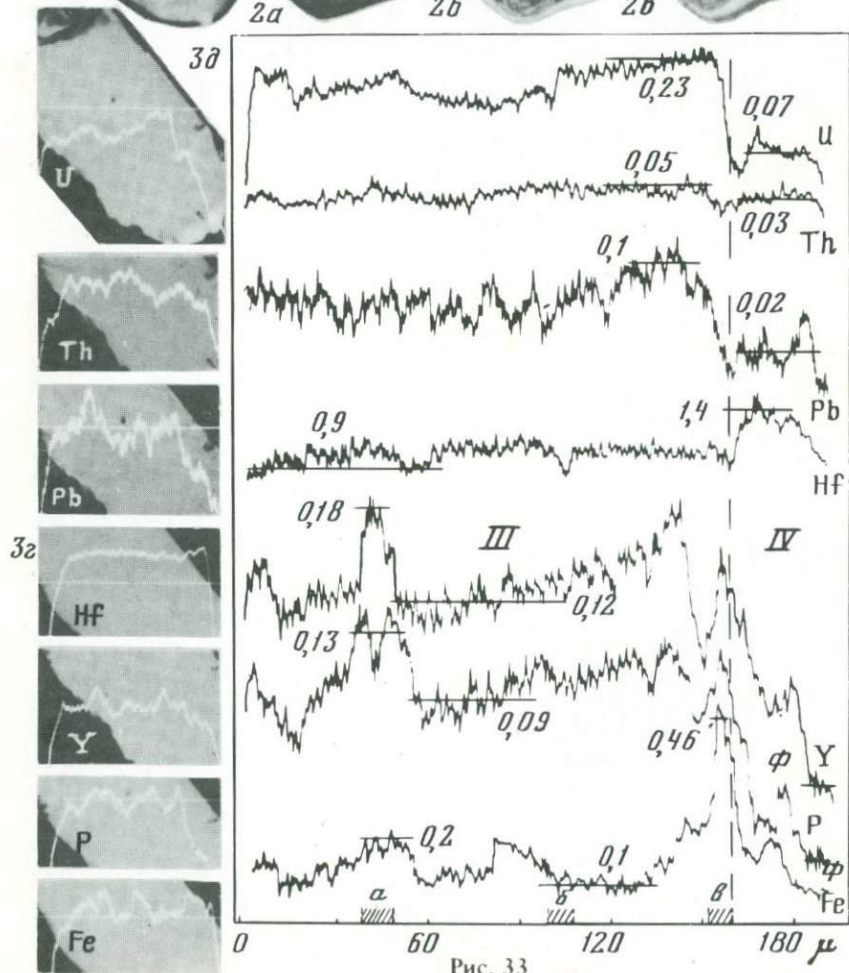
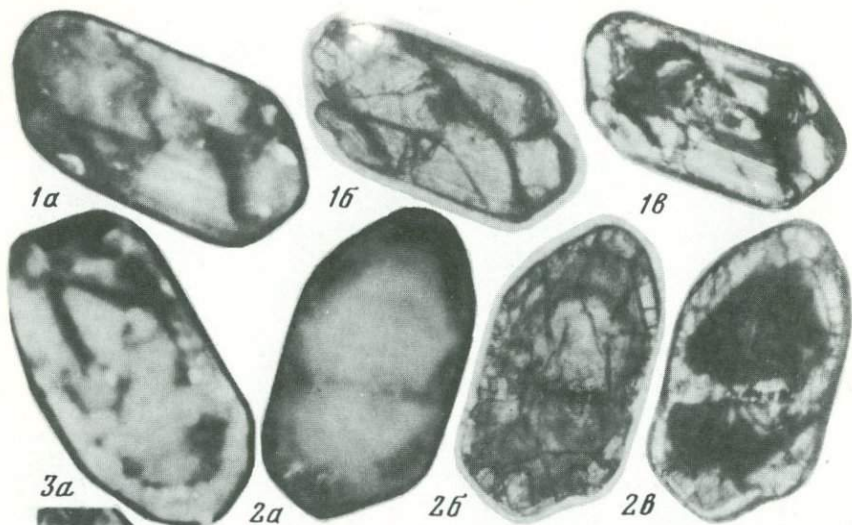


Рис. 33

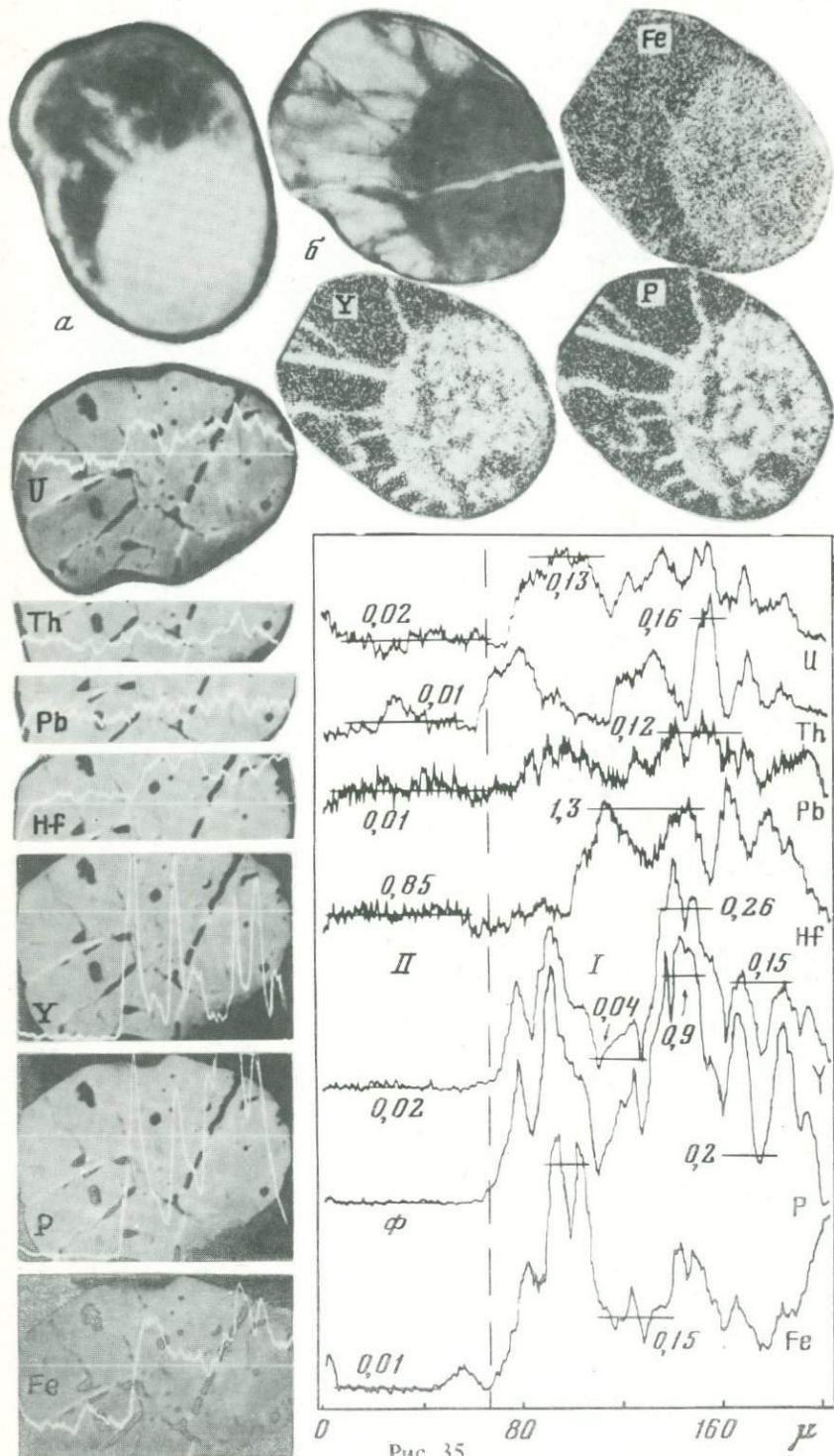


Рис. 35

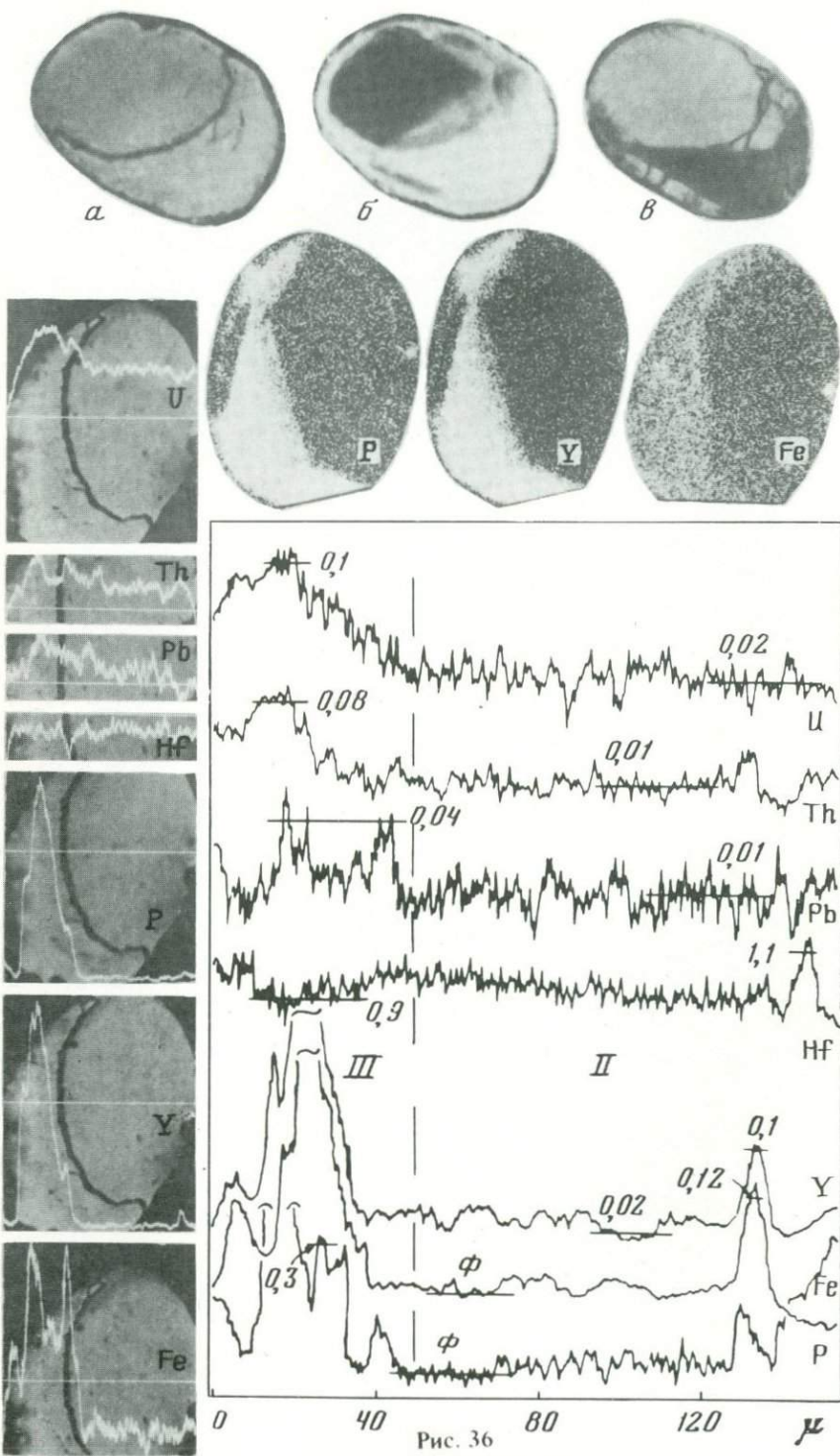
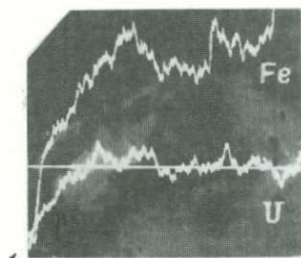
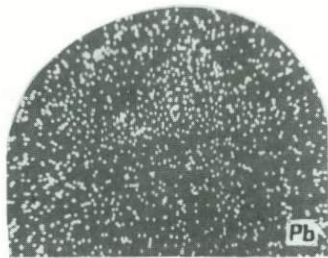


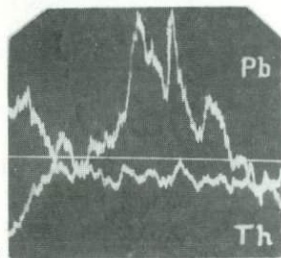
Рис. 36



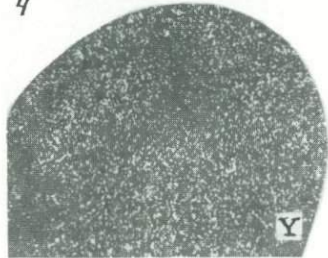
1



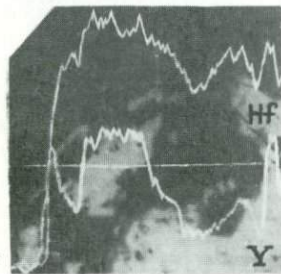
4



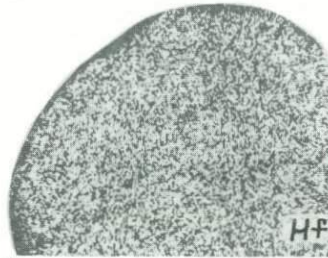
2



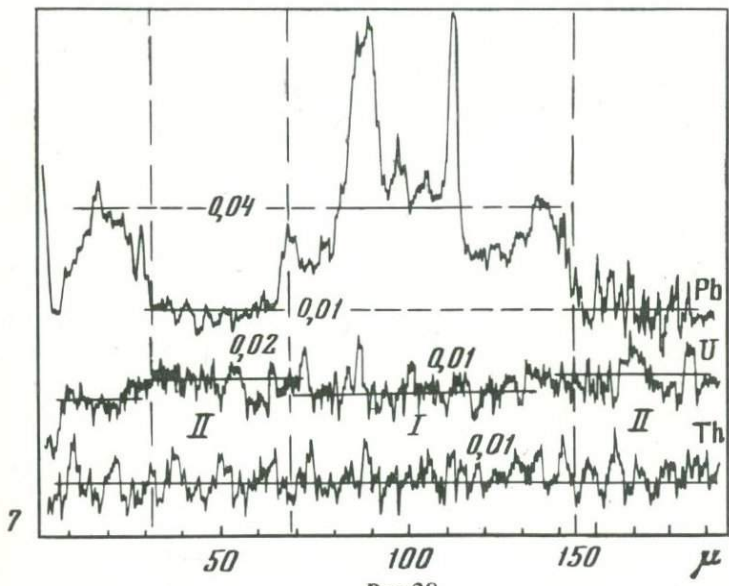
5



3



6



7

Рис.38

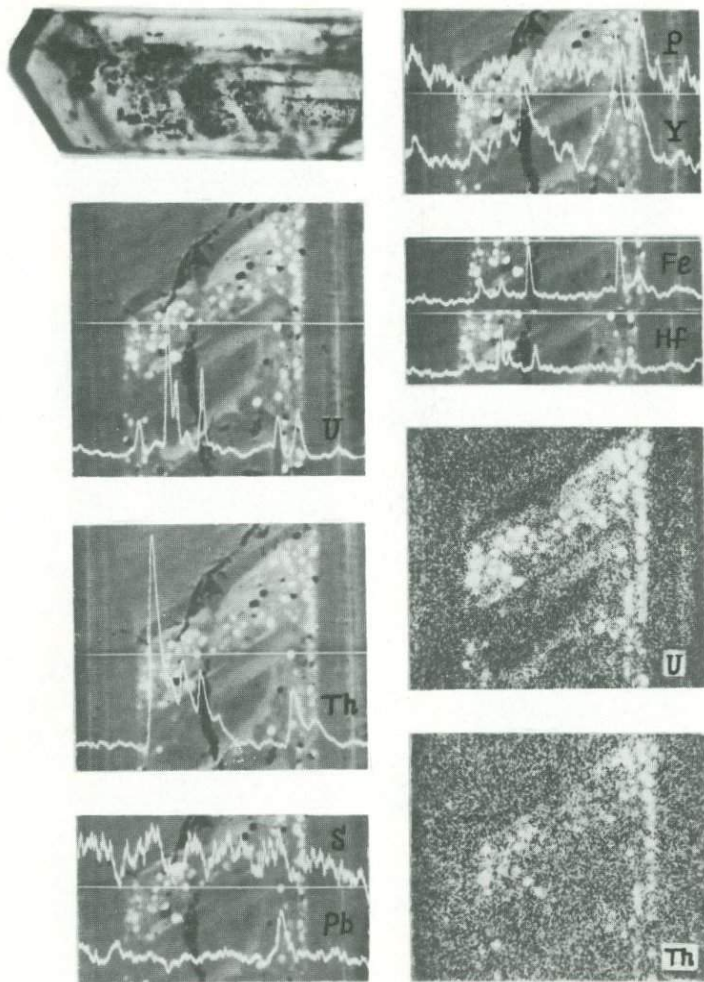


Рис. 37

растворение вскрывает гетерогенное строение кристаллов, обусловленное сосуществованием участков различной кристалличности. Например, у кристалла 6 а (рис. 20) в скрещенных николях (6 б) заметно более высокое двупреломление головок и почти изотропное состояние центральной части, что отчетливо проявилось при растворении. На рис. 20, 9 показан искусственный кристалл, похожий на кристалл, испытывавший растворение (рис. 20, 3), однако рассмотренные выше признаки позволяют их четко различать, т.е. отделить растворение от роста.

Изучение поверхности кристаллов цирконов из чарнокитоидов Юго-Западного Памира, гранито-гнейсов жаункарского комплекса, сланцев бектурганской и аралбайской серий Казахстана, двуспироксеновых и биотит-гранатовых гнейсов тараташского и александровского комплексов на Южном Урале, метасоматитов Прибайкалья и некоторых метаморфитов других районов Союза показало, что растворение цирконов в естественных условиях — явление обычное. На рис. 21 (см. вкл.) отражены различные стадии этого явления. Первоначально на гранях появляются единичные треугольники, которые, сливаясь, создают весьма характерный "муаровый" рисунок (рис. 21, 1-2). Из отдельных разобщенных ямок постепенно образуются каналы (рис. 21, 3-4; а, б — при боковом (а) и отраженном (б) освещении), а затем характерные "волнистые" поверхности (рис. 21, 5-6), часть из которых, возможно, в негативном варианте унаследует первичный слоистый рост. Каналы смыкаются, углубляются, появляются останцы растворения, ячеистый (черепитчатый) микрорельеф и, наконец, грубая поверхность растворения (рис. 21, 7-10), подобная полученной искусственно. Во всех примерах заметны в различной мере выраженные признаки **анизотропного** распространения растворения, образования останцов, "залитов", "петель" и т.п. При малых увеличениях подобные детали не выявляются и возникает представление о неровном микрорельефе (щероховатом, ямчатом, кавернозном, бугорковом и т.д.), который можно истолковать по-разному.

Современный облик некоторых рассмотренных цирконов обусловлен растворением. На рис. 22, 1-2 (см. вкл.) показаны первичные идиоморфный и искаженного облика кристаллы из чарнокитоидов, сохранившие резкие границы между гранями и субгранями. Признаков растворения и, соответственно, изменения первичной формы нет. Растворение испытали остальные кристаллы. Например, у кристалла 3 (рис. 22) проявлена вторичная округленность, подобная отмеченной для кристаллов 7-8, (см. рис. 20), а у кристалла 4 (рис. 22), снятого при различных уровнях фокусировки (а-б), помимо неравновесной формы, проявляется поверхностная пленка с обилием вторичных твердых и раскристаллизованных флюидных включений. Искаженная форма и "занолистость" границ характерны для кристаллов 5-10 (рис. 22), хотя некоторые из них явно "округляются". Например, кристалл 8 из альбитовых сланцев аралбайской серии можно назвать окантованным, если ориентироваться только на внешний облик. Важнейшими признаками глубокого растворения следует считать наличие отрицательной округлости (рис. 22, 11), особенно в сочетании с пересекаемой ею зональностью (рис. 22, 5).

Данные по росту, растворению (в том числе и экспериментальному) цирконов различного генезиса обнаруживают явные черты сходства. Это

дает возможность не только констатировать присутствие в пробах испытанных растворов цирконов, что является главной задачей исследования, но и сделать некоторые выводы о свойствах агрессивной среды: например, для кристаллов 1–2 (см. рис. 21) и 5–10 (см. рис. 22) — влияние среды повышенной кислотности, а для 4–9 (см. рис. 21) и 3–4 (см. рис. 22) — существенно щелочной. Подобные выводы отчасти подтверждаются присутствием цирконов, подобных первой группе, в гранитизированных породах (плаггиогнейсах и амфиболитах Ильменогорского комплекса, чарнокитоидах Юго-Западного Памира), а имеющих сходство с кристаллами второй группы — в редкометаллических метасоматитах Прибайкалья, некоторых альбитизированных гнейсах александровского комплекса на Южном Урале и сланцах аралбийской серии Казахстана.

Округлость цирконов может быть результатом и механического разрушения (истирания) образца при переносе с осадочным материалом. Подобные изменения цирконов относятся к изотропным в противоположность анизотропным явлениям роста и растворения. В этом и заключается основное различие, которым необходимо руководствоваться при установлении генезиса округлых цирконов. Авторы исследовали поверхность цирконов из терригенных толщ Урала, Казахстана, Карелии. В отличие от рассмотренных выше особенностей микрорельефа у окатанных (изометричных, удлиненных или обломков) кристаллов из этих пород поверхность однообразная, без существенных отклонений. Различия обусловлены лишь степенью разрушения (рис. 23, 1–9; см. вкл.): оно всегда начинает проявляться с ребер и вершин, причем центральные части граней могут сохранять гладкую поверхность.

Независимо от символа грани постепенно становятся равномерно шероховатыми, иногда с останцами исходной поверхности. Дополнительный признак окатанности — это вскрытые пустоты и выкопки (рис. 23, 8–9), внутренняя поверхность которых может сохранять следы роста (штриховку, ступенчатость) или излома (раковистость, блеск). При растворении подобные признаки не сохраняются.

В некоторых случаях цирконы свидетельствуют о тектонической (деформационной) истории пород, поскольку, как и любой другой минерал, они подвержены хрупким, пластическим и упругим деформациям. Появившиеся структурные дефекты снижают устойчивость цирконов к внешним воздействиям, способствуют перекристаллизации и захвату дополнительных примесей. Естественно, что их геохронологическая информативность при этом усложняется. Отдельные вопросы деформационных изменений цирконов рассмотрены нами ранее при интерпретации возрастных данных и установлении происхождения цирконов кимберлитов [51, 54, 55, 60].

На рис. 24 показаны деформированные цирконы из метаморфических пород различного генезиса. В чарнокитоидах Юго-Западного Памира, которые приурочены к зоне глубинного разлома, до 3–5% кристаллов цирконов испытали дробление. В результате кристаллы приобрели характерное блочное строение (рис. 24, 1; а, б — в проходящем (а) и отраженном (б) свете), что облегчило их последующую рекристаллизацию (рис. 24, 2). В гранитизированных разностях чарнокитоидов отмеченная блочность цирконов "нивелируется", и кристаллы приобретают округленный изогнутый облик (рис. 24, 3 а, б — различные уровни фокусировки). При дроб-

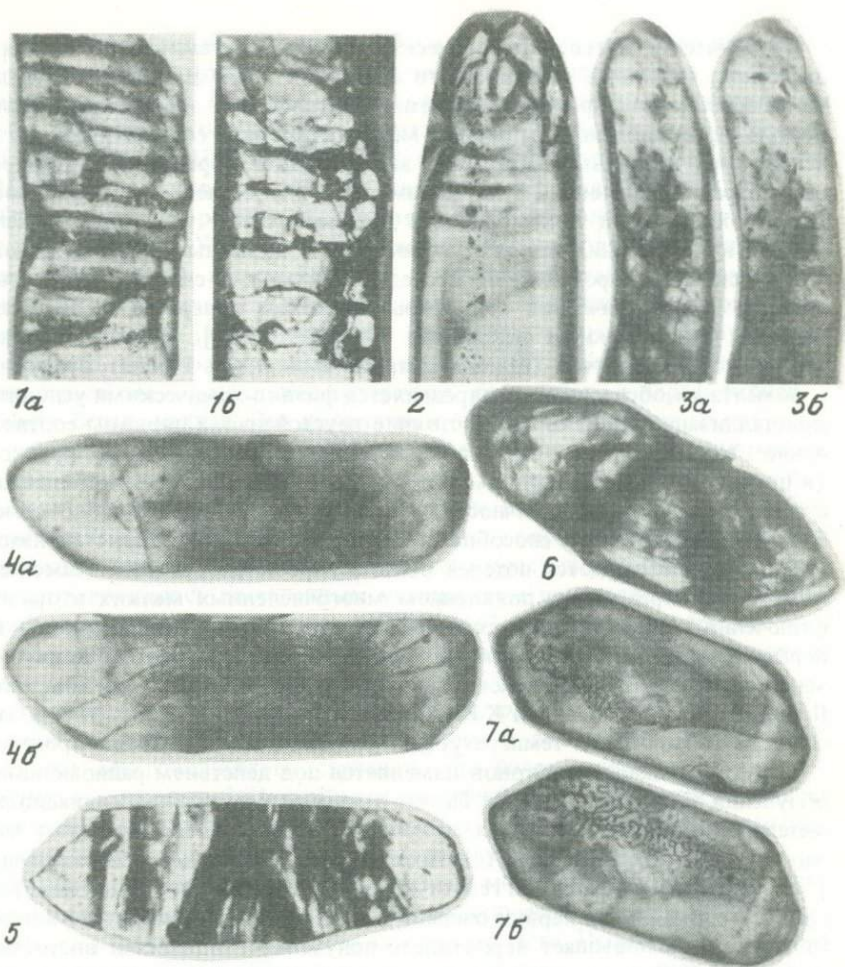


Рис. 24. Деформации природных цирконов

лении полости трещины часто заполняются твердыми частицами или флюидной фазой, следы раскристаллизации которой могут отчетливо проявляться (рис. 24, 4–7; *a, б* – сняты на разных уровнях). Кроме того, плоскости трещин могут служить естественными границами между в различной степени измененными частями кристаллов и облегчают проникновение растворов при перекристаллизации, что нам удалось наблюдать у цирконов из гранулитов тараташского комплекса. Установление новообразованных оболочек вокруг цирконов, испытавших дробление в бластомилонитах этого комплекса, способствовало обнаружению продуктов заключительного метаморфизма с возрастом 600–650 млн. лет. Интенсивные следы дроблений обнаружены среди цирконов из эклогитов Полярного и Южного Урала, что предполагает “дотектоническое” образование как цирконов, так, по-видимому, и самих эклогитов или их субстрата.

Генетическое и геохронологическое значение метамиктного состояния цирконов. Проблема метамиктного состояния (МС) цирконов обсуждается начиная уже с прошлого столетия. Обусловлено это как дискуссионностью представлений о природе метамиктности и ее генетическом значении, так и различными приемами аналитической обработки и интерпретации возрастных данных по цирконам различной степени кристалличности. Для геохронологии докембрия эта проблема имеет решающее значение, поскольку в древних породах метамиктные цирконы часто встречаются.

На основании проведенных исследований можно считать, что несовершенство кристаллической структуры цирконов в первую очередь определяется генетическими факторами [50, 53, 58, 59]. Другими словами, МС цирконов первично (генетическая метамиктность I рода), существует с момента их образования и определяется физико-химическими условиями кристаллизации. Однако это состояние неустойчиво, а цирконы соответственно метастабильны. При воздействии метаморфических процессов (в широком смысле) цирконы легко подвержены или перекристаллизации с возрастанием кристалличности, или же растворению. Подобно стеклу, метамиктные цирконы способны к самопроизвольной раскристаллизации, которая сопровождается потерей воды и упрощением состава (самоочисткой) с одновременным появлением многочисленных мелких вторичных включений. Первично кристаллические или метамиктные цирконы при перекристаллизации переходят в новое состояние. При этом доля метамиктной фазы в них может увеличиться (генетическая метамиктность II рода, близкая описанной К.К. Жировым [36]) или уменьшиться в зависимости от химизма и температурных условий воздействующих процессов.

Структура любых цирконов изменяется под действием радиоактивного облучения за счет распада U и Th, что приводит к появлению радиационной метамиктности. В кристаллах природных цирконов сосуществуют метамиктные фазы, отвечающие генетической и радиационной составляющим [57]. Признаки сохранности генетической метамиктности I рода свидетельствуют о спокойной, в первую очередь термической, истории существования минерала, что повышает вероятность получения сходящихся возрастных значений. Предположение подтверждается и практическими данными [14]. Появление генетической метамиктности II обычно сопровождается и ростом новой генерации минерала (помимо перекристаллизации ранней), что нарушает геохронологическую определенность. Альтернативой является известная гипотеза о радиационной природе МС цирконов, предполагающая их первично кристаллическое состояние. Отчетливо это положение сформулировано А.Ф. Макеевым [86]: относительная степень нарушения кристаллической структуры цирконов и миграция изотопов свинца пропорциональны дозе  $\alpha$ -облучения в природных условиях. В ядерной геохронологии можно использовать и метамиктные цирконы, но при обязательном отделении мешающих (метамиктных) фаз. Эти рекомендации уже учитывались при датировании гетерогенных цирконов [74]. Обсуждаются и другие варианты зависимости дискордантность-метамиктность цирконов, основанные, с нашей точки зрения, на весьма неопределенных и маловероятных допущениях [24].

Из сказанного видно, что различный подход к оценке природы метамиктности цирконов влечет за собой и различные приемы их использова-

ния. Для иллюстрации этого положения мы отобрали данные по цирконам, большинство из которых в литературе уже рассматривалось. В табл. 1 приведены краткие сведения о них (помимо собственных, просмотрены пробы Е.В. Бибиковой, С.И. Зыкова, О.А. Левченкова, О.М. Розена, Н.И. Ступниковой. Н.П. Щербака, Л.И. Филатовой). Степень метамиктности (СМ) определена количественно по известной методике [100].

Оптическая гетерогенность метамиктных цирконов иллюстрируется рис. 25 (см. вкл.). У кристалла 1 в скрещенных николях кристаллическая часть гаснет (*a*, *б*), а в существенно метамиктной становятся заметными признаки секториальности, что указывает на первичное несовершенство. Кристалл 2 снят в разных условиях (см. табл. 1, обр. 60): полированная поверхность при боковом (*a*) и нормальном (*б*) освещении. Центральная часть кристалла — стекляно-прозрачная, бесцветная, а периферийная — молочно-белая, мутная. При нормальном освещении различия между обеими частями незначительные, они заключаются лишь в более однородном (менее пористом) строении прозрачной составляющей. В скрещенных николях центральная (прозрачная) часть не гаснет (*в*, *г*); при больших увеличениях в ней заметно микроволокнистое сферолитоподобное строение со следами синерезиса (*д*). Нагревание этого кристалла до 1000°С в течение 1 ч сопровождалось постепенным увеличением двупреломления, объединением микрокристаллитов (*е*, 1000°С, 1 ч), более четким проявлением границ между различно ориентированными фрагментами и усилением замутненности. После нагревания при 1300°С в течение 1 ч кристалл приобрел темно-коричневую окраску и стал непрозрачным (*ж*), что может быть вызвано потерей кристаллогидратной воды и окислением железа [50]. Признаки микроволнистого строения еще более отчетливы на том же рисунке у кристалла 3. Центральная прозрачная часть (*a*) характеризуется отчетливой оптической гетерогенностью (*б*), характерной для поликристаллического агрегата с низким, но заметным двупреломлением.

Подобные особенности строения цирконов могли возникнуть при их образовании из цирконо-силикатных гелей с последующей перекристаллизацией, которая в первую очередь затронула краевые части. Несмотря на высокую метамиктность, для рассматриваемой пробы получены сходящиеся возрастные значения. Попыты с нагреванием, а также особенности строения первично метамиктных цирконов показывают, что они не могут при термическом воздействии перейти в группу нормально кристаллических (прозрачных, соответствующих кристаллам с дальним порядком) и должны рассматриваться как микрокристаллические агрегаты. В этом их принципиальное отличие от цирконов с радиационной метамиктностью, отжиг которых должен, по-видимому, вернуть их в исходное состояние, т.е. восстановить дальний порядок. Подобный порядок восстановления кристаллическости предполагается сторонниками радиационной природы метамиктности. Следует помнить о том, что признаки генетической метамиктности встречаются и у зональных цирконов. При нагревании они также становятся мутными, и их структурные особенности постепенно затухиваются.

И.М.Липова [76] установила, что метамиктные цирконы в отличие от кристаллических образуют несовершенные кристаллы с изогнутыми скульптурированными гранями, незакономерные сростки, веерообразные агрегаты, сферолиты, почки и т.д. Не вызывает сомнения первичная приро-

Таблица 1  
Минералого-геохимические особенности и возраст цирконов

| Номер пробы          | Порода, место отбора, структура цирконов | Степень метамиктности, % | Возраст, млрд. лет, по:          |                                  |
|----------------------|--|--------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
|                      |  |                          | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ |
| 1                    | 2  | 3                        | 4                                | 5                                |
| Кристаллические – I  |  |                          |                                  |                                  |
| 1                    | Гранит, Губенский массив, Урал           | 0                        | 1,34                             | 0,70                             |
| 2                    | Гнейс, ильменогорский комплекс           | 0                        | 1,87                             | 1,33                             |
| 3                    | Мигматит, ильменогорский комплекс        | 0                        | 1,64                             | 1,05                             |
| 4                    |  | 0                        | 1,69                             | 0,96                             |
| 5                    |  | 0                        | 1,74                             | 0,96                             |
| 6                    | Граносиенит, Актас, Казахстан            | 0                        | 0,63                             | 2,16                             |
| 7                    | Гранит, Актас, Казахстан                 | 0                        | 0,67                             | 1,18                             |
| 8                    | Сиенит, Карсакпай, Казахстан             | 0                        | 0,62                             | 0,17                             |
| 9                    |  | 0                        | 0,68                             | 0,41                             |
| Кристаллические – II |  |                          |                                  |                                  |
| 10                   | Гранулит, Балтийский щит                 | 0,5                      | 1,94                             | 1,67                             |
| 11                   | Кислый гранулит, Кольский полуостров     | 0,8                      | 1,96                             | 1,23                             |
| 12                   | Фенит, ильменогорский комплекс           | 1,2                      | 1,70                             | 0,96                             |
| 13                   | Гранит, Актас, Казахстан                 | 1,6                      | 0,62                             | 1,46                             |
| 14                   | Гнейс, ильменогорский комплекс           | 2,0                      | 1,73                             | 1,13                             |
| 15                   | Миаскит, ильменогорский комплекс         | 2,1                      | 0,47                             | 0,29                             |
| 16                   | Кварцит, кокчетавская серия              | 2,3                      | 2,23                             | 2,91                             |
| 17                   | Плаггиогнейс, Казахстан                  | 2,6                      | 1,41                             | 0,50                             |
| 18                   | Гнейс, Тараташ, Урал                     | 2,8                      | 2,13                             | 2,26                             |
| 19                   | Порфиرويد, Белеуты, Казахстан            | 3,3                      | 0,94                             | 0,82                             |
| 20                   | Чернокит, Карелия                        | 3,8                      | 2,44                             | 1,60                             |
| 21                   | Гранит, Кольский полуостров              | 4,0                      | 2,76                             | 1,63                             |
| 22                   | Граносиенит, Актас, Казахстан            | 4,2                      | 0,63                             | 1,00                             |
| 23                   | Сиенит, Карсакпай, Казахстан             | 4,4                      | 1,38                             | 0,67                             |
| 24                   | Гранито-гнейс, Сарысай, Казахстан        | 4,6                      | 1,10                             | 0,25                             |
| 25                   | Амфибол-пироксеновый гнейс, Алдан        | 5,3                      | 1,83                             | 1,27                             |
| 26                   | Гранит, Сарысай, Казахстан               | 5,8                      | 1,09                             | 1,46                             |
| 27                   | Кварцит, кокчетавская серия              | 6,0                      | 2,14                             | 1,89                             |
| 28                   |  | 6,5                      | 1,79                             | 1,06                             |
| 29                   | Гиперстеновый сланец, Балтийский щит     | 6,8                      | 1,98                             | 3,50                             |
| 30                   | Порфиرويد, боровская серия               | 7,2                      | 1,04                             | 1,10                             |
| 31                   | Мигматит, ильменогорский комплекс        | 7,7                      | 1,67                             | 0,66                             |
| 32                   | то же                                    | 8,0                      | 1,48                             | 0,76                             |

| Возраст, млрд. лет, по:          |                             |                  | Pb/(U + Th) | U, %  | Th, % | Th/U |
|----------------------------------|-----------------------------|------------------|-------------|-------|-------|------|
| $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/\text{Th}$ | Pb-Pb изохронный |             |       |       |      |
| 6                                | 7                           | 8                | 9           | 10    | 11    | 12   |
| 0,77                             | 0,81                        | 1,35             | 1,12        | 0,028 | 0,015 | 0,54 |
| 1,54                             | 0,70                        | 1,85             | 1,84        | 0,028 | 0,021 | 0,75 |
| 1,25                             | 1,08                        | 1,85             | 1,07        | 0,026 | 0,020 | 0,77 |
| 1,15                             | 1,11                        | 1,85             | 1,37        | 0,023 | 0,013 | 0,55 |
| 1,22                             | 1,02                        | 1,85             | 1,06        | 0,021 | 0,014 | 0,67 |
| 1,45                             | 0,67                        | 0,65             | 0,58        | 0,015 | 0,034 | 2,25 |
| 1,00                             | 0,62                        | 0,65             | 0,60        | 0,015 | 0,016 | 1,10 |
| 0,20                             | 0,41                        | —                | 0,63        | 0,011 | 0,04  | 3,65 |
| 0,44                             | 0,70                        | —                | 0,64        | 0,026 | 0,022 | 0,85 |
| 1,79                             | 1,25                        | 1,95             | —           | 0,002 | 0,013 | 65   |
| 1,50                             | 1,85                        | 1,96             | 2,05        | 0,040 | 0,23  | 5,70 |
| 1,20                             | 0,85                        | 1,85             | 1,48        | 0,032 | 0,025 | 0,78 |
| 1,15                             | 0,77                        | 0,65             | 0,60        | 0,060 | 0,066 | 1,10 |
| 1,34                             | 1,00                        | 1,85             | 1,52        | 0,028 | 0,021 | 0,76 |
| 0,31                             | 0,23                        | 0,33             | 0,28        | 0,011 | 0,038 | 3,4  |
| 2,53                             | 1,54                        | —                | —           | 0,026 | 0,031 | 1,2  |
| 0,69                             | 0,64                        | —                | 0,64        | 0,017 | 0,012 | 0,77 |
| 2,18                             | —                           | 2,10             | 3,30        | 0,031 | —     | —    |
| 0,84                             | 0,97                        | —                | 0,87        | —     | —     | —    |
| 1,98                             | 1,14                        | 2,42             | —           | 0,008 | 0,007 | 0,9  |
| 2,17                             | 0,80                        | —                | —           | 0,024 | 0,025 | 1,04 |
| 0,88                             | 1,52                        | 0,65             | —           | 0,013 | 0,017 | 1,7  |
| 0,84                             | 0,99                        | —                | —           | 0,042 | 0,030 | 0,72 |
| 0,35                             | 0,28                        | —                | 0,93        | 0,009 | 0,008 | 0,90 |
| 1,44                             | 1,05                        | 1,95             | —           | 0,13  | 0,038 | 0,30 |
| 1,31                             | 2,44                        | —                | 1,10        | 0,05  | 0,047 | 0,94 |
| 2,00                             | 2,09                        | 2,23             | 1,31        | 0,032 | 0,40  | 12,2 |
| 1,32                             | 1,78                        | —                | 1,83        | 0,042 | 0,030 | 0,72 |
| 2,60                             | 1,43                        | 1,95             | —           | 0,017 | 0,023 | 1,35 |
| 1,07                             | 0,87                        | 1,05             | 0,94        | 0,047 | 0,02  | 0,43 |
| 0,88                             | 0,84                        | 1,85             | 0,88        | 0,030 | 0,014 | 0,48 |
| 0,95                             | 0,73                        | 1,85             | 0,60        | 0,055 | 0,034 | 0,62 |

Таблица 1 (продолжение)

| 1   | 2  | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10    | 11    | 12    |
|-----|--|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| 33  | Кварцит, кокчетавская серия                | 8,6  | 1,51 | 1,28 |      |      |      |      |       |       |       |
| 34  | Кварцит, майтубинская серия                | 9,3  | 1,41 | 1,65 | 1,37 | 0,61 | 1,40 | 1,10 | 0,035 | 0,060 | 1,72  |
| 35  | Гнейс, беломорская серия                   | 9,8  | 2,33 | 2,28 | 1,53 | 1,88 | —    | 1,48 | 0,029 | 0,054 | 1,18  |
|     | Полуметамиктные — III                      |      |      |      | 2,30 | 2,42 | 2,30 | —    | 0,136 | 0,37  | 2,72  |
| 36  | Гранит, жаункарский комплекс, Казахстан    | 10,3 | 0,63 | 1,12 | 0,96 | 0,64 | —    | 1,13 | 0,054 | 0,044 | 0,82  |
| 37  | Гранулит, Беломорский щит                  | 11,0 | 1,93 | 1,92 | 1,92 | —    | 1,95 | —    | 0,022 | —     | —     |
| 38  | Гранит, Рябиновский массив, Урал           | 12,1 | 1,36 | 2,04 | 1,71 | —    | 1,35 | —    | 0,007 | —     | —     |
| 39  | Очковый гнейс, Тараташ, Урал               | 12,3 | 2,23 | 2,22 | 2,23 | 1,37 | 2,10 | —    | 0,039 | 0,020 | 0,51  |
| 40  | Сланец, опарская свита, Казахстан          | 12,7 | 3,27 | 3,66 | 3,45 | 4,60 | —    | 0,7  | 0,037 | 0,096 | 2,6   |
| 41  | Гранит, Губенский массив, Урал             | 13,4 | 0,85 | 0,61 | 0,66 | 0,74 | 0,80 | 0,87 | 0,085 | 0,034 | 0,4   |
| 42  | Мигматит, ильменогорский комплекс          | 13,8 | 0,49 | 0,38 | 0,39 | 0,36 | —    | 0,56 | 0,064 | 0,029 | 0,45  |
| 43  | Гранит, Актас, Казахстан                   | 14,5 | 0,63 | 1,40 | 1,11 | 0,74 | 0,65 | 0,44 | 0,13  | 0,12  | 0,92  |
| 44  | Кварцит, кокчетавская серия                | 15,1 | 1,31 | 1,60 | 1,47 | 1,35 | 1,40 | 1,37 | 0,03  | 0,015 | 0,5   |
| 45  | Гранито-гнейс, Насымбай, Казахстан         | 15,9 | 0,70 | 0,38 | 0,42 | 0,30 | —    | 1,06 | 0,046 | 0,06  | 1,3   |
| 46  | Гнейс, зарендинская серия                  | 16,6 | 1,20 | 1,04 | 1,08 | 1,25 | 1,15 | 1,06 | 0,084 | 0,024 | 0,29  |
| 47  | Гранито-гнейс, массив Пионер, Казахстан    | 17,2 | 0,99 | 0,35 | 0,44 | 0,68 | —    | 0,64 | 0,15  | 0,17  | 1,14  |
| 48  | Гнейс, зарендинская серия                  | 18,1 | 1,07 | 0,81 | 0,88 | 1,37 | 1,15 | 0,92 | 0,16  | 0,084 | 0,52  |
| 49  | Кварцит, боровская серия                   | 19,5 | 1,24 | 1,54 | 1,41 | 1,25 | 1,40 | 1,17 | 0,021 | 0,015 | 0,72  |
|     | Полуметамиктные — IV                       |      |      |      |      |      |      |      |       |       |       |
| 50  | Гнейс, беломорская серия                   | 23,0 | 2,30 | 2,38 | 2,33 | 2,06 | —    | —    | 0,021 | 0,015 | 0,72  |
| 51  | Гранодиорит, Карелия                       | 23,4 | 2,72 | 2,37 | 2,54 | 2,23 | 2,70 | —    | 0,015 | 0,01  | 0,67  |
| 52  | Гранит, Бердяуш, Урал                      | 23,8 | 1,47 | 1,45 | 1,45 | 0,83 | 1,40 | 1,38 | 0,055 | 0,073 | 1,32  |
| 52а | Гнейс, кольская серия                      | 24,1 | 2,70 | 1,73 | 2,20 | 1,18 | —    | 2,20 | 0,026 | 0,03  | 1,15  |
| 53  | Гранит, Рябиновский массив, Урал           | 24,7 | 1,38 | 1,17 | 1,24 | —    | 1,35 | 1,46 | 0,006 | —     | —     |
| 54  | Гранит, Северная Карелия                   | 25,7 | 2,74 | 1,93 | 2,34 | 1,49 | 2,70 | —    | 0,012 | 0,011 | 0,9   |
| 55  | Гнейс, Тараташ, Урал                       | 27,1 | 1,92 | 2,00 | 1,95 | 1,98 | 2,10 | 2,79 | 0,148 | 0,013 | 0,09  |
| 56  | Чарнокит, Карелия                          | 29,1 | 2,45 | 2,38 | 2,40 | 2,23 | 2,42 | —    | 0,088 | 0,006 | 0,8   |
| 57  | Гранит, жаункарский комплекс, Казахстан    | 33,0 | 0,89 | 0,51 | 0,58 | 0,50 | —    | —    | 0,08  | 0,093 | 1,15  |
| 58  | Гнейс аплитовидный, Карелия                | 38,2 | 2,76 | 2,58 | 2,66 | 2,70 | —    | —    | 0,022 | 0,006 | 0,27  |
| 59  | Гранит, Тараташ, Урал                      | 41,6 | 1,95 | 1,80 | 1,85 | —    | 2,1  | 2,26 | 0,118 | —     | —     |
|     | Метамиктные — V                            |      |      |      |      |      |      |      |       |       |       |
| 60  | Гранит мясокрасный, Алдан                  | 52,5 | 1,93 | 1,77 | 1,83 | 1,71 | —    | —    | 0,072 | 0,071 | 1,0   |
| 61  | Гранит чернокварцевый, Алдан               | 58,8 | 1,86 | 0,87 | 1,20 | 1,96 | —    | —    | 0,13  | 0,21  | 1,6   |
| 62  | Гранит, Бердичевский массив, Украина       | 64,3 | 2,17 | 2,00 | 2,08 | 2,73 | —    | —    | 0,053 | 0,019 | 0,36  |
| 63  | Гнейс альбитизированный, беломорская серия | 69,2 | 2,50 | 1,86 | 2,16 | 1,98 | 2,70 | —    | 0,062 | 0,011 | 0,18  |
| 64  | Пегматит, Украина                          | 70,7 | 2,00 | 1,97 | 1,99 | 1,80 | —    | —    | 0,053 | 0,034 | 0,064 |
| 65  | Гранит, Бердичевский массив,               | 72,1 | 2,40 | 2,07 | 2,25 | 2,48 | —    | —    | 0,051 | 0,037 | 0,73  |

Таблица 1 (окончание)

| 1  | 2                                    | 3    | 4    | 5    |
|----|--------------------------------------|------|------|------|
|    | Украина                              |      |      |      |
| 66 | Пегматит, Украина                    | 74,0 | 2,02 | 2,18 |
| 67 | Гранит, Кольский полуостров          | 78,6 | 2,79 | 1,78 |
| 68 | Мигматит, Украина                    | 82,0 | 2,82 | 2,88 |
| 69 | Аплит-пегматоидный гранит, Украина   | 88,6 | 1,94 | 2,08 |
| 70 | Гранит пегматоидный, Украина         | 94,0 | 2,64 | 2,54 |
| 71 | Пегматит, Кейвы, Кольский полуостров | 97,0 | 1,80 | 2,69 |
| 72 | Пегматит, Койта-Тундра, Карелия      | 98,0 | 1,71 | 1,45 |
| 73 | Пегматит, Хето-Ламбина, Карелия      | 99,5 | 1,75 | 1,15 |

да отмеченных признаков, хотя главной причиной метамиктного распада циркона И.М.Липова традиционно считает радиоактивное излучение урана и тория. Исследования по рекристаллизации метамиктных цирконов [101, 102] показали, что: 1) восстановление их структуры может начинаться сразу же с момента повышения температуры, начало и скорость рекристаллизации являются возрастающими функциями СМ; 2) в гидротермальных условиях ( $P_{H_2O}$  100–1000 бар) процессы рекристаллизации протекают при более низких температурах (на 350–400°С ниже, чем в сухих).

Полностью метамиктные цирконы могут быть устойчивы в присутствии воды при температурах ниже 250°С. Отсюда следует важный вывод – вероятность сохранности признаков генетической метамиктности невелика, и у большинства цирконов они обычно утрачены. Однако было доказано, что метамиктное состояние некоторых цирконов из различных метасоматитов и грейзенов первично и вызвано исходной неупорядоченностью кристаллической структуры при выделении цирконосиликатов из гидротермальных растворов [42]. При этом отмечается, что полуметамиктные цирконы не содержат кристаллические разности даже в форме реликтов. Гетерогенные цирконы с первично метамиктным ядром и кристаллической оболочкой описала Н.Б.Абакумова [1]. Прозрачный циртолит со скорлуповатой, сферолитовой структурой обнаружен в гранитоидах, гнейсах и кварцевых жилах Южного Побужья [92]. Авторы считают, что циртолиты образовались в условиях высокотемпературного кислотного пневматолитового процесса и не являются продуктами распада циркона. С процессами щелочного метасоматоза и грейзенизации связывается образование метамиктных разновидностей циркона в гранитоидах Кокчетавской глыбы [47]. Ранние генерации кристаллического циркона кристаллизовались из расплава; воздействие щелочных растворов вызывает их растворение. Б. Шамр и другие [193] описывают образование микросферического, прозрачного, метастабильного гидроциркона в песчаниках Северной Богемии. Авторы считают, что гидроцирконы возникли при дегидратации и кристаллизации метаколлоидных гелей при температурах не выше 150°С. Отмечается низкая сте-

| 6    | 7    | 8 | 9 | 10    | 11    | 12   |
|------|------|---|---|-------|-------|------|
| 2,05 | 1,88 | – | – | 0,05  | 0,17  | 3,4  |
| 2,27 | 0,82 | – | – | 0,087 | 0,092 | 1,05 |
| 2,87 | 2,83 | – | – | 0,22  | 0,18  | 0,82 |
| 2,02 | 1,94 | – | – | 0,06  | 0,03  | 0,5  |
| 2,60 | 2,95 | – | – | 0,017 | 1,72  | 100  |
| 2,20 | 1,56 | – | – | 0,24  | 0,049 | 0,20 |
| 1,54 | 1,70 | – | – | 0,84  | 0,44  | 0,52 |
| 1,36 | 1,32 | – | – | 0,42  | 6,96  | 16,5 |

пень кристалличности гидроциркона и восстановление его структуры при отжиге.

Рассмотренных данных вполне достаточно, чтобы доказать генетическую природу метамиктности (I рода) цирконов. Из этого можно сделать соответствующие выводы. Цирконы с признаками генетической метамиктности являются своеобразными индикаторами условий образования пород при участии метасоматических, гидротермальных или пневматолитовых, относительно низкотемпературных процессов. Дальнейшая после кристаллизации цирконов история существования пород была относительно спокойной, что способствовало сохранению цирконов как геологически замкнутых систем. Удалять метамиктную составляющую, отвечающую генетической метамиктности I рода, при определении возраста не следует, ибо она максимально соответствует времени образования минерала. Соответствие возраста минерала возрасту породы доказывается независимыми методами.

Генетически метамиктные цирконы в основном из-за избыточной поверхностной энергии и сложного состава легко поддаются перекристаллизации, способны к раскристаллизации и переходу в поликристаллическое состояние. Процесс этот длительный, сложный и может быть зафиксирован на любой стадии, отвечающей незавершенным (промежуточным) цирконам. На рис. 26, 1 (см. вкл.) показан полированный срез кристалла из метасоматитов Прибайкалья при боковом (а) и нормальном (б) освещении. Отчетливы зональное строение, наличие белых частей (по данным ИК-спектроскопии, метамиктных на 69%; измерено по однородным белым кристаллам) и более поздних розовых (темных на снимке, метамиктных на 24%). Для последних характерны различные поры-трещины, что резко их отличает от однородного, более раннего (белого) материала. Изменения в распределении примесей заметны на фотографиях следующего кристалла, сделанных на микронзонде (рис. 26, 2 а–д). Реликты исходного материала в большей мере сохранили U и Y, тогда как для новообразований более характерны Th и Fe. Оценивать при этом общий баланс примесей в масштабе кристалла трудно, т.е. вопросы привноса-потерь или внутреннего перераспределения

не решаются. Однако довольно четкое проявление вторичной геохимической гетерогенности, а также признаки вторичной сорбции U на гидроокислах Fe [53] снижают геохронологическую информативность подобных цирконов. По-видимому, нужны новые приемы работы с такими кристаллами, позволяющие сохранить информацию о возрасте каждой фазы.

Близки по минералогическим свойствам к частично раскристаллизованным кристаллы с тонкозернистым (поликристаллическим) строением, которое также говорит о генетическом несовершенстве (рис. 26, 3 а, б). Они представляют собой агрегат мелких кристаллитов, обычно с пониженным двупреломлением и несколько различной ориентировкой, что придает кристаллу своеобразное мерцающее погасание (рис. 26, 3 а, б). При перекристаллизации зернистых кристаллов образуется более однородный материал, близкий магматогенным или метаморфогенным (гранулитовой-амфиболитовой фазий) цирконам. Такой "переход" хорошо заметен у кристаллов 4-6 (см. рис. 26), причем у последнего в отраженном свете (б) прослеживается уменьшение пористости. При полной смене одной разновидности цирконов (пористой, мутной, поликристаллической, с пониженным двупреломлением) другой (однородной, прозрачной, более кристаллической) признаки генетической метамиктности исчезают. Конкордантные возрастные соотношения таких цирконов ничего не говорят о времени образования пород.

Обобщение данных по цирконам из метаморфитов различных регионов СССР показывает широкое распространение перекристаллизованных цирконов, что сопровождается соответствующим омоложением пород, в первую очередь неоднократно метаморфизованных. С этой точки зрения кажется вполне понятным более древний возраст метаморфитов по сравнению с установленным по цирконам в пределах тараташского, ильменогорского, александровского, харьбейского, мугоджарского комплексов на Урале. Для всех этих объектов установлены признаки высокой степени перекристаллизации цирконов, что свидетельствует о вероятной потере геохронологической информации. Поиски древних реликтов по петрологическим и минералогическим данным в подобных ситуациях должны предшествовать любым возрастным исследованиям.

Можно было надеяться, что минералогическим показателем радиационной метамиктизации цирконов окажется их волнистое погасание, предполагающее постепенное уменьшение двупреломления и кристалличности на отдельных участках исходного материала. Примеры кристаллов с волнистым погасанием приведены на рис. 27 и в табл. 1 (обр. 68-70). Их морфологические особенности (идиоморфный облик, зональное и секториальное строение) допускают высокое совершенство исходного состояния, однако температурным воздействием это не подтвердилось. У кристалла 3 в исходном состоянии в скрещенных николях отсутствует полное погасание ( $a \rightarrow b$ ); при нагревании до 800 (а) и 1300°С (з) в течение 1 ч центральная часть становится непрозрачной, что, вероятно, указывает на ее первичное несовершенство и подтверждает вывод об однонаправленности (необратимости) процесса восстановления структуры. Лишь у единичных кристаллов были встречены слабо выраженные признаки потерь волнистого погасания с сохранением прозрачности при нагревании. Этот вопрос требует дальнейшего изучения, но уже сейчас можно считать доказанным, что отсутствие

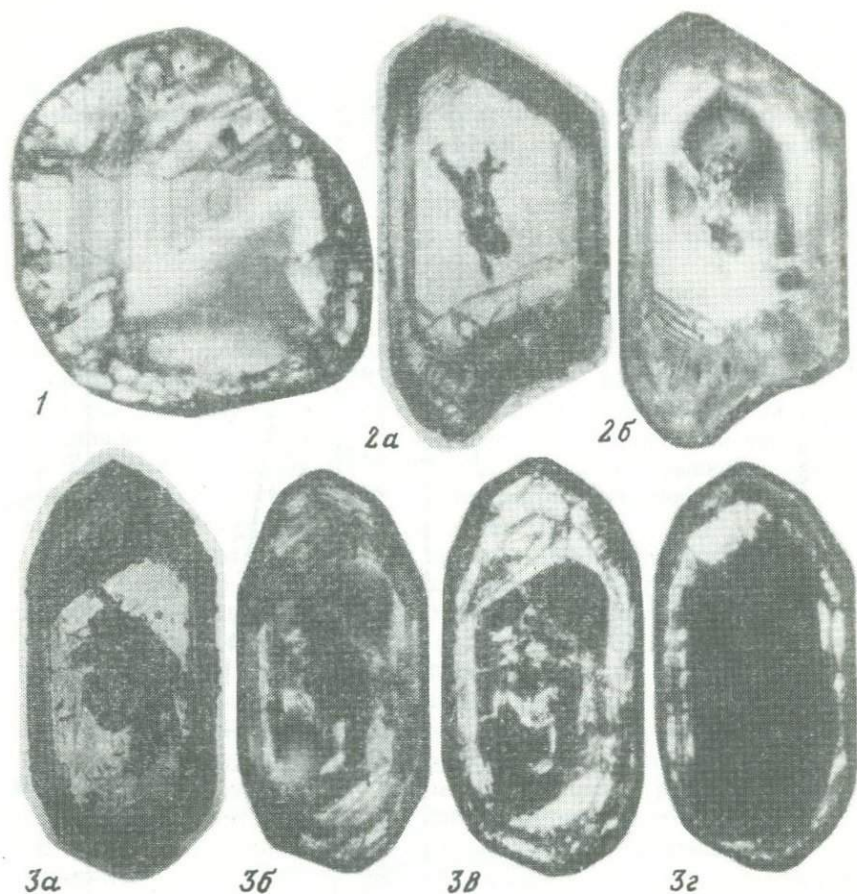
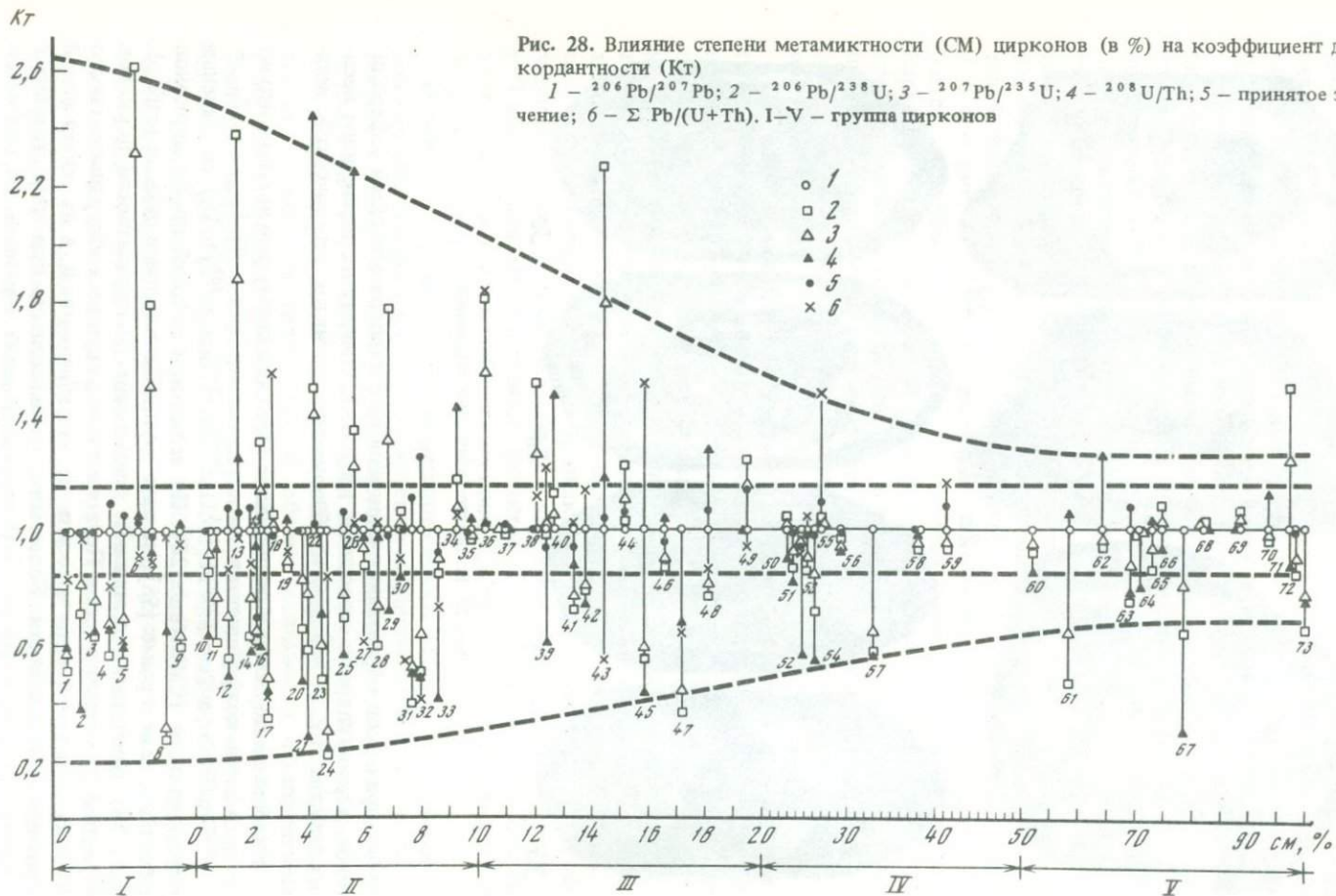


Рис. 27. Волнистое погасание цирконов

явных признаков образования цирконов из растворов или гелей (сферолитовое, вермикулярное строение и т.п.) не исключает их первичного несовершенства, т.е. возможности обнаружения реликтов генетической метамиктности.

Наиболее интересные и подводящие итог сказанному результаты следуют из сравнения коэффициентов дискордантности ( $K_t = T_i/T_{Pb}$ , где  $T_{Pb} = T^{207}Pb/^{206}Pb$ , а  $T_i = T^{206}Pb/^{238}U$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$  или  $^{208}Pb/Th$ ) со степенью метамиктности (СМ) (рис. 28). По величине последней пробы цирконов разделены, как и ранее [58], на пять групп. Приведенные данные (табл. 1, рис. 28) отчетливо показывают уменьшение дискордантности цирконов с ростом их метамиктности. Первоначально кажущаяся абсурдность такого вывода снимается, если исходить не из радиационной, а из генетической природы метамиктности. Более того, метамиктность при этом становится своеобразным показателем отсутствия изменений цирконов, т.е. соответ-



вия циркона замкнутой минералого-геохимической системе с момента ее образования, о чем уже говорилось выше. Ряд геологических признаков подтверждает такой вывод. Цирконы, характеризующиеся сходными условиями образования и спокойной историей существования, обособились в пятой группе (см. рис. 28). О спокойной истории существования некоторых цирконов из гранитоидов Украины говорят Н.И.Щербак и др. [145]. Приобретает дополнительную поддержку призыв Л.Н.Овчинникова и др. [93] к более широкому привлечению пегматитов для датирования геологических событий.

Кристаллические цирконы I—II групп характеризуются сложной историей геологического развития и очевидными признаками полиметаморфизма. Особенно наглядно это проявляется на примере гранулитов-чарнокитов, условия образования которых исключают первичное возникновение метамиктных цирконов. Поскольку в настоящее время цирконы из них обычно кристаллические, необходимо исключить метамиктность как причину возрастной дискордантности. Следовательно, модель непрерывной диффузионной потери свинца как причины дискордантных значений несостоятельна, на что справедливо указывал Г.И.Шестаков [139].

В любом случае независимо от происхождения метамиктности коэффициенты диффузии Pb (как и других элементов) в метамиктных разностях должны быть больше, чем в кристаллических. Поэтому можно говорить лишь об эпизодической потере Pb (или привносе U) как одной из причин возрастных расхождений, т.е. о явлениях частичной перекристаллизации или о существовании разновозрастных (кристаллических или метамиктных) генераций. При этом возможны случаи, когда удаление новообразованной метамиктной разновидности, соответствующей генетической метамиктности II рода, позволит определить истинный (первичный) возраст образования пород [94]. Рис. 29 дает представление о появлении такого метамиктного материала на примере цирконов из гранитизированных чарнокитоидов Юго-Западного Памира. Под действием метасоматических растворов прозрачные кристаллические цирконы начинают постепенно изменяться, теряют прозрачность, подвергаются дроблению, захватывают различные примеси. Иногда это ведет к появлению псевдоядер (см. рис. 29, 3—4), которые по внешним признакам подобны нормальным (реликтовым) ядрам, но являются более молодыми, чем оболочка. Естественно, что любые эпигенетические изменения, в том числе и так называемые "современные", могут повлиять на возраст цирконов любого генезиса и возраста.

На рис. 30 обобщающие результаты представлены в координатах Th-U. Средние величины Th/U для выделенных групп цирконов равны: А — 0,95; Б — 1,27; В — 1,46; Г — 2,30. С ростом содержаний U и Th в цирконах наблюдается снижение дискордантности. Вывод очевиден, поскольку любые изменения концентраций U, Th или Pb при их значительных содержаниях в цирконе мало сказываются на возрасте. В свою очередь, это вновь напоминает о генетической метамиктности, поскольку корреляция метамиктность—высокие содержания радиоактивных элементов хорошо известна.

Минимально ториевые цирконы характеризуются "промежуточным" значением возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Возрастное положение группы Б соответствует цирконам с минимальным содержанием радиоэлементов, что согласуется с предполагаемыми обычно потерями U и Th. Максимальным воз-

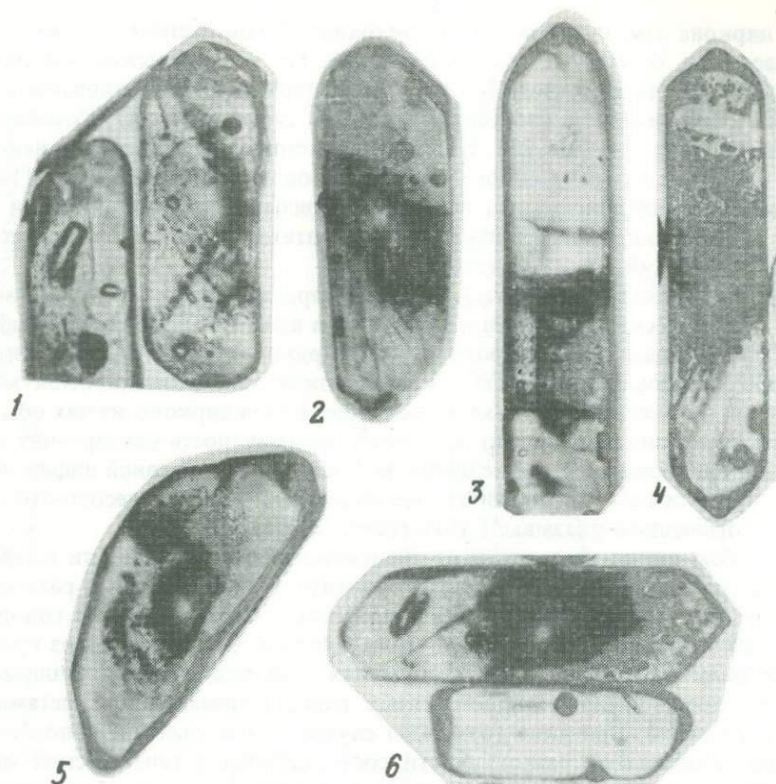


Рис. 29. Цирконы с признаками генетической метамиктности II рода

растом по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  отличаются цирконы с повышенной "ториевостью" (группа В). Из совокупности данных следует, что U в цирконах является более подвижным элементом, чем Th, и с ним связаны максимальные расхождения возраста. Последнее неоднократно доказывалось микронзондовыми исследованиями [50, 53].

**Генезис и возраст цирконов некоторых метаморфитов докембрия.** Показательным примером использования цирконов для решения вопросов о происхождении и возрасте пород является тараташский комплекс на Южном Урале, петрологическая и геохронологическая характеристика которого обобщены недавно в отдельной монографии.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях гранулитового метаморфизма, неоднократно диафорированы и гранитизированы. Сложная геологическая история оказала решающее влияние и на свойства цирконов. Метаморфиты гранулитовой фации представлены двупироксеновыми сланцами различного состава, кварцитами, диорито-гнейсами, металикритами, эндербитами, чарнокитами, лейкократовыми жильными плагиигранитами. Для всех пород этого уровня метаморфизма характерен округлый, с признаками грануломорфного роста, однородный, прозрачный циркон. Однако

Рис. 30. Зависимость дискордантности от содержания U и Th

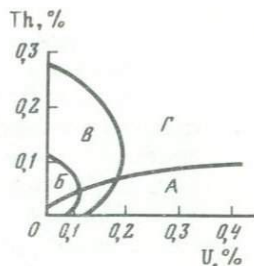
в цирконах

$$A - T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \geq T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) \geq T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) > T(^{208}\text{Pb}/\text{Th});$$

$$B - T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \leq T(^{208}\text{Pb}/\text{Th});$$

$$B - T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \leq T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) \leq T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) > T(^{208}\text{Pb}/\text{Th});$$

$$Г - T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \pm 15\% = T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) = T(^{208}\text{Pb}/\text{Th})$$



большей частью эта собственно гранулитовая разновидность (II) ассоциирует с новообразованной при диафторезе амфиболитового уровня (III), а в некоторых случаях содержит реликты более ранней генерации (I). Цирконы отмеченных трех генераций подвергались дроблению и перекристаллизации с образованием более поздней генерации (IV).

Цирконы I наиболее представительно сохранились в диорито-гнейсах, не затронутых процессами диафтореза (рис. 31; см. вкл.: а — нормальное освещение, б — проходящий свет; остальное — данные микронзондирования). Присутствуют они только в виде ядер различной сохранности, характеризуются молочно-белой, серой окраской, мелкокристаллическим строением и включениями U-Th-содержащих минералов. Форма ядер указывает на принадлежность субстрата диорито-гнейсов к магматическим, а не осадочным породам.

По данным микронзондирования оболочка по сравнению с ядрами резко обеднена U, Th, Hf, Y, Pb, Fe. Содержания U, Th и Pb в ядре отчетливо коррелируются друг с другом, что указывает на его относительно высокую сохранность как возрастного индикатора субстрата. Однако у большей части таких гетерогенных кристаллов степень перекристаллизации ядер более высокая, чем у рассмотренного, и определение истинного возраста ядер представляет сложную задачу. На основании оценки его по  $\Sigma\text{Pb}$  и по датированию сосуществующих амфиболов и пироксенов K-Ar-методом, гранулитовому метаморфизму подверглись породы с возрастом не менее 2,9–3 млрд. лет. По петрологическим данным таковыми могли быть дифференцированные sill и покровы андезито-базальтов. Свойства и состав цирконов ядер позволяет говорить об образовании диорито-гнейсов за счет пород гранитного состава, обогащенных радиоактивными и редкими элементами. Не исключено, что такие цирконы являются остаточными фрагментами архейской протокоры гранитного состава ("серых гнейсов"); позднее почти полностью уничтоженной процессами метаморфизма и гранитизации.

При высокотемпературном диафторезе амфиболитовой фации диорито-гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы превращаются в очковые гнейсы. Процесс сопровождается привнесением  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , уменьшением  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , датирован он различными методами в 1,9–2,1 млрд. лет. Цирконы очковых гнейсов, как и диорито-гнейсов, бигенетичны, но ядра здесь уже представлены разновидностью II, а оболочки — собственно амфиболитовой разновидностью III. Обе они могут присутствовать раздельно, в виде ядер-оболочек или сростков. Примеры сростков иллюстрирует

рис. 32 (см. вкл.): боковое освещение до полировки (а) и после (б);  $v-d'$  — проходящий свет при различном повороте николей; остальное — данные микронзондирования. Хорошо заметно, как молочно-белая, зональная, иногда с явно метамиктизированными зонами (разновидность I имеет мелкокристаллическое строение), с отчетливым идиоморфизмом генерация III "прирастает" к более однородному, прозрачному, округлому циркону-ядру (генерация II), имеющему малиновую окраску. Угол погасания между ними составляет  $\sim 48^\circ$ , т.е. ориентировка при новом росте не унаследована. Состав генераций цирконов различен: II снова содержит минимальное количество примесей. В свою очередь, генерация III, по сравнению с I, содержит заметно меньше U, Th и других редких элементов, но близка ей по содержанию Fe (0,20—0,25%).

При образовании амфиболитовой разновидности цирконов (III) степень перекристаллизации гранулитовой (II) варьирует в широком диапазоне, что исключает получение реальных датировок конкретных геологических событий по "валовому" циркону. Необходимо применять или дифференцированное растворение, так как генерация III отличается повышенной метамиктностью, или проводить ручную сортировку. Кроме того, вероятно нахождение метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций, содержащих соответственно лишь одну генерацию циркона. Многочисленные датировки по  $\Sigma Pb$  гранулитовой разновидности цирконов, а также единичные определения K-Ar-методом реликтовых биотитов и амфиболов из диафторированных кристаллических сланцев позволяют оценить возраст гранулитового метаморфизма в 2,6—2,7 млрд. лет.

Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в некоторых участках подверглись дислокационному метаморфизму и превращены в различного рода бластомилониты. Дроблению и перекристаллизации подверглись не только породообразующие минералы, но и цирконы, что хорошо заметно на рис. 33 (см. вкл.). Следы дробления определяются не только по изменению окраски, но и по более интенсивной последующей перекристаллизации (кристаллы 1-3;  $a \rightarrow b \rightarrow v$ :  $a$  — боковое освещение; проходящий свет при параллельных (б) и скрещенных (в) николях), приводящей к замещению метамиктизированной разновидности III более кристаллической бледно-розовой разновидностью IV. Кристалл 3 детально исследован на микронзонде. Об изменении состава циркона при дроблении и перекристаллизации (участки дробления и границы разновидностей показаны) можно судить по кривым количественного распределения элементов (3, д). По этим данным возраст III оценивается в 2,2 млрд. лет, а IV — в 1,55 млрд. лет, что значительно превышает цифры, полученные K-Ar-методом для бластомилонитов (0,9—1,38 млрд. лет). По-видимому, последние существенно занижены, поскольку даны по породе в целом и фракциям полевых шпатов.

Наиболее распространенным типом гиперстеновых гранитоидов являются эндрбиты. Согласно петрологическим данным, их образование связано с этапом гранулитового метаморфизма, а исходными породами были кислые эффузивы. Основное отличие цирконов гранитоидов от рассмотренных четырех метаморфогенных генераций — это их магматогенный облик, обусловленный идиоморфным-субидиоморфным строением, зональностью с высокой симметрией и признаками секториальности (рис. 34). Подобные

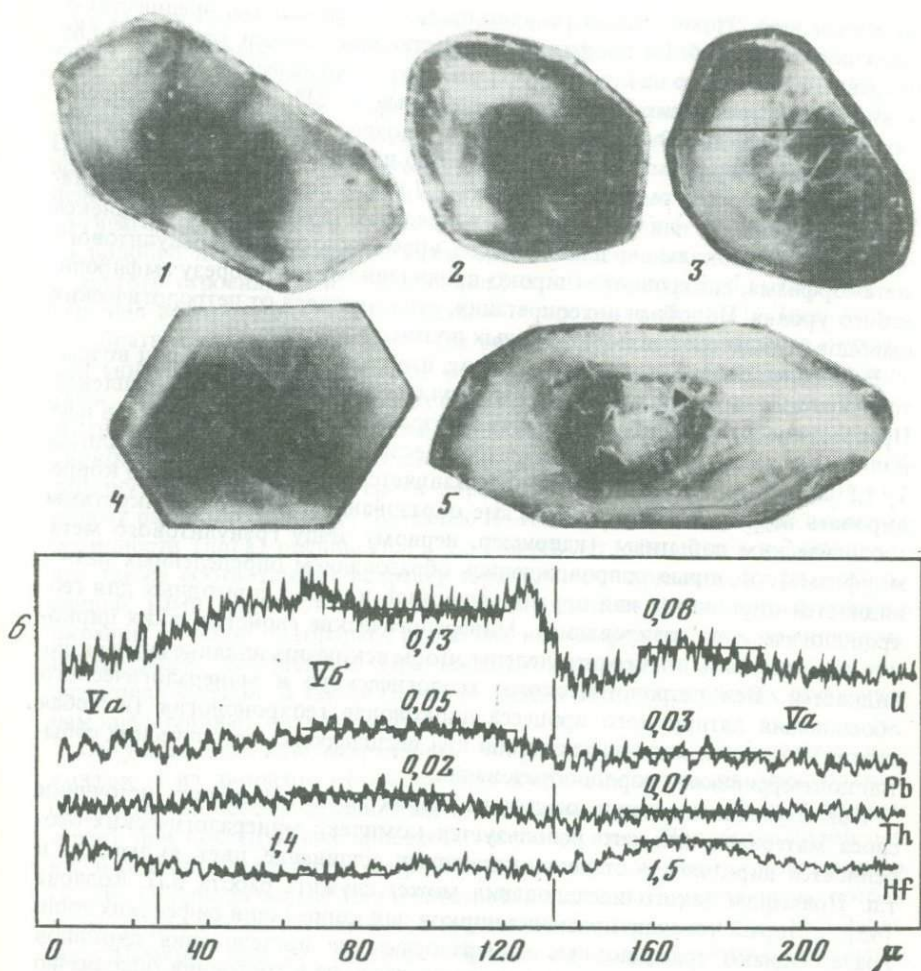


Рис. 34. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из эндрбитов тараташского комплекса

особенности указывают на значительную роль расплава при образовании эндрбитов тараташского комплекса. Кроме того, цирконы характеризуются пестрой окраской — розовая (Va) и серая (Vб) у них сосуществуют в различных сочетаниях. Например, кристалл 1 (см. рис. 34) можно было бы сравнить с бигенетичными кристаллами из ядра II и оболочки III, характерными для диафторированных гранулитов. У других кристаллов (2) части Vб находятся в окружении Va, распространяются по трещинам или ими ограничиваются (3-4), "проявляют" зональность (5). Никаких ядер или признаков унаследованного материала у цирконов эндрбитов не обнаружено. Обе разновидности цирконов связаны с единым процессом кристаллизации, причем ранняя, магматическая разновидность Va при образовании более поздней, вероятно, автотетасоматической Vб, подвергалась частично-

му изменению. Этому способствовали процессы протоклаза, предшествующего появлению *Вб*. На профилях количественной съемки (см. рис. 34,6; направление показано на кристалле 3) заметно геохимическое сходство разновидностей; для обеих возрастов, определенный по  $\Sigma\text{Pb}$ , находится в пределах 2–2,1 млрд. лет. Выше отмечалось, что возраст основного этапа гранулитового метаморфизма, с которым связано появление большинства метаморфических пород, оценивается в 2,6–2,7 млрд. лет. Вероятно, гиперстеновые гранитоиды или часть из них в пределах тараташского комплекса возникли при локальном плавлении во время повторного гранулитового метаморфизма, синхронного широко проявленному диафорезу амфиболитового уровня. Подобная интерпретация, отличающаяся от петрологических выводов, нуждается в дополнительных подтверждениях.

Еще более сложным является вопрос, что следует понимать под возрастом тараташского (и любого другого полиметаморфического) комплекса. Правомочны ли мы вообще говорить о возрасте подобных комплексов и их положении в стратиграфическом разрезе, если история их развития длится 1–1,5 млрд. лет или более? Нам представляется, что и датировать, и коррелировать подобные метаморфические образования нужно по конкретным геологическим событиям (например, первому этапу гранулитового метаморфизма), которые сопровождалась образованием определенных разновидностей цирконов (или других минералов и пород, пригодных для геохронологического датирования). Минералогические свойства таких цирконов должны быть четко определены, чтобы исключить влияние иных разновидностей. Без петрологического, геологического и минералогического обоснования датированного процесса цирконовая геохронология (и любая другая) окажется малоэффективной при расшифровке исторических событий докембрийского пороодообразования.

При изучении цирконов осадочных пород важно установить источники сноса материала, для чего используется комплекс минералогических особенностей цирконов — степень окатанности, удлинение, цвет, включения и т.п. Примером такого исследования может служить работа В.И. Козлова [43], который успешно применил циркон для корреляции рифейских толщ Урала. Однако традиционные минералогические исследования цирконов различного генезиса в осадочных породах часто не в состоянии однозначно определить источник сноса, ибо невозможно учесть характер их изменений в осадочном цикле и степень конвергентности различных минералогических признаков. Кроме того, в качестве предполагаемого источника сноса обычно фигурируют толщи, "цирконовая" характеристика которых явно недостаточная.

Большую помощь в таких ситуациях могут оказать данные о микрогеохимической гетерогенности цирконов. В качестве примера рассмотрены исследования цирконов из песчаников нижнерифейской айской свиты на Южном Урале. Возможным источником цирконов считаются породы тараташского комплекса. Этот вывод кажется сомнительным, если принять точку зрения о вендском возрасте свиты [75].

На рис. 35 (см. вкл.) (*a* — боковое освещение, *b* — проходящий свет, остальное — данные микрозондирования) показаны особенности строения и состава окатанного зерна циркона с типичным микрорельефом истирания. Несмотря на окатанность, у зерна хорошо заметно обрастание молочно-бе-

лого мелкозернистого материала малиново-красным (на рис. 35, *a* — темная часть) прозрачным. Резкие границы между разновидностями подчеркиваются данными микронзондирования. Возраст оболочки оценивается в 2,45 млрд. лет; из-за резкой неоднородности распределения оценить возраст ядра не удастся, но отчетливая геохимическая корреляция между элементами говорит о высокой степени сохранности первичного распределения. Если сравнить эти данные с особенностями цирконов из диорито-гнейсов тараташского комплекса, состоящих из I–II разновидностей, то подобие легко устанавливается. Айские песчаники содержат цирконы и другого строения (рис. 36, см. вкл.; *a* — нормальное, *b* — боковое освещение полированной поверхности, *в* — проходящий свет). Здесь картина обратная — прозрачное ядро (на рис. 36, *в* — светлая часть) в окружении молочно-белой непрозрачной оболочки. Границы между разновидностями резкие, т.е. нет признаков перекристаллизации, усвоения ранней генерации поздним материалом. Подобные разновидности бигенетичных цирконов были описаны для двупироксеновых кристаллических сланцев, затронутых диафорезом, среди пород тараташского комплекса. Они отвечают распространенному сочетанию II–III генераций. Возраст розовой разновидности (ядра) оценивается в 2,65 млрд. лет, оболочки — в 2 млрд. лет, что также соответствует возрасту тараташских цирконов. Среди исследованных нами цирконов из разнообразных гнейсов фундамента восточной окраины Русской платформы подобных не обнаружено, что, по-видимому, подтверждает поступление тараташского материала в бассейны айского осадконакопления. В таком случае вендские датировки айских эффузивов нам представляются сомнительными.

Обсуждая высокую сохранность геохронологической информации цирконами I из диорито-гнейсов тараташского комплекса, мы предполагали отсутствие их перекристаллизации (во всяком случае, хотя бы у некоторых зерен) при последующих процессах метаморфизма. Подобные случаи редки, и обычно встречаются рекристаллизованные цирконы со смещенными U-, Th-, Pb-отношениями. Для иллюстрации сказанного рассмотрены особенности цирконов из пегматитов, изофациальных чарнокитоидам Юго-Западного Памира (рис. 37; см. вкл.). Кристаллы содержат много первичных включений, идиоморфны, соответствуют кристаллическим разностям. Наблюдается четкая корреляция U, Th и Y, в меньшей мере Hf, P и Fe. Поражает отсутствие заметных количеств Pb в участках, обогащенных U и Th. Если возраст чарнокитоидов по цирконам, у которых не наблюдается подобных эффектов, оценивается в 2,3–2,4 млрд. лет, то в рассматриваемом примере (левая часть кристалла) можно предполагать "современное" нарушение, т.е. полную потерю Pb отдельными участками кристаллов (в основном, с включениями). Это дает возможность для чарнокитоидов и некоторых пегматитов Юго-Западного Памира предполагать двухстадийную модель развития — архейскую кристаллизацию и кайнозойскую перекристаллизацию. К закрытым геохронологическим системам подобные цирконы отнесены быть не могут.

Гранулитовая фация Балтийского щита представляет собой пример геохимической гетерогенности цирконов из гиперстеновых сланцев (см. табл. 1, проба 29). На рис. 38 (см. вкл.; 1, 3) просматривается строение кристалла: темная часть соответствует бледно-розовому прозрачному ядру,

в углублениях и выше которого находится материал светло-серой, участками прозрачной оболочки (зерно приполировано). Различие составов ядра и оболочки отчетливо устанавливается по распределению Hf, Y, Fe — ядро содержит меньше этих элементов, причем площадная съемка по Y повторяет контуры фаз, различающихся оптически. Особенности распределения U и Th по профилю в ядре и оболочке близки, хотя ядерная часть обеднена Th. Необычным является распределение Pb — ядро существенно богаче этим элементом. Из табл. 1 видно, что дискордантность возрастных значений для пробы 29 значительна — от 3,5 до 1,43 млрд. лет. Значение 1,98 млрд. лет, полученное по изотопам Pb, интерпретируется как возраст гранулитового метаморфизма [125]. Возраст по  $\Sigma$ Pb для оболочки (II на рис. 38, 7) у различных кристаллов находится в пределах 1,7–2,2 млрд. лет, т.е. приближается к данным по изотопам Pb. В то же время для ядер значения по  $\Sigma$ Pb резко завышены (> 4 млрд. лет), что можно объяснить или потерей U при метаморфизме, или же очень древним их возрастом. Рассматриваемый пример указывает на отсутствие гомогенизации цирконов при новом росте даже в условиях гранулитового метаморфизма и на более древний возраст субстрата гиперстеновых сланцев Балтийского щита. В отличие от цирконов из диорито-гнейсов тараташского комплекса ядра и оболочки пробы 29 относятся к кристаллическим разностям, лишенным признаков генетической метамиктности, что косвенно повышает вероятность потерь ядром некоторой доли U.

Рассмотренные нами примеры геохимической и геохронологической гетерогенности цирконов из метаморфических пород докембрия составляют незначительную долю возможных вариантов. Вопросам минералого-геохимического изучения цирконов как при петрологических, так и при геохронологических исследованиях должно уделяться не меньше внимания, чем развитию методов количественного анализа изотопного состава элементов.

Таким образом, в данной главе на основе экспериментальных исследований (растворения в различных средах и синтеза искусственных цирконов) и наблюдений над природными разностями установлены и описаны основные различия между округлыми и с искаженной формой цирконами, возникшими при метаморфогенном росте, растворении, истирании (окаtywании) и различных деформациях. Данные позволяют решать вопросы о природе субстрата метаморфических пород, их диафорических и метасоматических изменениях и тектонической истории.

Рассмотрены признаки генетической метамиктности цирконов, которые указывают на их высокую геохронологическую сохранность и на значительное влияние низкотемпературных процессов (гидротермальных, пневматолитовых) на метаморфические породы. Гетерогенные по составу и возрасту цирконы широко распространены в метаморфических породах различных фаций, включая гранулитовую. Определение возраста по таким цирконам приводит к получению заниженных значений. В таких случаях необходимы поиски реликтовых цирконов, минимально затронутых процессами перекристаллизации.

Применение цирконов для решения генетических и геохронологических вопросов показано для метаморфических и осадочных пород докембрия Урала, Юго-Западного Памира, Балтийского щита.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО НЕКОТОРЫМ РУДНЫМ МИНЕРАЛАМ

Данные по составу, структурам и продуктам распада твердых растворов рудных минералов с определенными ограничениями могут быть использованы для реконструкции первичной природы и условий формирования руд и пород докембрия. Эти вопросы рассматриваются на примере исследованных магнетита, ильменита, титаномагнетита и пирротина ильменит-магнетитовых руд и вмещающего их базитового комплекса кристаллического фундамента Белоруссии.

Для восстановления первичной природы кислых пород кристаллического фундамента Белоруссии успешно применялся цирконовый метод [20]. Первичная природа основных пород этого региона достоверно реконструирована по результатам исследований типоморфизма и структур распада твердых растворов акцессорных магнетита, ильменита и пирротина. Этот метод использован и при изучении генезиса ильменит-магнетитовых руд [62, 63], залегающих среди базитового комплекса пород. Базиты и руды находятся в одной структуре, парагенетически связаны между собой, содержат одни и те же рудные минералы и хорошо коррелируются.

Результаты корреляции пород и руд по акцессорным минералам, сопоставленные с данными по реликтовым структурам и текстурам базитов, позволили сделать вывод относительно их первичной природы.

Акцессорные минералы рудовмещающих базитов метаморфического комплекса. Корреляция метаморфизованных базитов интрузивных и вулканических фаций с залегающими в них ильменит-магнетитовыми рудами рассмотрена здесь на примере комплекса пород, залегающих в локальных вулкано-тектонических структурах Кореличской грабен-синклинали, которая сложена преимущественно архей-нижнепротерозойскими базитами [87]. Наибольшее развитие имеют туфы основного состава и андезиты, которые сопровождаются лавовыми, субвулканическими и интрузивными телами аналогичного, местами диоритового состава. Эти фациальные разновидности пород, несмотря на метаморфизм, хорошо различаются по текстурным особенностям [62], но в то же время имеют много общего в составе породообразующих, рудных и акцессорных минералов, а также в содержании элементов-примесей, в том числе редкоземельных элементов и летучих компонентов, что позволяет уверенно их коррелировать.

Комплекс интрузивных пород включает в себя габбро, нориты, габбро-нориты, габбро роговообманковые, диабазы и диориты с обычным для них минеральным составом, структурой и текстурой. Интрузивные, вулканические породы и ильменит-магнетитовые руды являются производными одного магматического очага и относятся к единой габбро-норит-спилит-диабазовой формации.

По степени рудной минерализации и гидротермального изменения среди туфов выделяются три разновидности: безрудные, оруденелые и сильно измененные гидротермальными процессами.

Состав породообразующих минералов (плагиоклазов, пироксенов, роговых обманок) в интрузивных и вулканогенных породах, относящихся

к одному и тому же петрографическому типу, близок. Разница заключается в величине и количественном соотношении зерен, структуре и текстуре, различной степени измененности и в некоторых геохимических особенностях. Специфические минеральные разновидности появляются главным образом в туфах, испытавших влияние гидротерм, чему способствуют их физические свойства, особенно пористость. Рудные минералы во всех фациальных типах пород одни и те же: магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, пирротин с пентландитом, халькопирит и пирит. Большое сходство наблюдается и в структурах распада твердых растворов рудных минералов этих пород: магнетита, ильменита, титаномагнетита и пирротина. Качественный состав ассоциаций нерудных акцессорных минералов также однотипен — для него наиболее характерны апатит и зеленая шпинель. Циркон встречается значительно реже.

Безрудные вулканические туфы по минеральному составу, структуре и текстуре весьма непостоянны. Наиболее распространены роговообманковые с разным количеством плагиоклаза, рудных минералов и примесей пироксена, биотита и кварца. Пироксен представлен диопсидом, диопсид-авгитом, энстатитом или гиперстеном, часто несколькими разновидностями одновременно. Структура пород в обломках в зависимости от их генетического типа участками тонкозернистая, порфировая, гломеропорфировая и мицдалекаменная. Текстура массивная, пятнистая, сланцеватая. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, титаномагнетит, апатит, пирит, пирротин, халькопирит, редко — зеленая шпинель.

Оруденелые туфы базальтоидов и андезитов, измененные процессами метаморфизма до амфиболитов и сланцев, переслаиваются с ильменит-магнетитовыми и магнетитовыми рудными телами. Текстура их различна: массивная, пятнистая, пористая и сланцеватая. Соотношение цветных и светлых породообразующих минералов, как и в безрудных туфах, колеблется в широких пределах. Количество рудных и акцессорных минералов непостоянно. Породообразующие и акцессорные минералы в оруденелых туфах те же, что и в безрудных.

Происхождение рудных минералов различно. Одна часть их представляет собой рудные пирокласты, другая — метасоматические образования, возникшие в поствулканический этап формирования вулканогенного комплекса и под влиянием более поздних метаморфических процессов амфиболитовой фаши. На интенсивность метасоматической рудной минерализации заметное влияние оказывает пористость туфов. Пористые участки нередко сильно пиритизированы. Поры обычно мелкие и большей частью заполнены рудными минералами. В сохранившихся порах стенки покрыты мелкими кристаллами магнетита или пирита.

Поствулканические гидротермальные растворы содержат летучие компоненты — хлор, фосфор, бор и др., что нашло отражение в образовании повышенных количеств апатита и в скаполитизации плагиоклаза и роговой обманки.

Все выделенные фациальные разновидности базитов характеризуются распространением элементов-примесей группы железа: никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома и марганца. При этом интрузивные и лавовые образования хорошо коррелируются как по составу, так и по содержанию элементов-примесей. Однако в вулканических туфах различного состава

по сравнению с породами глубинных фаций отмечается увеличение или уменьшение содержания хрома, никеля и кобальта, что объясняется влиянием метасоматических процессов.

**Минералы руд и влияние метаморфизма.** Вещественный состав и генезис этих руд хорошо освещены в геологической литературе [11, 21, 32, 87, 104, 120, 129]. Здесь мы отметим главнейшие особенности распространения рудных минералов и их метаморфизма, характеризующие термодинамические условия формирования руд в связи с влиянием вулканизма.

По текстурному признаку выделяются массивные, вкрапленные и полосчато-слоистые (сплошные грубополосчатые, вкрапленные и мелкопятнистые, а также ритмично-полосчатые) типы руд. Содержание (в %)  $Al_2O_3$  и  $MgO$  в рудных минералах [129] различное: в магнетитах  $Al_2O_3$  — 0,41–1,27 и  $MgO$  — 0,55–0,86, а в сосуществующих с ними ильменитах соответственно 0,96–2,09 и 1,64–2,90.

Массивные руды, местами пятнистые со слабо ориентированным расположением рудных агрегатов, имеют мелкозернистую структуру. Основная масса руд сложена магнетитом (55%), титаномагнетитом (30%) и ильменитом (15%). В качестве примесей присутствуют гематит, маггемит, зеленая шпинель, рутил, ульвешпинель, сульфиды: пирит, пирротин, мельниковит-пирит, марказит, халькопирит, пентландит. Из нерудных минералов встречаются роговая обманка, ромбический и моноклинный пироксены, плагиоклазы, редко гранат и др.

Агрегаты магнетита с характерной аллотриоморфной структурой имеют размер зерен 0,05–2,5, а сростков — 4–5 мм. Отчетливо устанавливаются три генерации этого минерала. Магнетит I генерации образует основную массу рудного агрегата. В отдельных зернах магнетит имеет низкую отражательную способность, характеризующую высокое содержание  $MgO$  и  $Al_2O_3$ , но местами наблюдается более густой коричневато-розовый оттенок, обусловленный значительным содержанием титана. Зерна обычно неправильно-полигональные, иногда овальные, редко идиоморфные. В магнетите местами обнаруживаются мелкие реликтовые включения более раннего ильменита. В отдельных зернах магнетита присутствуют единичные пластинки ильменита — продукты распада твердого раствора (размер 0,004–0,01 мм). Магнетит II генерации образует зерна неправильной формы, обычно не содержит включений ильменита и по оптическим свойствам заметно отличается от магнетита I генерации. Магнетит III генерации присутствует среди плагиоклазового агрегата в виде разобщенных зерен и тонких прожилков.

Маггемит развивается по магнетиту в виде узорчатой формы пятен. В отраженном свете — фиолетово-серовато-синий.

Титаномагнетит — типичный минерал массивных руд. Зерна по форме и размерам такие же, как и у магнетита, но содержат больше тонких пластинок ильменита (размер 0,05–0,1 мм), расположенных обычно параллельно.

Ильменит встречается среди магнетитового агрегата отдельными зернами, реже мелкими скоплениями. Форма зерен (размером от 0,08–0,25 до 0,8–2 мм) неправильная, иногда округлая, встречаются столбчатые кристаллы и тонкие пластинки. Наблюдается три генерации ильменита: I генерация присутствует в виде реликтовых зерен неправильной

формы и по оптическим свойствам отличается от ильменита поздних генераций более сильной анизотропией и яркими цветными эффектами; II генерация образует тонкие пластинки среди магнетита; III — отдельные зерна вне магнетита.

В отраженном свете ильменит серовато-белый с коричневым оттенком разной густоты, что объясняется различным содержанием элементов-примесей и молекулы гейкилита. В отдельных зернах ильменита наблюдаются продукты распада твердых растворов в виде гематита, включений рутила и редко — ульвешпинели веретенообразной формы. Гематит обычно присутствует в форме удлинённых пластинок, реже табличек.

**П и р р о т и н** и развивающийся по нему пирит в небольшом количестве (около 1–2%) обычно находятся в межзерновом пространстве, иногда внутри рудных минералов. Зерна (от 0,02–0,25 до 0,5 мм) большей частью неправильной формы, местами овальные и реже округлые. Редко в пирротине встречаются очень мелкие включения пентландита в ассоциации с халькопиритом.

**М е л ь н и к о в и т-п и р и т** встречается реже пирита. Зерна мелкие (0,08–0,15 мм), неправильной формы, местами видна скорлуповато-зональная структура.

**М а р к а з и т и х а л ь к о п и р и т** встречаются очень редко, в виде единичных и мелких зерен неправильной формы.

Вкрапленные, пятнистые и полосчато-слоистые ильменит-магнетитовые руды по минеральному составу близки к массивным разновидностям, но в связи с различным генезисом они различаются многими особенностями и прежде всего химическим составом. Это находит отражение в форме проявления самих минералов, оптических свойствах и продуктах распада твердого раствора.

Магнетит в отраженном свете обычно серый с коричневым оттенком, интенсивность которого обусловлена колебаниями химического состава минерала, главным образом различным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $TiO_2$ . Продукты распада твердого раствора отсутствуют или находятся в виде единичных, реже — многочисленных пластинок ильменита. Преобладают нераспавшиеся зерна титаномагнетита.

Ильменит по химическому составу также неоднороден, поэтому цвет, отражательная способность и анизотропия колеблются в широких пределах. Продукты распада твердого раствора в большей части зерен не наблюдаются, но местами они представлены гематитом, рутилом и шпинелью. Гематит образует мелкие таблички без отчетливой ориентировки, редко удлинённые пластинки, характерные для сплошных руд. Эта особенность характеризует начальную стадию распада твердого раствора.

Форма зерен ильменита и магнетита обычно неправильная, но в рудах с полосчато-ритмичной текстурой, возникших в пористых туфах в процессе метасоматоза, зерна магнетита часто характеризуются резким идиоморфизмом.

Сульфидные минералы имеют неправильную форму и большей частью концентрируются в нерудных прослойках метатуфа. Туфы содержат обломки магматических пород лавовых фаций, в которых пирротин, нередко округлой формы, иногда с продуктами распада твердого раствора в виде пентландита, встречается значительно реже пентландита с халькопиритом.

Таким образом, по минеральному составу и парагенетическим взаимоотношениям ильменит-магнетитовые и титаномагнетитовые с ильменитом руды имеют много сходных черт. Но есть и различия, обусловленные генезисом, геологическими и термодинамическими условиями формирования.

Сравнение рудных минералов в метаморфических породах и рудах и их генезис. Общим для всех типов руд является крайне изменчивый состав ильменита и магнетита. Это особенно характерно для вулканогенных рудных образований и отражает сложный путь их формирования. Часто в рудоносных вулканогенных толщах, главным образом в сплошных массивных рудах, наблюдается обильное развитие по магнетиту маггемита. По-видимому, это одно из важных доказательств формирования вулканогенных рудных залежей в поверхностных условиях, характеризующихся активным участием свободного кислорода в химических реакциях, что обуславливает дефицит железа в магнетите, который в конечном итоге превращается в маггемит.

Сплошные массивные и грубополосчатые руды по сравнению с другими типами руд характеризуются повышенным содержанием свободного ильменита (в виде отдельных зерен), являющегося здесь наиболее ранним и высокотемпературным минералом, образовавшимся при температуре, несколько меньшей, чем при кристаллизации вмещающих базальтоидов (около  $1000^{\circ}\text{C}$ ). В них отмечено обилие титаномагнетита (часто решетчатой структуры), переполненного тонкими пластинами ильменита, указывающими на медленное охлаждение расплава и связанный с этим полный распад твердого раствора; резкое преобладание магматического магнетита над появившимся позже в условиях регионального метаморфизма и гидротермального метасоматоза; распространение в ильмените продуктов распада в форме гематита, рутила и ульвешпинелей; наличие в рудах и обломках пород зеленой шпинели; присутствие пирротина нередко в виде овальных зерен с продуктами распада твердого раствора в форме сростков пентландита и халькопирита, а также более поздних сульфидов марказита, пирита и мельниковита-пирита, свидетельствующих о длительном процессе их формирования от высокотемпературной магматической стадии до низкотемпературной поствулканической (мельниковит-пирит,  $40-50^{\circ}\text{C}$ ). По Н. Паули [184], в магматической стадии образование твердого раствора типа пентландит + халькопирит происходит при температуре  $850^{\circ}\text{C}$ , а распад — при  $600^{\circ}\text{C}$ .

Минеральные, текстурные и структурные особенности рассмотренных руд свидетельствуют об их магматическом генезисе. По условиям залегания и механизму формирования они относятся к вулканогенным образованиям лавовых фаций, наличие которых в докембрии обусловлено появлением частично раскристаллизованного расплава, обогащенного рудными компонентами, в том числе титаном, в одну из относительно спокойных фаз извержения древнего вулкана. Вследствие многократных извержений различной интенсивности и продолжительной деятельности вулкана рудоносная лава оказалась захороненной под толщей вулканических отложений силикатной магмы. Это способствовало длительному сохранению тепла и медленной кристаллизации рудных и силикатных расплавов.

Вкрапленные, пятнистые и ритмично полосчатые руды представляют собой смесь разных по условиям формирования минеральных агрегатов:

1) взрывчатые обломки различной величины магматических агрегатов руд и отдельных минералов — ильменита и магнетита; 2) метаморфизованные эксгалационнo-осадочные рудные образования; 3) метасоматические образования гидротермальных процессов, обусловленных интрузиями и вулканическими центрами извержений; 4) метаморфические образования, возникшие в условиях регрессивного метаморфизма базитов.

Эти руды характеризуются: частым переслаиванием рудных агрегатов с нерудными; включением обломков железорудных минералов и руд в нерудном агрегате, что придает им пятнистый облик; разнообразием генетических типов магнетита; большим разнообразием форм магнетита. Сульфиды в таких рудах преимущественно гидротермально-метасоматические (пирит, марказит, халькопирит) и наиболее обильны в пористых нерудных (взрывчатых по первичному составу) прослойках. В обломках магматических пород находится пирротин с продуктами распада твердого раствора — пентландитом и халькопиритом. Очень сильно развиты метасоматические процессы, проявляющиеся в замещении ранних и образовании новых минералов: магнетита, сульфидов, кислых плагиоклазов и др. Оптические свойства ильменита, магнетита, титаномагнетита крайне разнообразны, что отражает различный их генезис; титаномагнетиты и продукты распада твердого раствора в магнетите и ильмените наблюдаются редко, поскольку мелкие обломки, быстро охлаждаясь, не успевают раскристаллизоваться; реже встречаются зерна ильменита и титаномагнетита с решетчатой структурой распада твердого раствора. Появление таких минералов в неравновесной минеральной обстановке следует объяснять их выбросом в взрывчатую фазу вулканического процесса из наиболее отдифференцированных и насыщенных титаном частей расплава магматического очага, где процесс кристаллизации достиг температуры распада твердого раствора титаномагнетита (700°C).

В заключение необходимо привести замечание П. Рамдора относительно продуктов распада твердого раствора магнетита (титаномагнетита): "Форма их зависит от размера зерен магнетита, скорости охлаждения, состава и присутствия минерализаторов. Распад происходит при температуре 700—400°C. Опыты автора, подтвержденные Камияма, в которых искусственно легко вновь достигается гомогенизация, доказывают, что действительно имеет место распад твердого раствора. Все стадии гомогенизации отмечаются в вулканических выбросах и на контакте с эффузивными породами... Нераспавшиеся титаномагнетиты находятся часто в эффузивных породах или глубинных породах (Блю-Граунд), внезапно попавших вследствие вулканического извержения из областей с высокими температурами к поверхности. При этом растворенной в них остается также и шпинель. Магнетиты с высоким содержанием титана и по цвету очень близки с ильменитом в иммерсии. Магнетиты с высоким содержанием магния и алюминия обладают отражательной способностью более низкой, чем у ильменита, и, само собой разумеется, чем у чистого магнетита. Высокие содержания  $Al_2O_3$  и  $MgO$ , возможно, замедляют как распад ильменита, так и шпинелей" [106, с. 881, 884]. Эти особенности распада титаномагнетита, ильменита и магнетита, а также их оптические свойства наблюдаются и в рассмотренных рудах.

Мы разделяем мнение В.А. Вахрушева и Е.М. Шеремета [21] о темпера-

туре образования этих руд: "Если принять во внимание явления наложенного метаморфизма, то становятся понятными и значительные расхождения в оценке температур образования ильменит-магнетитовых руд разными авторами (380—570°C). Эти значения, скорее всего, относятся к температурам перекристаллизации или метаморфического преобразования тех или иных рудоносных габброидов, нежели к температурам кристаллизации титаномагнетита и ильменита из исходного магматического расплава" [21, с. 732].

Минералогические исследования структур и продуктов распада твердых растворов магнетита, ильменита, титаномагнетита, пирротина в рудах и вмещающих их базитах показали их пригодность для реконструкции первичной природы руд и пород, интенсивно переработанных в раннем докембри метасоматозом и региональным метаморфизмом.

Результативность этого метода исследований показана на примере рудоносного базитового комплекса пород кристаллического фундамента Белоруссии и выражается в следующем.

1. Рудоносный базитовый комплекс пород раннего докембрия локализован в вулканотектонических структурах и, как правило, имеет отчетливо зональное строение, характеризующееся переслаиванием ильменит-магнетитовых (и титаномагнетитовых) руд и базитов различных фаций: эксплозивных (туфы), лавовых и субвулканических, прорываемых местами мелкими интрузивами габброидов.

2. Рудные минералы эксплозивных фаций по генезису крайне разнообразны. Меньшая часть этих минералов содержит продукты распада твердых растворов и представляет собой рудные вулканические пирокласты, а другая, — резко преобладающая, представляет собой метасоматические образования, возникшие в поствулканический этап формирования вулканогенного комплекса пород и под влиянием более поздних метаморфических процессов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Последние не содержат продуктов распада твердых растворов.

3. В базитах и рудах интрузивных и лавовых фаций рудные минералы (ильменит, магнетит и титаномагнетит) характеризуются обильными продуктами распада твердых растворов. Подчиненное распространение здесь имеют более поздние гидротермально-метасоматические рудные минералы без продуктов распада твердых растворов. Из сульфидов в магматических комплексах пород характерен пирротин — также с продуктами распада твердых растворов.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ  
ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

---

БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

Акцессорные минералы метаморфических пород  
Кольского полуострова

**Разработка методики опробования.** Целью экспериментального опробования было определение оптимального веса проб для каждой разновидности пород (от лейко- до меланократовых). Оптимальным следует, видимо, считать вес пробы, в котором был бы отражен минеральный состав породы и содержание акцессорных минералов в ней.

Исследования проводились при крупномасштабном геокартировании под руководством Б.М. Роненсона в пределах Аллареченского рудного поля (Кольский полуостров), расположенного на западном крыле одноименного гнейсо-мигматитового купола. Развитая здесь толща пород представляет собой чередование пластов биотитовых и биотит-роговообманковых парагнейсов с амфиболитами (метаморфизованными основными эффузивами), переработанными последующими процессами: плагиигранитизацией, микроклиннизацией, метасоматозом [33, 109].

Имеющиеся в литературе данные по опробованию метаморфических пород немногочисленны, неоднородны и касаются обычно какой-то одной породы [40]. Так, из амфиболитов северо-западной части Кольского полуострова предлагается брать пробы весом 10 кг [66], из гнейсов и мигматитов Орехово-Павлоградского района Украинского щита — 1–1,6 кг [147], искусственные шлихи из кварцитов Алданского щита (р. Тимптон) получали из проб весом 2 и 45–65 кг [71], метасоматические граниты и метасоматиты Кольского полуострова характеризовались пробами весом 20–30 кг [12].

Отбор проб особенно затруднен на плохо обнаженных участках, но определенные требования к пробам должны соблюдаться.

Проба должна быть однородной и состоять из кусочков породы до 2–3 см, отобранных с возможно большей площади обнажения. В кусочках исключается наличие выветрелых или пропитанных гидроокислами железа поверхностей, прожилков, минеральных обособлений, участков иного состава или структуры. Каждая проба должна сопровождаться отбором трех образцов размером 9 × 12 × 3 см с четкими свежими и ровными поверхностями.

Для определения оптимального веса отбирались серии проб из пород разного состава по 2, 5, 10, 15, 20–30 кг. Результаты экспериментального опробования сведены в табл. 2. Из нее следует, что вес шлиха практически значения не имеет, так как связан со степенью промывки (шлих обычно

оставляется серым). Проценты потерь при обработке шлиха независимо от веса пробы являются близкими величинами (за редким исключением). Вес тяжелой фракции имеет тенденцию к прямой зависимости от веса пробы. И, конечно, отношение веса тяжелой фракции к весу пробы является более устойчивой величиной, чем его отношение к шлиху.

Был проведен минеральный анализ этих проб (табл. 3). Средневзвешенное содержание акцессорных минералов, полученное для каждой породы из пяти проб разного веса, принято за условно среднее (истинное) [79]. Порядок содержаний циркона, апатита, магнетита сохраняется в пробах разного веса одной породы, но наибольшие количества их отмечаются чаще всего в пробах меньшего веса [39, 40, 41]. Количественные соотношения минералов также близки независимо от веса пробы.

При выборе веса пробы для каждого типа породы учитывались все изложенные выше факторы: наибольшее отношение веса тяжелой фракции к весу пробы, содержания акцессорных минералов, наиболее близкие к условно средним в пробах меньшего веса, их отношения. Это позволило выбрать целесообразный вес проб для каждой породы (табл. 4). При этом к установленному экспериментально весу пробы добавлено по 2 кг для "сухой" промывки дробилок и для отбора навесок на анализы. Вес проб находится в обратной зависимости от содержания в породе акцессорных минералов и увеличивается от меланократовых пород к лейкократовым. По нашим данным, необходимое количество проб не должно быть меньше 5—10.

Специальные исследования о необходимом количестве проб для достоверной классификации метаморфических пород с привлечением математической статистики провели Б.М. Роненсон и др. [109], установившие, что для равномернозернистых пород достаточно отобрать 4—8 проб, для неравномернозернистых макроскопически однородных — 8—14, для неоднородных (пятнистых, грубополосчатых) — 15 и более.

При дроблении желателен свести к минимуму потери при измельчении и недодроблении (сростки). Крупность помола обычно определяется зернистостью и структурой породы. Перед дроблением каждой породы следует "всухую" промыть используемые дробилки, для чего через них пропускается 1—2 кг материала пробы, который затем выбрасывается. Дробление производится набором дробилок с расстановкой после каждой из них через сито 1,0 мм, так как важно изучение габитуса, крупности зерен и т.д. От раздробленной после всех стадий обработки пробы берется навеска на анализы. Затем проба взвешивается и идет на промывку.

**Типы пород и распространенность акцессорных минералов.** По результатам анализа 180 проб-протоочек, отобранных по рассмотренной выше методике, были выявлены закономерности распределения акцессорных минералов в разных породах и внутри каждой из них, типоморфные особенности акцессорных минералов и влияние на них мигматизации. Исследования проводились одновременно с крупномасштабной геологической съемкой, что позволило привязать акцессорные минералы к определенным стадиям мигматизации и проанализировать их распределение как по стратиграфическому разрезу, так и по площади. Не все поставленные задачи решены однозначно, однако выявленные закономерности помогли расчленить ряд пород. Рассматриваемые породы относятся к свите кольских гнейсов (нижний архей) и сложены двумя чередующимися группами

Таблица 2

Экспериментальное определение необходимого веса проб для метаморфических пород разного состава

| Номер п/п | Порода                                      | Номер пробы | Вес пробы, кг | Вес шлиха, г |                 |
|-----------|---|-------------|---------------|--------------|-----------------|
|           |   |             |               | до обработки | после обработки |
| 1         | Плагиогнейсы биотитовые                     | 2/5         | 2,00          | 48,36        | 48,09           |
| 2         |   | 2/1         | 3,10          | 48,80        | 48,50           |
| 3         |   | 2/2         | 7,40          | 44,34        | 43,99           |
| 4         |   | 2/3         | 12,50         | 64,90        | 64,61           |
| 5         |   | 2/4         | 16,70         | 57,81        | 57,15           |
| 6         |   | Σ           |               | 41,70        |                 |
| 7         | Амфиболиты                                  | 1/5         | 2,00          | 31,10        | 31,06           |
| 8         |   | 1/1         | 4,70          | 40,44        | 40,44           |
| 9         |   | 1/2         | 7,80          | 86,00        | 85,98           |
| 10        |   | 1/3         | 13,30         | 96,60        | 96,57           |
| 11        |   | 1/4         | 26,45         | 99,00        | 98,93           |
| 12        |   | Σ           |               | 54,25        |                 |
| 13        | Мигматиты биотит-амфиболовые плагиоклазовые | 5/5         | 2,00          | 53,28        | 53,05           |
| 14        |   | 5/1         | 5,10          | 34,31        | 34,20           |
| 15        |   | 5/2         | 8,65          | 47,88        | 47,61           |
| 16        |   | 5/3         | 13,35         | 53,19        | 52,94           |
| 17        |   | 5/4         | 22,70         | 152,47       | 152,11          |
| 18        |   | Σ           |               | 51,80        |                 |
| 19        | Мигматиты биотитовые плагио-микроклиновые   | 3/5         | 2,00          | 32,98        | 32,81           |
| 20        |   | 3/1         | 5,50          | 9,80         | 9,76            |
| 21        |   | 3/2         | 9,20          | 19,22        | 19,10           |
| 22        |   | 3/3         | 15,85         | 51,96        | 51,59           |
| 23        |   | 3/4         | 28,25         | 79,20        | 78,74           |
| 24        |   | Σ           |               | 60,80        |                 |
| 25        | Мигматиты тeneвые                           | 4/4         | 2,00          | 12,82        | 12,25           |
| 26        |   | 4/1         | 5,20          | 36,31        | 35,91           |
| 27        |   | 4/2         | 8,30          | 36,21        | 35,93           |
| 28        |   | 4/3         | 13,75         | 23,28        | 23,11           |
| 29        |   | 4/4         | 19,20         | 37,86        | 37,50           |
| 30        |   | Σ           |               | 48,45        |                 |

пород — биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов, обычно глубоко переработанных последующими процессами.

Набор входящих в состав руд или аксессуарных минералов однообразен. По химическому составу минералы могут быть классифицированы следующим образом: сульфиды — пирит, пирротин, молибденит, халькопирит, галенит; окислы — магнетит, рутил, ильменит, ильменорутит, гематит; фосфаты — апатит, монацит; карбонаты — малахит; силикаты — циркон,

| Потери при обработке, % | Вес фракции, г |                  |           |        | Отношение веса тяжелой фракции к весу % |               |
|-------------------------|----------------|------------------|-----------|--------|---|---------------|
|                         | тяжелая        | электромагнитная | магнитная | легкая | шлиха                                   | пробы         |
| 0,55                    | 0,08           | 2,32             | 0,14      | 45,55  | 0,16                                    | 0,004         |
| 0,62                    | 0,07           | 2,64             | 0,07      | 45,72  | 0,14                                    | 0,002         |
| 0,78                    | 0,13           | 2,82             | 0,24      | 40,80  | 0,29                                    | 0,002         |
| 0,45                    | 0,16           | 4,36             | 0,32      | 59,77  | 0,25                                    | 0,001         |
| 1,10                    | 0,27           | 4,89             | 0,88      | 51,11  | 0,50                                    | 0,002         |
|                         |                |                  |           |        |   | Среднее 0,002 |
| 0,12                    | 0,28           | 28,08            | 0,07      | 2,63   | 0,92                                    | 0,014         |
| 0,00                    | 0,17           | 37,57            | 0,05      | 2,65   | 0,42                                    | 0,002         |
| 0,02                    | 0,34           | 78,92            | 0,14      | 6,58   | 0,40                                    | 0,004         |
| 0,03                    | 0,53           | 91,51            | 0,22      | 4,31   | 0,55                                    | 0,004         |
| 0,07                    | 0,46           | 93,75            | 0,19      | 4,53   | 0,46                                    | 0,002         |
|                         |                |                  |           |        |   | Среднее 0,005 |
| 0,43                    | 0,67           | 31,70            | 1,43      | 19,25  | 1,26                                    | 0,033         |
| 0,32                    | 1,52           | 23,10            | 1,76      | 7,82   | 4,43                                    | 0,030         |
| 0,56                    | 1,12           | 32,65            | 2,50      | 11,34  | 2,34                                    | 0,010         |
| 0,47                    | 1,07           | 30,35            | 2,54      | 18,98  | 1,98                                    | 0,008         |
| 0,24                    | 3,87           | 100,99           | 10,01     | 37,24  | 2,53                                    | 0,017         |
|                         |                |                  |           |        |   | Среднее 0,019 |
| 0,51                    | 0,23           | 4,62             | 1,06      | 26,90  | 0,69                                    | 0,011         |
| 0,40                    | 0,52           | 1,54             | 0,34      | 7,36   | 5,30                                    | 0,009         |
| 0,62                    | 0,59           | 2,82             | 0,67      | 15,02  | 3,07                                    | 0,006         |
| 0,71                    | 1,36           | 8,31             | 2,00      | 39,92  | 2,42                                    | 0,008         |
| 0,58                    | 2,21           | 13,32            | 3,56      | 59,65  | 2,79                                    | 0,008         |
|                         |                |                  |           |        |   | Среднее 0,008 |
| 4,40                    | 0,03           | 0,51             | 0,20      | 11,51  | 0,23                                    | 0,001         |
| 1,10                    | 0,03           | 1,70             | 0,08      | 34,10  | 0,08                                    | 0,0006        |
| 0,77                    | 0,18           | 1,94             | 0,39      | 33,42  | 0,49                                    | 0,002         |
| 0,73                    | 0,11           | 1,43             | 0,15      | 21,42  | 0,46                                    | 0,0008        |
| 0,95                    |                |                  |           |        |   | Среднее 0,001 |

гранат, сфен, ортит, силлиманит. Такие рудные минералы, как молибденит, халькопирит, галенит, отчасти и другие, не всегда являются аксессуарными и могут быть продуктами постмагматической гидротермальной деятельности. Гранат и силлиманит, например, учитываются здесь в связи с их недостаточно высоким содержанием или редкой встречаемостью, хотя, по существу, они могут быть породообразующими.

По частоте встречаемости аксессуарные минералы делятся на три груп-

Таблица 3

Содержание и отношения акцессорных минералов в пробах разного веса (номера см. в табл. 2)

| Номер п/п | Минерал, г/г |        |            |         |         |       |       |       |       |
|-----------|--------------|--------|------------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|
|           | магнетит     | циркон | апатит     |         | монацит | ортит | рутил | сфен  | пирит |
|           |              |        | бесцветный | голубой |         |       |       |       |       |
| 1         | 21           | 0,24   | 23,6       | 8,6     | Следы   | —     | Следы | —     | —     |
| 2         | 8,1          | 0,40   | 11,3       | 7,7     | 2,8     | —     | 0,31  | —     | —     |
| 3         | 14,9         | 0,14   | 9,8        | 5,8     | 1,1     | —     | 0,45  | —     | —     |
| 4         | 16,4         | 0,15   | 7,6        | 2,7     | 0,22    | —     | 0,36  | —     | —     |
| 5         | 26,3         | 0,50   | 11,3       | 1,8     | 1,1     | —     | 0,18  | —     | —     |
| 6*        | 17,3         | 0,28   | 12,7       | 5,3     | 1,04    | —     | 0,26  | —     | —     |
| 7         | 2,8          | Следы  | 8,4        | —       | —       | —     | —     | 87,4  | 44,2  |
| 8         | 2,4          | "      | 1,2        | —       | —       | —     | —     | 22,9  | 12,1  |
| 9         | 3,9          | "      | 2,7        | —       | —       | —     | —     | 25,0  | 15,9  |
| 10        | 4,3          | "      | 1,6        | —       | —       | —     | —     | 20,3  | 17,4  |
| 11        | 1,1          | "      | 0,4        | —       | —       | —     | —     | 8,2   | 8,5   |
| 12*       | 2,9          | "      | 2,9        | —       | —       | —     | —     | 32,8  | 19,6  |
| 13        | 479          | 18,1   | 80,4       | —       | —       | —     | —     | 227,8 | —     |
| 14        | 227,3        | 14,9   | 77,5       | —       | —       | —     | —     | 200,7 | —     |
| 15        | 222,5        | 2,6    | 25,8       | —       | —       | —     | —     | 97,1  | —     |
| 16        | 140,8        | 3,2    | 22,3       | —       | —       | —     | —     | 47,3  | —     |
| 17        | 286,6        | 5,8    | 38,9       | —       | —       | —     | —     | 115,2 | —     |
| 18*       | 271,2        | 8,9    | 48,5       | —       | —       | —     | —     | 137,6 | —     |
| 19        | 74,2         | 33,8   | 60,9       | —       | —       | 5,1   | —     | —     | —     |
| 20        | 27,2         | 34,6   | 58,8       | —       | —       | 0,4   | —     | —     | —     |
| 21        | 37,9         | 20,1   | 39,7       | —       | —       | 3,5   | —     | —     | —     |
| 22        | 30,3         | 33,5   | 47,2       | —       | —       | 1,8   | —     | —     | —     |
| 23        | 35,3         | 29,5   | 44,5       | —       | —       | 2,4   | —     | —     | —     |
| 24*       | 41,0         | 30,3   | 50,2       | —       | —       | 2,6   | —     | —     | —     |
| 25        | 70,0         | 0,9    | 9,1        | —       | 3,6     | —     | —     | —     | —     |
| 26        | 5,5          | 0,3    | 5,4        | —       | 0,06    | —     | —     | —     | —     |
| 27        | 17,8         | 1,0    | 15,0       | —       | 5,1     | —     | —     | —     | —     |
| 28        | 6,5          | 0,2    | 5,8        | —       | 1,8     | —     | —     | —     | —     |
| 29        | 19,5         | 0,7    | 7,1        | —       | 2,0     | —     | —     | —     | —     |
| 30*       | 23,8         | 0,63   | 8,45       | —       | 2,51    | —     | —     | —     | —     |

\* Средневзвешенное содержание минерала в суммарной пробе.

пы: 1) "сквозные", имеющиеся во всех пробах; 2) распространенные, наблюдающиеся в 30–70% проб; 3) спорадические, присутствующие в единичных пробах и лишь в некоторых породах. Акцессорные минералы, особенно циркон, апатит, сфен, обладают четко выраженными типоморфными особенностями, поэтому каждая разновидность рассматривалась как самостоятельный минерал (табл. 5).

Характер распределения, количественные соотношения и морфологиче-

| Отношение минерал/апатит бесцветный |        |            |         |         |       |      |       |       |         |
|-------------------------------------|--------|------------|---------|---------|-------|------|-------|-------|---------|
| магнетит                            | циркон | апатит     |         | монацит | рутил | сфен | пирит | ортит | монацит |
|                                     |        | бесцветный | голубой |         |       |      |       |       |         |
| 0,9                                 | 0,01   | 1          | 0,37    | Следы   | Следы | —    | —     | —     | —       |
| 0,8                                 | 0,035  | 1          | 0,7     | 0,2     | 0,3   | —    | —     | —     | —       |
| 1,5                                 | 0,014  | 1          | 0,6     | 0,1     | 0,04  | —    | —     | —     | —       |
| 2,1                                 | 0,02   | 1          | 0,35    | 0,03    | 0,05  | —    | —     | —     | —       |
| 2,3                                 | 0,04   | 1          | 0,16    | 0,1     | 0,016 | —    | —     | —     | —       |
| 1,45                                | 0,02   | 1          | 0,43    | 0,08    | 0,02  | —    | —     | —     | —       |
| 0,3                                 | Следы  | 1          | —       | —       | —     | 10,4 | 5,3   | —     | —       |
| 2,0                                 | "      | 1          | —       | —       | —     | 19,1 | 10,1  | —     | —       |
| 1,4                                 | "      | 1          | —       | —       | —     | 9,3  | 5,9   | —     | —       |
| 2,7                                 | "      | 1          | —       | —       | —     | 10,9 | 2,7   | —     | —       |
| 2,7                                 | "      | 1          | —       | —       | —     | 20,5 | 21,2  | —     | —       |
| 1,8                                 | "      | 1          | —       | —       | —     | 14,4 | 10,6  | —     | —       |
| 5,9                                 | 0,22   | 1          | 2,8     | —       | —     | 2,8  | —     | —     | —       |
| 2,9                                 | 0,19   | 1          | 2,6     | —       | —     | 2,6  | —     | —     | —       |
| 8,5                                 | 0,10   | 1          | 3,7     | —       | —     | 3,7  | —     | —     | —       |
| 6,3                                 | 0,14   | 1          | 2,1     | —       | —     | 2,1  | —     | —     | —       |
| 7,3                                 | 0,15   | 1          | 2,9     | —       | —     | 2,9  | —     | —     | —       |
| 6,2                                 | 0,2    | 1          | 2,8     | —       | —     | 2,8  | —     | —     | —       |
| 1,2                                 | 0,55   | 1          | 0,08    | —       | —     | —    | —     | 0,08  | —       |
| 0,4                                 | 0,59   | 1          | 0,01    | —       | —     | —    | —     | 0,01  | —       |
| 0,9                                 | 0,50   | 1          | 0,09    | —       | —     | —    | —     | 0,09  | —       |
| 0,6                                 | 0,70   | 1          | 0,04    | —       | —     | —    | —     | 0,04  | —       |
| 0,7                                 | 0,66   | 1          | 0,05    | —       | —     | —    | —     | 0,05  | —       |
| 0,8                                 | 0,6    | 1          | 0,05    | —       | —     | —    | —     | 0,05  | —       |
| 7,7                                 | 0,10   | 1          | 0,4     | —       | —     | —    | —     | —     | 0,4     |
| 1                                   | 0,06   | 1          | 0,01    | —       | —     | —    | —     | —     | 0,01    |
| 1,2                                 | 0,10   | 1          | 0,3     | —       | —     | —    | —     | —     | 0,03    |
| 1,1                                 | 0,04   | 1          | 0,3     | —       | —     | —    | —     | —     | 0,03    |
| 2,7                                 | 0,1    | 1          | 0,3     | —       | —     | —    | —     | —     | 0,03    |
| 2,7                                 | 0,1    | 1          | 0,3     | —       | —     | —    | —     | —     | 0,03    |

ские особенности акцессорных минералов в разных типах пород рассмотрены автором [39, 40, 41].

**Особенности акцессорных минералов.** Наиболее интересные и показательные результаты получены по циркону. Во всех пробах пород, т.е. в исходных и продуктах мигматизации, за исключением глыбовых мигматитов, развит в количестве до десятков грамм на тонну "сквозной" циркон I гиацинтового типа, розовый, прозрачный, мелкий (0,05–0,2 мм),

Т а б л и ц а 4  
Вес проб

| Группа пород                                 | Необходимый вес пробы, кг | Группа пород                                   | Необходимый вес пробы, кг |
|--|---------------------------|--|---------------------------|
| Амфиболиты                                   | 2 + 2 = 4                 | Мигматиты биотитовые                           | 5 + 2 = 7                 |
| Плаггиогнейсы биотитовые                     | 8 + 2 = 10                | плаггиоклазовые и плаггиоклазово-микроклиновые |                           |
| Мигматиты биотит-амфиболовые плаггиоклазовые | 5 + 2 = 7                 | Мигматиты теньевые                             | 8 + 2 = 10                |

П р и м е ч а н и е. Вес пробы из пород, не вошедших в указанные группы, определяется в зависимости от того, к какой группе по минеральному составу они ближе.

Т а б л и ц а 5  
Разделение акцессорных минералов по частоте встречаемости

| "Сквозные"  | Распространенные   | Спорадические   |
|---|--|---|
| Циркон гиацинтовый розовый мелкий (I); апатит бесцветный (I); пирит; гранат; магнетит; пирротин | Циркон гиацинтовый серый крупный (II); апатит бесцветный округлый (II); апатит голубой и желтый (III); сфен медово-желтый (I); сфен коричневый (II); монацит; ортит; рутил; частный случай — циркон цирконовый крупный (VI); сфен бесцветный или светло-желтый (III) | Циркон гиацинтовый бурый крупный (III); циркон гиацинтовый игловидный (IV); циркон цирконовый мелкий (V); ильменит; ильмено-рутил; силлиманит; гематит; молибденит; халькопирит; галенит; малахит |

с удлинением 1:2—1:3 ( $Hf = 0,15-1\%$ ), часто со сглаженными ребрами и головками. В исходных породах (амфиболитах и плаггиогнейсах) в единичных пробах отмечен циркон V цирконового типа, сходный с цирконом I. В породах ряда плаггиогнейсов и мигматитов в количестве десятков граммов на тонну (в мигматитах несколько больше) присутствует циркон II и лишь в единичных пробах отмечается циркон III. Обе последние разновидности представлены крупными (от 0,3—0,5 до 1 мм) зернами с удлинением 1:1,5—1:3, зональными, с многочисленными сростками кристаллов и включениями минералов ( $Hf > 1\%$ ). В биотитово-роговообманковых мигматитах в единичных пробах присутствует циркон IV гиацинтового типа, игловидный, розовый, с удлинением 1:5—1:8, размером 0,2—0,5 мм. Только для глыбовых мигматитов характерен в количестве сотен граммов на тонну циркон VI цирконового типа, часто уплощенный по призме, размером 0,3—0,5 мм, с удлинением 1:1,5—1:2,5, серый, трещиноватый, с четкими ребрами, но изъеденными гранями, с многочисленными сростками кристаллов и включениями ( $Hf > 1\%$ ). Других разновидностей цирконов здесь практически нет.

Содержание элементов-примесей в цирконе I из плаггиогнейсов минимально —  $Hf = 0,15\%$ ,  $Y = 0,03\%$ , а из биотитовых плаггиомигматитов дости-

гает Hf — 1% и Y — 0,015%. Для серого циркона VI характерно содержание Hf > 1%, Y — 0,07%, La — 0,015%.

Включения в крупных цирконах II, III, VI представлены роговой обманкой, биотитом, магнетитом, пиритом, а также цирконом I и апатитом I. Обычно количество включений в цирконах из мигматитов увеличивается. В более мигматизированных разностях пород у циркона (особенно у циркона II) значительно увеличивается количество граней, что, по-видимому, свидетельствует об их образовании в процессе мигматизации.

**А п а т и т** встречается трех разновидностей. Для всех пород сквозным (в количестве десятков грамм на тонну) является апатит I бесцветный, мелкий (0,1—0,2 мм), призматический с пинакоидом (La — 0,01%). Для мигматизированных амфиболитов характерны кристаллы апатита II, мутные, со сглаженными ребрами, а также изогнутые. В этих кристаллах, особенно в апатите из амфиболитов, много включений роговой обманки, диопсида, пирита, сфена, магнетита. Во всех породах, за исключением амфиболитов, встречается апатит III в количестве десятков грамм на тонну, но меньше, чем апатит I. Это короткопризматические с пинакоидом, совершенно прозрачные кристаллы размером 0,3—1 мм, голубого и желтого цвета (La — 0,015%). В плагиогнейсах преобладают простые формы кристаллов, в мигматитах — усложненные с развитыми гранями призм и дипирамид. Четких различий по элементам-примесям не наблюдается, в желтом апатите по сравнению с голубым больше Pb (0,007 и 0,003%); в бесцветном и голубом апатите из плагиогнейсов по сравнению с другими породами в 5 раз больше Mn; Ce и Sr не обнаружены.

**С ф е н** наиболее характерен для амфиболсодержащих пород, распределен в них очень неравномерно в количестве от единиц до сотен грамм на тонну, представлен тремя разновидностями. Только в амфиболитах развит сфен III в количестве около 100 г/т, бесцветный (Nb — 0,015, Y — 0,15%) или светло-желтый (Nb — 0,03, Y — 0,015%), изометричный, размером 0,1—0,2 мм (светло-желтый — до 0,5 мм). В биотит-роговообманковых плагиомигматитах во всех пробах, в других породах в 70% проб, в амфиболитах — в единичных пробах (в глыбовых мигматитах совсем нет) присутствует с очень высоким диапазоном содержаний сфен I медово-желтый, конвертообразной формы, часто со сглаженными ребрами, размером 0,1—0,5 мм (Nb — 0,03—0,07%, Y — 0,03—0,15%). Преимущественно в глыбовых мигматитах (содержание около 100 г/т), а также в 30—70% проб в плагиогнейсах и мигматитах, по ним установлен сфен II — коричневый, пятнистый, размером 0,5—1 мм (Nb — 0,7, Y — 0,003%). Этот сфен отсутствует в амфиболитах и метасоматитах. Во всех разновидностях сфена есть включения роговой обманки, диопсида, биотита, реже пирита, магнетита, апатита. В бесцветном сфене меньше включений. В целом с потемнением окраски в сфене увеличивается содержание Nb в 2 раза и Mn почти в 10 раз.

**Г р а н а т** встречается во всех породах в виде прозрачных кристаллов размером 0,1—0,5 мм. По составу он делится на две группы: 1) гранат амфиболитов и кварцевых метасоматитов с примерно одинаковым отношением альмандиновой и гроссуляровой составляющих; 2) гранат плагиомигматитов и мигматитов с преобладающей альмандиновой составляющей. Содержание граната составляет около ста грамм на тонну, сни-

жаясь в плагиогнейсах до первых десятков граммов на тонну и повышаясь в метасоматитах.

Монацит обнаружен только в породах, не содержащих амфибол, в количестве первых грамм на тонну. В плагиогнейсах преобладают короткопризматические кристаллы, часто со сглаженными ребрами, неровной поверхностью, желтые, почти непрозрачные, размером 0,05–0,1 мм, а в биотитовых мигматитах — длиннопризматические с четкими ребрами, от желтого до красно-оранжевого цвета, размером 0,3–0,5 мм. В монаците много включений биотита, пирита, магнетита.

Рутил встречается во всех породах, но в малых количествах в виде призматических кристаллов с удлинением от 1:3 до 1:5, размером 0,1–0,2, реже 0,5 мм, от темно-красного до коричневого цвета. Иногда в мигматитах наблюдаются кристаллы с чуть сглаженными ребрами, изогнутые.

Пирит присутствует во всех породах, причем содержание его прямо пропорционально степени мигматизации. Он обычно имеет форму куба или комбинацию куба с октаэдром, гладкие грани, реже со штриховкой. Октаэдры пирита отмечаются только в плагиогнейсах, уплощенные формы — в мигматизированных плагиогнейсах, а пентагон-додокаэдры и комбинации их с кубом — в породах, содержащих амфибол. Размер кристаллов 0,1–0,3, а в мигматитах — до 0,5–1 мм.

Магнетит во всех породах присутствует в виде октаэдров с четкими ребрами размером 0,05–0,2 мм. Кроме того: а) в амфиболитах редко встречаются октаэдры со сглаженными вершинами; б) в плагиогнейсах довольно много (в глыбовых мигматитах они преобладают) крупных октаэдров размером 0,3–1 мм; в) в мигматитах появляются кристаллы, представляющие собой комбинацию куба с октаэдром, а также сростки октаэдров. Содержание магнетита очень сильно колеблется — от сотых долей грамма на тонну в амфиболитах до сотен и тысяч граммов на тонну в глыбовых мигматитах.

Пирротин присутствует почти во всех пробах всех пород и лишь в биотитовых мигматитах в 70% проб. В кварцевых метасоматитах наблюдаются наиболее четкие кристаллы гексагонального облика, дипирамидальные с пинакоидом, реже утолщенно-таблитчатые размером 0,1–0,5 мм. Содержание пирротина обычно  $n \cdot 100$  г/т, до  $n \cdot 1000$  г/т в метасоматитах.

**Распределение аксессуарных минералов.** Петрографические группы пород четко различаются по набору и содержанию аксессуарных минералов. Некоторые горные породы, не имеющие заметных различий по количественному отношению и составу породообразующих минералов, разделяются по аксессуарным минералам. Например, глыбовые мигматиты, распространенные в зоне разлома, отличаются от сходных с ними биотитовых мигматитов по наличию большого количества крупного циркона цирконового типа.

Внутри единой на первый взгляд группы пород можно выделить разновидности, различающиеся по наличию или соотношению аксессуарных минералов. Так, среди плагиогнейсов выделяются две разновидности: с монацитом и без него. В первых на порядок меньше апатита бесцвет-

ного, граната, пирротина, рутила, нет сфена, больше на порядок апатита голубого.

Почти каждая парагенетическая группа пород обладает специфическими отличиями: для биотит-роговообманковых плагиомигматитов характерен медово-желтый сфен, для биотитовых плагиомикроклиновых мигматитов — ортит, для кварцевых метасоматитов — в большом количестве пирротин гексагональный.

В последовательных парагенетических группах пород наблюдается устойчивое содержание некоторых акцессорных минералов. Для ряда плагиогнейсов это монацит, хотя к концу ряда (мигматиты) наблюдается увеличение его содержания (на 1–2 порядка) и размеров кристаллов; для ряда амфиболитов — сфен, также с некоторыми вариациями содержания и облика (при мигматизации, кроме сохранившегося на промежуточных стадиях светло-желтого сфена, появляется сфен медово-желтый и коричневый).

Изучение акцессорных минералов играет важную роль при расчленении сложных метаморфических комплексов. Это подтверждают работы, проведенные в сходных геологических условиях в районе Алданского щита при изучении мигматизированных разностей пород с помощью акцессорных минералов [64].

Изложенные данные позволяют сформулировать следующие выводы:

1. При выборе веса пробы для каждой разновидности метаморфической породы необходимо учитывать следующие факторы: наибольшее отношение веса тяжелой фракции к весу пробы; содержания акцессорных минералов, наиболее близкие к условно средним в пробах меньшего веса, и их отношения.

Вес проб находится в обратной зависимости от содержания в породе акцессорных минералов и увеличивается от меланократовых пород к лейкократовым. Экспериментально установлен оптимальный вес проб для пород разного состава от 4 до 10 кг. Количество проб для каждой разновидности пород не должно быть меньше 5–10.

2. Изучение акцессорных минералов метаморфических пород Кольского полуострова показывает, что петрографические группы пород в большинстве случаев четко различаются по набору и содержанию акцессорных минералов. Почти каждая последовательная парагенетическая группа пород обладает специфическими отличиями, характерными только для нее акцессорными минералами. Наряду с ясной изменчивостью акцессорных минералов в последовательных группах пород наблюдается устойчивость некоторых из них в рядах.

Набор акцессорных минералов, закономерности их распределения, изменчивость содержаний, типоморфные особенности отдельных минералов при хорошей геологической основе можно успешно использовать для разделения пород в сложных метаморфических комплексах.

## ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

### Генезис и корреляция некоторых метаморфических комплексов Карелии и Украины по циркону

Изучение акцессорного циркона из докембрийских метаморфогенных образований Украинского и Балтийского щитов занимались многие исследователи (В.В. Ляхович, А.А. Савельев, В.М. Шемякин, И.К. Шулешко и др.). Мы исследовали акцессорные цирконы из нижнедокембрийских образований Балтийского щита, где изучены беломорский, гимельский (архей) и карельский (нижний протерозой) структурно-формационные комплексы. Кроме того, изучены цирконы из аульской серии Украинского щита, сопоставимой с беломорским комплексом.

**Беломорский комплекс.** Формационное расчленение беломорского комплекса показано в табл. 6. Он начинается формацией биотитовых гнейсов, сложенных главным образом монотонными пачками биотитовых гнейсов, плагиогнейсов, их мигматитов и гранитогнейсов по этим породам. Вверх по разрезу эта формация сменяется формацией биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, в которой большей частью развиты амфиболосодержащие гнейсы, амфиболиты, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. В северо-западной части Кольского полуострова с нею сопоставима формация гранат-биотитовых гнейсов и основных кристаллических сланцев, в которой преобладают гранат-биотитовые, силлиманитосодержащие гнейсы и гиперстен-биотитовые кристаллические сланцы и в подчиненном количестве присутствуют чарнокиты, гранитизированные гнейсы, пироксеновые гранулиты, гранито-гнейсы и их мигматиты. Выше располагается формация биотитовых и биотит-амфиболитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Основной петрографический фон первой формации характеризуется широким развитием биотитовых, амфиболосодержащих и дистен-гранат-биотитовых гнейсов; второй — гранатосодержащих, гиперстен-роговообманковых кристаллических сланцев и гиперстен-роговообманковых гнейсов. Завершает формационный ряд беломорского комплекса Балтийского щита формация высокоглиноземистых гнейсов, которая представлена гранат-биотитовыми, биотитовыми, силлиманитовыми и дистенсодержащими гнейсами.

Для сравнения изучались цирконы из пород аульской серии Украинского щита в районе с. Одарьевка. Серия представлена биотит-амфиболовыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами и с определенной долей условности может быть сопоставлена с формацией биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов беломорского комплекса Балтийского щита.

1. При сравнении цирконов из этих двух типов пород выяснилось следующее. В биотит-амфиболовых гнейсах Балтийского щита наблюдаются цирконы двух типов. Преобладают цирконы, имеющие удлинено-призматический габитус (коэффициент удлинения 1,6–2,4), сильно трещиноватые, с шероховатой поверхностью, буро-коричневые, интенсивно окатанные, с отчетливой зональностью. Количество их достигает 70–80% от общего количества акцессорного циркона в породе. Второй тип — округ-

Таблица 6

Примеры формационных рядов

| Комп-лекс   | Под-этаж | Структурно-фациальные зоны  |   |
|-------------|----------|---|---|
|             |          | Беломорская   | Центрально-Кольская   |
| Беломорский | Верхний  | Высокоглиноземистые гнейсы, чупинская свита<br>Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, лоухская свита | Высокоглиноземистые гнейсы, волшпахская свита<br>Гиперстен-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, чудзьяврская свита |
|             | Нижний   | Биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, котозерская свита<br>Керетская свита                          | Гранат-биотитовые гнейсы и основные кристаллические сланцы, пинкельярская свита<br>Биотитовые гнейсы                            |

лые почковидные зерна с коэффициентом удлинения 1–1,5; прозрачные с блестящими поверхностями (рис. 39, III, б). Подобный тип цирконов характерен для пород, претерпевших метасоматические изменения [17, 84]. На основании морфологических особенностей акцессорных цирконов эти породы с достаточной степенью достоверности можно отнести к парапородам. Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения (рис. 40, III, V) также имеют формы, характерные для первичноосадочных метапород формации биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Из отложений аульской серии (район с. Одарьевка) были отобраны пробы различных типов кристаллических сланцев. На основании изучения цирконов было установлено, что в строении аульской серии участвуют как орто-, так и парапороды. В ортосланцах цирконы представлены идиоморфными удлиненно-призматическими зернами с коэффициентом удлинения 2–2,8, интенсивно окрашенными в желтые и красноватые тона, с четкой зональностью. Форма гистограмм частот встречаемости длин и удлинение зерен говорит о генетической однородности цирконов из этих пород. Цирконы парапород характеризуются округло-окатанной формой (коэффициент окатанности 90%), более светлой (от прозрачного до светло-желтой) окраской.

2. По структурным соотношениям, степени метаморфизма, стратиграфическому уровню некоторые типы основных кристаллосланцев аульской серии Украинского щита сопоставимы с биотитовыми гнейсами формации биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Цирконы обоих типов пород также обнаруживают значительное сходство: они имеют округло-окатанный облик с коэффициентами удлинения 1,6–1,9 и окатанности 70–80%, слабо окрашены в светло-желтые и сероватые тона; наблюдаются единичные зерна с ядрами (рис. 39, IV, б). Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения различаются очень мало и имеют формы, характерные для парапород (рис. 40, VIII).

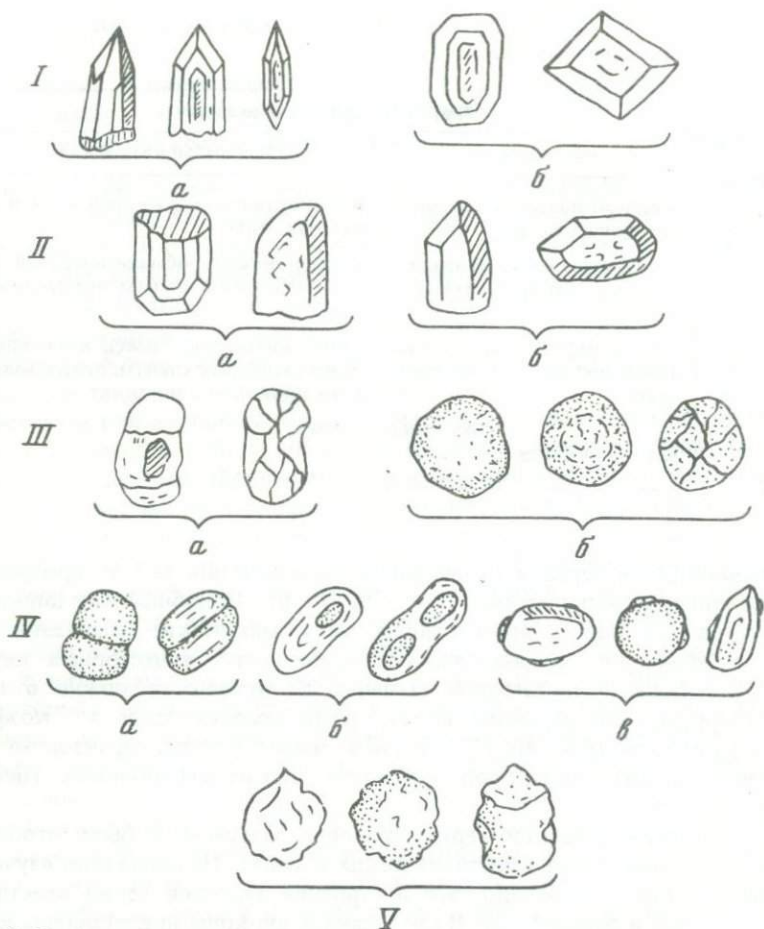


Рис. 39. Морфологические типы цирконов

I — идиоморфные: а — удлиненно-призматические, б — изометричные; II — гипидиоморфные: а — удлиненные, б — изометричные; III — окатанные: а — удлиненные, б — изометричные; IV: а — двойникованные, б — цирконы с ядрами, в — цирконы с наростами; V — корродированные

3. Нами была сделана попытка сравнения условий образования пород формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и вышележащей формации высокоглиноземистых гнейсов. Первая формация содержит две модификации: 1) идиоморфные зерна (20–30% от общего количества акцессорного циркона) с коэффициентом удлинения 2,5–4 (рис. 39, I, а), буроватые, желтые; 2) округло-окатанные зерна с коэффициентом удлинения 1,5–2, прозрачные с шероховатой поверхностью (рис. 39, III, а). По гистограммам частот встречаемости длин и коэффициента удлинения видно, что в образовании этих пород, кроме осадочного материала, принимали участие и магматические породы.

Цирконы из пород формации высокоглиноземистых гнейсов аналогичны рассмотренным, но более окатаны, коэффициент удлинения 1,5–

2, поверхности зерен сильно шероховаты. Наблюдаются зерна с небольшими наростами (рис. 39, IV, в), что свидетельствует о значительной миграции вещества при метаморфизме. Кроме того, здесь наблюдаются единичные зерна с ядрами окатанной формы. Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения зерен для цирконов из этих свит отличаются незначительно. Проверка нулевой гипотезы по критерию Стьюдента для цирконов показывает их сопоставимость.

На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что область сноса для формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и высокоглиноземистых гнейсов была единой.

4. Сравнение цирконов из формаций высокоглиноземистых гнейсов Центрально-Кольской и Беломорской зон показало отличия. Цирконы из формации высокоглиноземистых гнейсов имеют типично магматический облик (рис. 39, I, б): коэффициент удлинения 2–3,5, зерна почти идиоморфны, интенсивно окрашены в красно-бурые, желтые цвета, что характерно для цирконов из гранитных пород [71]. Наблюдаются единичные зерна окатанной формы. Цирконы из пород чупинской свиты имеют облик цирконов парапород (см. выше). Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения (см. рис. 40, VIII, XII), а также проверка нулевой гипотезы по критерию Стьюдента показывают полную несопоставимость цирконов высокоглиноземистой формации названных структурно-формационных зон.

Значительная часть пород формации высокоглиноземистых гнейсов Центрально-Кольской зоны образовалась в результате преобразования магматических пород, т.е. они являются ортопородами, тогда как гнейсы аналогичной формации Беломорской зоны — типичные парапороды.

**Гимольский комплекс.** Сравнились цирконы из образований конской свиты, развитых в районе с. Малософиевка Украинского щита, и гимольского комплекса Суккозерской и Хаутаваарской структур Карелии.

Цирконы из амфиболовых сланцев и амфиболитов в районе с. Малософиевка имеют облик цирконов парапород, коэффициент удлинения 1–1,5 округло-окатанной формы, светло-серые, иногда с небольшими наростами (рис. 39, IV, в). Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения свидетельствуют о генетической однородности цирконов и об их первичноосадочном происхождении.

В отличие от описанных цирконы гимольского комплекса Суккозерской и Хаутаваарской структур характеризуются преобладанием зерен с обликом цирконов из ортопород. Среди них больше зерен желтых, красноватых и бурых разностей; форма зерен гипидиоморфная с коэффициентом удлинения 2,5–3,5 (рис. 39, II), зональность слабая; иногда наблюдаются единичные зерна с большим количеством газово-жидких включений. До 10–15% зерен имеют округло-почковидную форму с коэффициентом удлинения 1–1,2, отмечены зерна с корродированными гранями (рис. 39, V). Последнее является результатом миграции вещества при метаморфизме. Наличие в породах суккозерской и хаутаваарской структур цирконов двух генетических типов отражено в гистограммах частот встречаемости длин и коэффициента удлинения зерен. Эти гистограммы, а также статистические расчеты по критерию Стьюдента показывают зна-

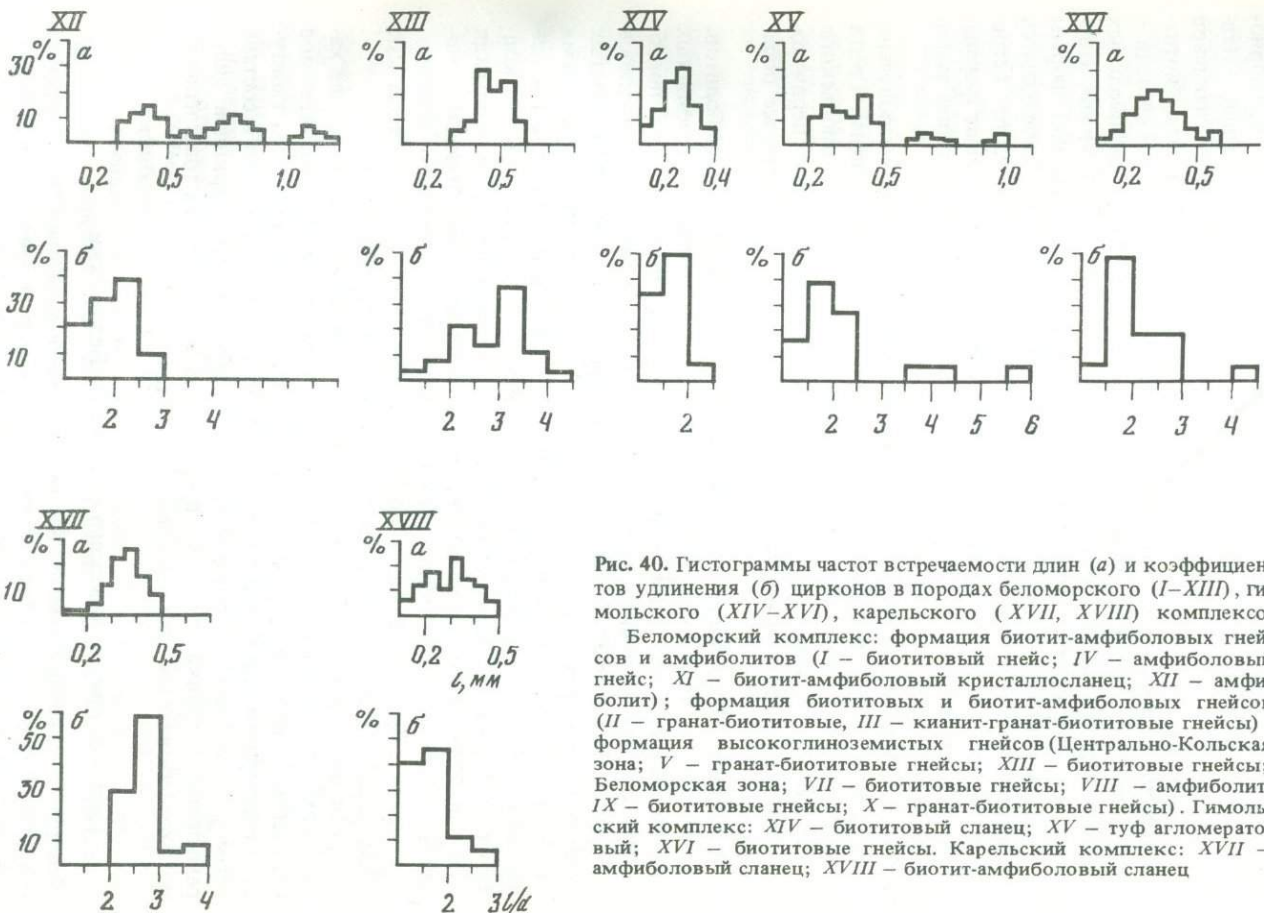
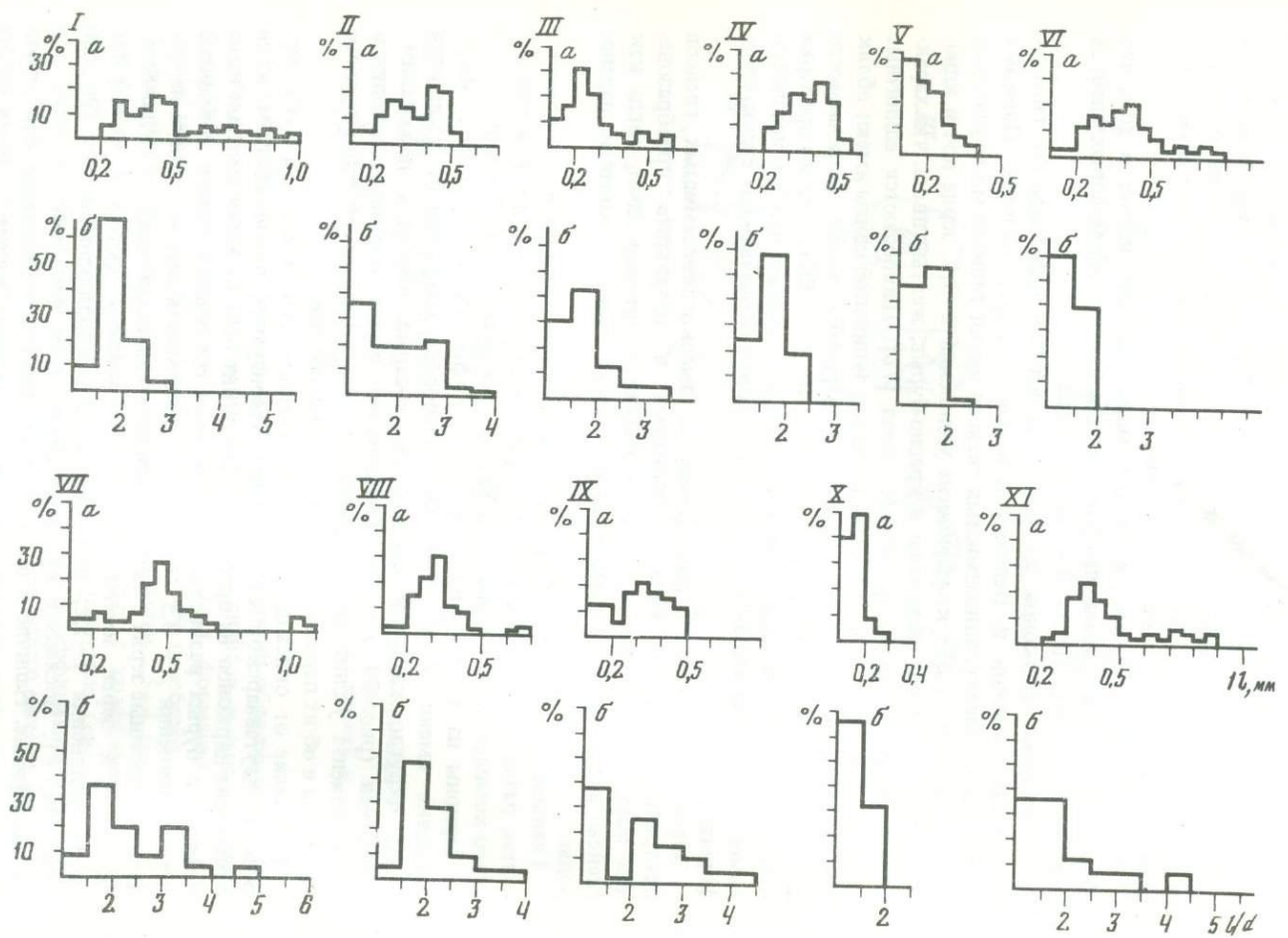


Рис. 40. Гистограммы частот встречаемости длин (а) и коэффициентов удлинения (б) цирконов в породах беломорского (I–XIII), гимельского (XIV–XVI), карельского (XVII, XVIII) комплексов

Беломорский комплекс: формация биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов (I – биотитовый гнейс; IV – амфиболовый гнейс; XI – биотит-амфиболовый кристаллосланец; XII – амфиболит); формация биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (II – гранат-биотитовые, III – кианит-гранат-биотитовые гнейсы); формация высокоглиноземистых гнейсов (Центрально-Кольская зона; V – гранат-биотитовые гнейсы; XIII – биотитовые гнейсы; Беломорская зона; VII – биотитовые гнейсы; VIII – амфиболит; IX – биотитовые гнейсы; X – гранат-биотитовые гнейсы). Гимельский комплекс: XIV – биотитовый сланец; XV – туф агломеративный; XVI – биотитовые гнейсы. Карельский комплекс: XVII – амфиболовый сланец; XVIII – биотит-амфиболовый сланец

чительную близость условий образования пород суккозерской и хаутаваарской структур.

**Карельский комплекс.** В районе оз. Кукаозеро развит следующий формационный ряд (снизу вверх): песчано-сланцевая формация, мраморно-сланцевая флишоидная, черносланцевая, сланцевая-флишоидная. Наиболее детально были изучены цирконы из пород мраморно-сланцевой формации, представленной тонким переслаиванием амфиболовых, биотит-амфиболовых и гранат-биотит-амфиболовых сланцев и в меньшей степени — слюдястых доломитовых мраморов, а также цирконы из амфиболовых сланцев верхней части сортавальской серии Северного Приладожья. Цирконы характеризуются преобладанием зерен округло-окатанной формы с коэффициентом удлинения 1,5–2, светло-желтых, серых; наблюдаются единичные сростки зерен (см. рис. 39, IV). Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициента удлинения зерен циркона имеют формы, типичные для парапород. Изучение цирконов из некоторых типов амфиболитов позволило отнести их к ортоамфиболитам.

Таким образом, на основании изучения морфологии циркона получена информация, не противоречащая геолого-петрологическим данным. Среди исследованных метаморфогенных пород беломорского, гимольского и карельского комплексов доминирующее значение имеют первично-осадочные породы и в подчиненном количестве — магматогенные образования.

В сходных формациях биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и высокоглиноземистых гнейсов Балтийского щита и аульской серии Украинского щита преобладают породы первичноосадочного генезиса. Сходный облик цирконов формации биотитовых и биотит-амфиболовых и высокоглиноземистых гнейсов (Беломорская зона) говорит о том, что область питания во время накопления первой и второй формации была одна. Однако цирконы последней несут следы более интенсивной переработки в процессе осадконакопления. В формации высокоглиноземистых гнейсов (Центрально-Кольская зона) преобладают магматогенные породы. В породах гимольского комплекса обнаружены цирконы магматического и обломочного генезиса. В конской свите преобладают цирконы терригенного облика, тогда как в Хаутаваарской и Суккозерской структурах — магматического.

Среди цирконов из образований карельского комплекса наиболее характерны обломочные разновидности, но отмечается и незначительное количество цирконов магматического облика (дипирамидального габитуса, характерного для пород габбро-базальтового типа), особенно в составе мраморно-сланцевой формации оз. Кукаозеро. Наличие цирконов дипирамидального облика позволяет предполагать в составе этих толщ наличие метаморфизованных силлов основного состава.

### Цирконы кристаллического фундамента Белоруссии

Кристаллический фундамент Белоруссии, расположенный под покровом осадочного чехла на глубине от первых десятков метров на приподнятых участках до километров в Припятском прогибе, крайне неравномерно вскрыт буровыми скважинами. Его основу образуют глубоко метаморфи-

зованные и нередко гранитизированные породы, выделенные в щучинскую [94] серию архейского возраста, которые слагают нижний структурный ярус и развиты практически на всей территории республики. Гнейсы и сланцы верхнего архея и нижнего протерозоя, входящие в состав околоской, житковичской серий и белевской свиты, выделяются как верхний структурный ярус в пределах узких локальных структур.

**Литолого-стратиграфические подразделения.** В пределах Белорусского кристаллического массива щучинская серия по структурной приуроченности, вещественному составу пород и степени проявления гранитизации условно расчленяется [95] на три толщи. В нижней преобладают гнейсы кислого и среднего состава: биотитовые, биотит-амфиболовые, реже пироксен-амфиболовые с подчиненным количеством глиноземистых гнейсов и амфиболитов. Породы интенсивно гранитизированы вплоть до образования по ним гранито-гнейсов, мигматитов и порфиробластовых гранитов. Все интенсивно гранитизированные разновидности гнейсов, а также мигматиты и порфиробластовые граниты объединены в мигматит-гранито-гнейсовый комплекс. В отличие от нижней толщи средняя сложена породами основного состава: амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Изредка среди них встречаются эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы. Характерной особенностью средней толщи является широкое проявление чарнокитизации слагающих ее основных метаморфических пород. Верхняя толща выделяется условно на основании нахождения глиноземистых гнейсов в ряде разрезов щучинской серии: гранат-биотитовых, силлиманит-гранат-биотитовых, гиперстен-гранат-биотитовых. Пространственно они тесно связаны с кристаллическими сланцами и амфиболитами средней толщи, слагая пачки небольшой мощности, согласные с общим простиранием пород и тяготеющие к верхней части разреза. Породы щучинской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, о чем свидетельствуют минеральные парагенезисы кристаллических сланцев и глиноземистых гнейсов средней и верхней толщ. Ассоциации породообразующих минералов пород нижней гнейсовой толщи отвечают условиям амфиболитовой фации, что связано с процессами ее регрессивного метаморфизма в условиях интенсивного проявления гранитизации [95].

В строении кристаллического фундамента Припятского прогиба принимают участие гнейсы архейского возраста, распространенные в восточной и центральной его частях. Гнейсовый комплекс архея Припятского прогиба делится на две толщи [5]: нижняя представлена глиноземистыми гиперстенсодержащими гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, сменяющимися вверх по разрезу гранат-биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми разновидностями; верхняя сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов. Гнейсы обеих толщ мелкозернистые, реже среднезернистые, гнейсоватые или нечетко гнейсоватые. В них отмечается широкое проявление порфиробластеза и гранитизации. Минеральный парагенезис гнейсов нижней толщи свидетельствует об их метаморфизме в условиях гранулитовой фации с последующим диафторезом в условиях амфиболитовой фации. Верхняя толща метаморфизована в условиях амфиболитовой фации с наложенным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации.

Околовская серия развита в центральной части Белоруссии. Она выполняет сложно построенную структуру северо-восточного простирания, имеющую в плане сходство с грабен-синклиналью. В составе околовской серии выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, пироксен-амфиболовые, нередко эпидот- и гранатсодержащие плагиогнейсы и сланцы с прослоями магнетитовых кварцитов. Судя по минеральным парагенезисам, породы серии метаморфизованы в условиях низкой ступени амфиболитовой фации.

Житковичская серия выделяется на юге Белоруссии в пределах Житковичского горста, слагая две узкие полосы северо-восточного простирания. По литологическому составу серия расчленяется на две свиты: нижнюю, люденевичскую, сложенную слюдистыми кварцитами, кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, карбонат-кварц-хлоритовыми сланцами, и верхнюю, кожановичскую, представленную порфиритоидами и порфириоидами андезито-дацитового, дацитового и липаритового составов. Кожановичская свита залегает несогласно на подстилающих отложениях, перекрывая различные по составу горизонты люденевичской свиты [6]. Породы житковичской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Белевская свита вскрыта единственной скважиной на крайнем востоке Житковичского горста и представлена темно-бурыми и розовато-серыми мелко- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками. По составу и слабой степени изменения кварцитовидные песчаники близки кварцитам толкачевской свиты овручской серии Украинского кристаллического щита [135]. Для белевской свиты характерно широкое развитие кианита, иногда наряду с ним присутствует андалузит.

Изучение акцессорных минералов метаморфических пород докембрийского кристаллического фундамента Белоруссии показало, что для корреляции и восстановления первичной природы глубокометаморфизованных докембрийских пород можно использовать только акцессорный циркон. Все прочие широко распространенные акцессорные минералы практически не различаются в самых различных группах пород. Так, магнетит и ильменит представлены во всех проанализированных пробах пород почти одними и теми же формами зерен, что не позволяет отличать метаморфогенные разности от минералов исходных пород. Сульфиды преимущественно выделялись в результате более поздних процессов, благодаря высвобождению образующих их элементов при преобразовании пород, а также, возможно, в результате привноса этих элементов. Такова же природа и других редких минералов. Что касается апатита, рутила и турмалина, то детритовые их разности могут быть встречены при низких ступенях метаморфизма, а к изограде биотита, и особенно граната, они полностью исчезают [111]. Кристаллы и зерна апатита, турмалина и рутила, содержащиеся в глубоко метаморфизованных породах, обязаны своим происхождением метаморфогенным процессам.

Характерные особенности циркона изучались в мономинеральных пробах или близких к ним концентратах, представляющих собой немагнитную фракцию искусственных шлихов. Для их приготовления использовались штуфные пробы весом от 0,3 до 10 кг. Пробы весом меньше 1 кг вынужденно отбирались из-за отсутствия каменного материала при опро-

бовании маломощных прослоев пород в керне скважин небольшого диаметра. После дробления до 0,5–0,2 мм проба отмучивалась и отмывалась. В связи с тем что мелкие цирконовые зерна обладают гидрофобными свойствами, отмучивание производилось в горячей воде, что позволило избежать потери мелкой фракции цирконов. Для получения мономинерального или обогащенного цирконом концентрата тяжелая фракция после ситования обрабатывалась в тяжелых жидкостях и на электромагните. Морфологические и морфометрические характеристики цирконов исследовались при помощи бинокулярного и поляризационного микроскопов, причем наибольшее внимание уделялось форме, размерам, характеру поверхности и внутреннему строению — основным признакам циркона, используемым при сравнительном анализе (табл. 7).

**Циркон в кристаллических сланцах.** Цирконы амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов нижней щучинской толщи имеют удлиненно-призматический и призматический облик, часто со сглаженными вершинами и гранями. Содержание цирконов незначительное, не превышает 50 г/т. В огранении кристаллов принимают участие призма {100} и тупая дипирамида {111}. Блеск стеклянный, на гранях иногда отмечается слабое растворение. Коэффициент удлинения около 2, иногда достигает 3. Размеры 0,07–0,15 мм. Иногда наблюдается дорастание цирконов. Внешняя оболочка регенерированных цирконов тонкая, часто метамиктно разложенная.

Цирконы амфибол-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, участками гранитизированных, характеризуются большим разнообразием форм — от зерен сложного строения с ядрами до кристаллов простой огранки — призматических и короткопризматических. Содержание варьирует от редких знаков до 154 г/т. Кристаллы совершенных и несовершенных кристаллографических очертаний, в огранении принимают участие призма {100}, изредка призма {110} и тупая дипирамида {111}. Довольно часто вершины кристаллов сглажены, на гранях отмечается слабое растворение. Встречается также циркон без видимых контуров граней. Внутреннее строение цирконовых зерен довольно сложное. Они зональны, нередко с перерывами в росте, иногда с ядрами удлиненными, призматическими или неправильной формы. В зависимости от толщины внешней оболочки грани циркона имеют либо четкие контуры, когда дорастающая оболочка является преобладающей, либо нечеткие, когда внешняя оболочка довольно тонкая.

Облик цирконов амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов нижней толщи щучинской серии предполагает преимущественное образование их за счет интрузивных пород: наряду с кристаллами совершенной огранки присутствуют несовершенные, с гранями нечеткими, плавно переходящими одна в другую. Закругление головок кристаллов связано с развитием тупой дипирамиды {111}, которую дополняет слабо развитая острая дипирамида {311}. Подобные кристаллы встречены также в биотитовых и реже — в гранат-биотитовых гнейсах наряду с цирконами без видимых контуров граней и удлиненно-округлого облика. Поэтому образование гранатбиотитовых и биотитовых гнейсов предполагается за счет как магматических, так и осадочных пород.

Породы основного состава средней толщи щучинской серии содержат

Таблица 7

Характерные особенности цирконов протерозойских пород Житковичского горста

| Свита         | Порода   | Форма, габитус  | Цвет   |
|---------------|--|---|--|
| Белевская     | Кварцитовидные песчаники                         | Округлая, удлиненно-округлая, реже удлиненная с контурами граней призмы   | Желтовато-бурый, розовато-бурый                  |
|               | Полевошпатовые липариты                          | Сложноограниченный {100}{110}{111}{311}, гиацинтовый {100}{111}   | Розовый, светло-розовый, желтовато-розовый       |
| Котановичская | Двуполевошпатовые кварцевые липариты             | Копьевидный, сложноограниченный {100}{110}{111}{311}, реже цирконовый {110}{111}  | Розовый, желтовато-розовый, буровато-розовый     |
|               | Кварц-полевошпатовые липариты                    | Цирконовый {110}{111}, цирконовый усложненный {110}{111}, {311}, гиацинтовый {100}{111}   | Бесцветный, светло-розовый, желтовато-бурый      |
|               | Порфириоиды по кварцевым липаритам               | Цирконовый {110}{111}, цирконовый усложненный {110}{111}{311}   | Розовый, кремовато-розовый, буровато-розовый     |
|               | Порфиритоиды по туфам дацитов и липарито-дацитов | Цирконовый {110}{111}, цирконовый усложненный {110}{111}{311}, гиацинтовый {100}, {111} сложноограниченный {100}{110}{111}{311} | Розовато-бурый, кремовато-розовый                |
|               | Порфириоиды по туфам андезитового состава        | Цирконовый {110}, {111}, цирконовый усложненный {110}{111}{311}   | Бесцветный, светло-розовый с желтоватым оттенком |
| Люденевичская | Карбонат-кварц-хлоритовые сланцы                 | Округлая, удлиненно-округлая, редко цирконовый {110}{111}   | Розовато-бурый, серовато-бурый, светло-розовый   |
|               | Кварц-хлорит-серицитовые сланцы                  | Удлиненно-округлая удлиненная, редко цирконовый {110}{111}  | Серовато-розовый, бурый                          |
|               | Карбонат-серицит-кварцевые сланцы                | Округлая, удлиненно-округлая, иногда с гранями призмы   | Желтовато-серый, бурый                           |
|               | Кварциты   | Округлая, удлиненно-округлая  | Светло-розовый, бурый до черного                 |

| Размер, мм                     | Коэффициент удлинения | Поверхность граней   | Примечание   |
|--------------------------------|-----------------------|--|--|
| 0,03–0,12                      | ≤ 2                   | Шероховатая, матовая   | Иногда заметно внутреннее зональное строение   |
| 0,08–0,2, преобладает 0,1–0,15 | 1,2–2, редко > 2      | Розовая, блестящая со стеклянным блеском                           | Кристаллы зональны, иногда с перерывами в росте  |
| 0,07–0,15                      | ≤ 2                   | То же  | Характерны острая дипирамида и асимметричное строение головок кристаллов                                       |
| 0,05–0,15                      | < 2 редко до 3–4      | Ровная, блестящая, иногда со ступеньками роста                     | Содержит газово-жидкие и твердые включения. Характерны поперечные и радиальные трещинки                        |
| 0,07–0,2                       | ≤ 2, редко > 2        | Ровная блестящая, редко матовая                                    | Содержит газово-жидкие и твердые включения, отмечено разъедание граней   |
| 0,07–0,22                      | 1,2–3                 | Ровная блестящая, иногда со ступеньками роста, редко матовая       | Характерны поперечные трещины  |
| 0,05–0,15                      | ~ 2, редко до 3–4     | Ровная блестящая, иногда матовая                                   | Более крупные кристаллы содержат включения породообразующих минералов, иногда кристаллы со сглаженными ребрами |
| 0,03–0,15                      | ≤ 2                   | Матовая, шероховатая, редко блестящая                              | Встречается новообразованный циркон цирконового габитуса   |
| 0,02–0,1                       | ≤ 2                   | Матовая, шероховатая, редко ровная блестящая со стеклянным блеском | В измененных сланцах присутствуют регенерированные зерна циркона   |
| 0,02–0,15                      | 1,2–2, редко > 2      | Матовая, шероховатая   | Характерно зональное строение  |
| 0,02–0,15                      | < 2                   | Матовая, шероховатая, ямчатая                                      | Зерна полупрозрачны, непрозрачны. Полупрозрачные обнаруживают зональное строение                               |

циркон в незначительном количестве, за исключением полевошпатовых амфиболитов, где его содержание достигает 240 г/т. Во всех породах циркон представлен призматическими удлинненными зернами без четких граней призм и пирамид, иногда без концевых граней, а также удлинненными, угловатыми. Все формы цирконов имеют стеклянный блеск, ровную блестящую поверхность и неправильную форму, часто напоминающую леденцы. Очевидно, существовали условия, которые способствовали поверхностному оплавлению и растворению кристаллов. Дорастаний не наблюдается. Зерна цирконов с высоким двупреломлением зональны, причем внутренние зоны имеют четкую правильную огранку. Подобные формы цирконов отмечал А. Полдерваарт при изучении диабазов, спилитов и гранофилов [189].

В измененных породах (чарнокитизированных, окварцованных) отмечаются растворение граней, дорастающие каемки, часто метамиктно разложенные, и сложноограненные кристаллы. Ядра часто имеют неправильную форму, наследуя в какой-то степени исходную форму. Дорастающие зоны имеют разную толщину — от тонкой краевой каемки до преобладающей по сравнению с ядром. Новообразованные кристаллы циркона нередко представлены кристаллами короткопризматического и призматического габитуса и характеризуются иногда сглаженностью вершин и граней, что свойственно минералам, образованным при метасоматических процессах.

В силлиманит-гранат-биотитовых и иногда шпинельсодержащих гнейсах присутствуют цирконы округло-удлинненной формы без четких кристаллографических форм. По контурам головок можно предположить, что, кроме тупой, присутствовала и острая дипирамида. Зерна полупрозрачные и непрозрачные, окрашены в светлые желтые и серые тона. Поверхность зерен матовая с бороздами и углублениями. Гранитизированные и окварцованные глиноземистые гнейсы содержат цирконы сложного строения, в которых различаются центральное ядро с высоким двупреломлением и внешние дорастающие зоны, имеющие ровную поверхность со стеклянным блеском или слабо матовую, низкодвупреломляющую со следами слабого растворения. На поверхности зерен с низкодвупреломляющими каемками иногда отмечаются бурые пятна вторичных продуктов, которые порой придают граням ложную шероховатость.

Наименее измененные цирконы отмечаются в биотитовых, реже — в гранат-биотитовых гнейсах. Они представлены призматическими и короткопризматическими зональными кристаллами несовершенной формы. Иногда отмечаются грани призмы {100} и тупые или копьевидные окончания. Блеск стеклянный, поверхность ровная, блестящая, реже матовая, обусловленная слабым растворением. Цирконы, измененные вторичными процессами, имеют сложное строение с наростами, одной или двумя дорастающими зонами. Во внешних зонах иногда отмечаются вроски породообразующих и рудных минералов. На поверхности зерен отмечаются неровности в виде нарастаний, реже следы растворения, шагрень, матовость. Последние особенности характерны в основном для цирконов с малоустойчивыми, метамиктно разложенными дорастающими каемками. Ядра регенерированных цирконов имеют удлинненный субизометричный облик, иногда обломанные.

Округло-удлинненный облик и неправильная форма ядер регенериро-

ванных цирконов гнейсов среднего и кислого составов средней и верхней толщи щучинской серии позволяют предполагать, что исходными породами глиноземистых и частично биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов были преимущественно осадочные породы. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, содержащие кристаллы совершенной и несовершенной огранки, образованы, скорее всего, за счет интрузивных пород.

В катаклазированных и милонитизированных породах, которые нередко вскрываются буровыми скважинами, присутствуют цирконы раздробленные и со следами транспортировки. Наиболее отчетливо борозды волочения и царапины на поверхности разных минералов, особенно менее твердых, наблюдаются в милонитизированных породах. Цирконы в подобных условиях довольно часто раздроблены, местами залечены более поздними процессами и обрастают внешними каемками. В биотитовых и амфиболовых сланцах из тектонических зон, нередко окварцованных, присутствуют регенерированные цирконы с неправильными, угловатыми ядрами, природа которых не ясна. Наличие в катаклазированных породах обломков дробленных цирконов с четкими вершинами и ребрами дает возможность предположить интрузивную природу исходных пород.

Интенсивно гранитизированные породы, объединенные в мигматит-гранито-гнейсовый комплекс, содержат циркон в количестве от 50 до 200 г/т. Характерно, что во всех пробах цирконы призматические или длиннопризматические с коэффициентами удлинения от 2 до 5,5. В ограничении кристаллов принимают участие призма {110} и тупая дипирамида {111}, редко — слабо развитая острая дипирамида {311}. Преобладает призма {110}, нередко отдельные ее грани продолжают до вершин, в результате чего кристаллы приобретают асимметричный облик. Цирконы обладают высоким двупреломлением, зональны, иногда с перерывами в росте, содержат твердые неправильные и трубчатые газово-жидкие включения.

"Цирконовый метод" был применен нами при исследовании пород кристаллического фундамента Припятского прогиба, вскрываемых редкими, неравномерно распределенными на площади скважинами на глубине от 1260 до 4644 м. Исследованиями установлено большое разнообразие цирконов. По степени идиоморфизма выделяются: 1) идиоморфные с четкой огранкой кристаллы, в ограничении которых участвуют призмы {110} и {100}, тупая {111} и острая {311} дипирамиды, очень редко грани других дипирамид {331} и {221}; 2) кристаллы субидиоморфного облика, для которых характерны притупленные, сглаженные вершины и ребра; 3) округлые зерна, характер граней в которых практически неопределим.

Идиоморфные цирконы встречаются в гранитизированных разностях, субизометричные и округлые — широко представлены в гнейсовом комплексе. Матовые, шероховатые, ямчатые поверхности цирконов отмечаются в гнейсовом комплексе среди биотитовых плагиогнейсов. В зонах высоких стадий метаморфизма и гранитизации зерна обрастают регенерационными каемками и приобретают глянцеватую поверхность, свойственную цирконам магматических пород. Редко отмечаются корродированные, но со стекляннным блеском поверхности. Большинство зерен циркона из метаморфических пород имеют сложное гетерогенное строение.

На основании изучения внешнего облика и внутреннего строения выделены три генетических типа цирконов кристаллических пород Припятского прогиба. Первый тип — реликтовый, унаследованный от исходных неметаморфизованных пород. Его особенности (округлые формы и нередко шероховатая поверхность) можно использовать как признак образования гнейсовой толщ в основном за счет терригенных пород. На основе принципа зависимости средних размеров циркона от средних размеров породообразующих минералов [110, 112, 134] сделана попытка восстановить гранулометрический состав исходных пород. Размеры окатанного циркона в нижней гнейсовой толще (0,008—0,05 мм) соответствуют алевритовой, в основном тонкоалевритовой размерности. Значительное количество высокоглиноземистых минералов (силлиманита, дистена, граната) свидетельствует о высоком содержании глинозема в исходном осадке. Реликтовые цирконы верхней гнейсовой толщи (0,03—0,08 мм) соответствуют алевритовой и мелкой псаммитовой размерности. Присутствие в биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсах наряду с окатанными цирконами кристаллов несовершенной огранки и угловатых неправильных зерен позволяет предполагать эффузивно-осадочную природу исходных пород.

Второй тип цирконов встречается в высокометаморфизованных или гранитизированных гнейсах. Для него характерны молочно-белые, светло-серые и светло-желтые тона, иногда он метамиктно разложен, поэтому отмечаются полупрозрачные и непрозрачные разновидности. Кристаллы призматические и короткопризматические совершенной и несовершенной огранки, с ровной или слабо корродированной поверхностью. Циркон второго типа нарастает на цирконе первого типа, образуя первую регенерационную каемку.

Третий тип цирконов короткопризматический, призматический, сложногограненный, часто асимметричный, с ровной блестящей поверхностью, на которой иногда наблюдаются ступеньки роста. Циркон прозрачный светло-розовый и сиреневато-розовый с коэффициентом удлинения 1,5—4,5. Он присутствует среди гранитизированных гнейсов в виде кристаллов совершенной огранки, а также в виде второй регенерационной каемки на цирконах первого типа.

Результаты изучения цирконов пород кристаллического фундамента Припятского прогиба позволяют считать, что исходными породами архейских гнейсов были древние терригенные осадки с незначительным присутствием эффузивного материала [45].

Цирконы в породах околоской серии содержатся в незначительном количестве, во многих протоочных пробах они отсутствуют. В районе Околоского месторождения железистых кварцитов встречены цирконы призматические и длиннопризматические, совершенной и несовершенной огранки, зональные, часто со следами растворения, иногда без концевых граней, чем они в какой-то мере близки цирконам кристаллических сланцев и амфиболитов средней толщи щучинской серии. В огранении кристаллов принимают участие призмы {110} и {100}, тупая дигипирамида {111}, иногда несколько усложненная. Облик цирконов позволяет считать, что они образованы за счет магматических, вероятнее всего эффузивных пород.

От описанных резко отличаются цирконы из биотитовых плагиогнейсов околоской серии. Они представлены удлинёнными и удлинённо-округлыми зёрнами размером 0,05–0,15 мм с матовой и шероховатой поверхностью, иногда с ядрами неправильной формы. Эти особенности цирконов позволяют предполагать образование биотитовых плагиогнейсов за счёт терригенных пород, преимущественно мелкосаммитовой размерности.

**Циркон в метаморфизованных отложениях.** Цирконы из слабо метаморфизованных пород житковичской серии сохраняют свой первоначальный облик.

Цирконы кварцитов люденевичской свиты имеют округлую, удлинённо-округлую форму, желтовато-бурый до черного, редко светло-розовый цвет, преимущественно матовую ямчатую поверхность. Встречаются разности от полупрозрачных до непрозрачных, первые часто имеют зональное строение, иногда с нечётко выраженными ядрами. Редкие зёрна сохранили контуры отдельных граней призмы. Размеры зёрен — от 0,01–0,08 до 0,12–0,15 мм. Непостоянство размеров зёрен и разное удлинение, наблюдаемое даже в одном шлифе, свидетельствуют о разной зернистости исходных слюдисто-кварцевых сланцев.

В слюдистых сланцах присутствуют цирконы двух типов. Преобладают зёрна округлого, удлинённо-округлого облика, бесцветные, светло-серые, светло-розовые с матовой шероховатой поверхностью. В редких зёрнах отмечаются грани призмы {100} со стеклянным блеском. Размер зёрен 0,02–0,07 мм, коэффициент удлинения примерно 2. В единичных знаках присутствуют кристаллы цирконового габитуса с гранями призмы {100} и тупой дипирамиды {111}. Поверхность граней ровная со стеклянным блеском, иногда с плёнками гидроокислов и ступеньками роста. В единичных знаках отмечен регенерированный циркон, содержащий ядра детритового циркона. Размер кристаллов 0,1–0,15 мм. Размеры реликтового циркона свидетельствуют о том, что исходные слюдистые сланцы по сравнению со слюдисто-кварцевыми были более тонкозернистыми, преимущественно алевритовой, реже пелитовой и мелкосаммитовой размерности. Присутствие редких новообразованных кристаллов циркона и регенерированных разностей обязано более позднему наложенному процессам, способствовавшим также образованию кристаллов пирита и зёрен флюорита. Не исключается возможность, что в образовании верхней слюдистой толщи наряду с терригенными осадками принимали участие мелкозернистые туфы и туффиты.

Цирконы, содержащиеся в породах кожановичской свиты, резко отличаются от цирконов люденевичской свиты. Цирконы порфиритоидов по туфам андезитового состава представлены короткопризматическими и призматическими кристаллами цирконового габитуса, бесцветными или светло-розовыми, иногда со слабым желтоватым или буроватым оттенком. В огранении кристаллов принимают участие призма {110}, тупая дипирамида {111} и редко — слабо развитая дипирамида {311}. Грани ровные со стеклянным блеском, редко матовые с неровностями типа ступенек роста, иногда отмечаются слабо сглаженные ребра. Размер кристаллов 0,05–0,15 мм, коэффициент удлинения около 2 для короткопризматических и 3–4 — для призматических и длиннопризматических. Бо-

лее крупные разности содержат тонкие включения породообразующих и рудных минералов.

Порфиroidы по мелкообломочным туфам дацитов содержат сложноограниченные или гиацинтовые короткопризматические кристаллы буровато-розового цвета. Кристаллы ограничены призмами  $\{100\}$  или  $\{100\}$  и  $\{110\}$  и дипирамидами  $\{111\}$  или  $\{111\}$  и  $\{311\}$ . В некоторых кристаллах острая дипирамида получила широкое развитие, и они приобрели копьевидный облик. Коэффициент удлинения 1,2–1,5, редко до 2–2,5, размер кристаллов 0,08–0,17 мм.

В порфиroidах по туфам липарито-дацитов присутствуют светло-розовые и бесцветные кристаллы цирконового габитуса, ограниченные призмой  $\{110\}$  и дипирамидой  $\{111\}$ , иногда усложненной дипирамидой  $\{311\}$  и реже — кристаллы цирконов гиацинтового габитуса с призмой  $\{100\}$  и дипирамидами  $\{111\}$ ,  $\{311\}$ . Поверхности граней ровные со стеклянным блеском, редко матовые, иногда со ступеньками роста. Размеры 0,07–0,22 мм с коэффициентом удлинения призматических кристаллов 2–3, длиннопризматических — 3–4.

Цирконы порфиroidов кварцевых липаритов представлены ограниченными, густо окрашенными в розовые и кремовато-розовые тона короткопризматическими кристаллами размером 0,07–0,2 мм и коэффициентом удлинения около 2, которые образованы гранями призмы  $\{110\}$  и тупой дипирамиды  $\{111\}$ , усложненной иногда острой дипирамидой  $\{311\}$ . В кристаллах содержатся твердые и газово-жидкие включения.

Липариты с вкрапленниками полевого шпата и кварца содержат кристаллы цирконов с четкой кристаллографической огранкой. Характерно, что в кварц-полевошпатовых разностях преобладают кристаллы цирконового габитуса, а в полевошпатовых — цирконы сложноограниченные, копьевидные, порой асимметричные. Блеск на гранях кристаллов стеклянный до алмазовидного. Окраска меняется от бесцветной до розовой и сиреневато-розовой. Размер 0,05–0,15 мм. В цирконах наблюдаются трубчатые газово-жидкие и твердые непрозрачные включения.

По характерным особенностям цирконов было установлено, что слабо метаморфизованные породы Житковичского горста, несмотря на их пестрый состав и интенсивную деформацию, четко разделяются по условиям формирования. Округлая форма цирконов с матовой шероховатой поверхностью, встреченных в породах люденевичской свиты, указывает на то, что слюдястые сланцы и кварциты не являются продуктами изменения эффузивов и гранитов, как это считалось ранее [18, 19, 20], а представляют собой слабо метаморфизованные терригенные породы. Исходными породами для кварцитов были мелкозернистые пески и алевролиты, а для слюдястых сланцев — тонкозернистые осадки преимущественно алевритовой, алевро-пелитовой, редко тонкопсаммитовой размерности. Четкая кристаллографическая огранка кристаллов циркона кожановичской свиты свидетельствует о магматической природе слагающих ее пород [45, 46].

В кварцитовидных кианитсодержащих песчаниках белевской свиты присутствуют цирконы двух типов — округлого или удлиненно-округлого облика без видимых контуров граней и удлиненного с гранями призмы и контурами тупой дипирамиды. Зерна желтовато-бурые и розовато-

бурые, иногда с пленками гидроокислов железа. Поверхность матовая, шероховатая, размеры 0,03–0,1, редко до 0,12 мм по длинной оси. Коэффициент удлинения меньше или равен 2. Разная степень окатанности зерен и их размеры свидетельствуют о том, что в породах белевской свиты присутствует разный по своей природе и гранулометрическому составу материал — алевропелитовый и мелкозернистый псаммитовый. Наличие двух типов цирконов, один из которых имеет совершенную окатанность, указывает на присутствие в песчаниках продуктов размыва уже существовавших осадочных пород, а практически мономинеральный кварцевый состав песчаников свидетельствует об их высокой зрелости.

Анализ типоморфных особенностей цирконов позволяет сделать вывод о первичной природе содержащих их пород.

Генезис пород нижнего (нижнеархейского) структурного яруса, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, часто чарнокитизированных, участками диафорированных и гранитизированных, можно предположить по характерным особенностям цирконов.

1. Призматические удлиненные цирконы без четких боковых и иногда концевых граней нередко угловатые, с ровной поверхностью, напоминающие леденцы, из кристаллических сланцев, дупироксеновых гнейсов и некоторых амфиболитов свидетельствуют о магматической, вероятно, эффузивной природе этих пород.

2. Цирконы призматического и удлиненно-призматического облика совершенной и несовершенной огранки из амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и большинства амфиболитов позволяют предполагать их первично интрузивную природу.

3. Удлиненные и удлиненно-округлые цирконы со сглаженными вершинами и гранями, часто с неровными шероховатыми поверхностями, а также регенерированные цирконы с неправильными ядрами из гранат-биотитовых и некоторых биотитовых гнейсов указывают на их образование из терригенных осадков алевритовой и мелкопсаммитовой размерности.

Более уверенно восстанавливается по аксессуарным цирконам первичная природа слабометаморфизованных (в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации) пород верхнего (верхнеархейского—нижнепротерозойского) структурного яруса.

4. Цирконы из гнейсов околоской серии в районе Околоского месторождения, напоминающие цирконы осадочных пород нижнего структурного яруса, также указывают на вероятную эффузивную природу этих гнейсов. Цирконы из плагиогнейсов других участков развития околоской серии имеют удлиненную и удлиненно-округлую форму с матовой шероховатой поверхностью, что позволяет считать содержащие их породы первично-терригенными образованиями мелкопсаммитовой размерности. Округлые цирконы с матовой шероховатой поверхностью из кварцитов и слюдястых сланцев люденевичской и белевской свит имеют осадочное происхождение и частично сформированы за счет кор выветривания и продуктов переотложения более древних осадков.

5. Четкая кристаллографическая огранка цирконов из пород кожановичской свиты свидетельствует о вероятной магматической природе содержащих их пород.

## Петрогенезис метаморфических пород Житковичского горста по особенностям циркона

Предпринята попытка оценить изменение типоморфизма и распределение акцессорного циркона применительно к петрогенетической модели процессов преобразования метаморфических докембрийских пород Житковичского горста.

В пределах горста вскрыты средне-верхнепротерозойские метаморфические породы, залегающие в такой стратиграфической последовательности (снизу вверх): гранитогнейсы — гранитоиды — очковые мигматиты (порфиробластиты) — слюдяные сланцы с прослоями кварцитов. Аналоги указанных пород широко распространены в других районах Белоруссии и Украины, поэтому установление их генезиса и основных этапов преобразования может быть использовано для других регионов.

Согласно существующим представлениям [18, 19, 96] можно выделить следующие основные этапы эволюции верхнего протерозоя: 1) отложение эффузивно-осадочных толщ, их частичный и неравномерный метаморфизм; 2) внедрение гранитоидов; 3) постмагматические преобразования всех пород, на которые наложены катаклаз и милонитизация. Прслеживание границ выделенных типов пород, исследование их структурно-текстурных особенностей, а также петрохимические реконструкции позволили установить, что изученные породы представляют собой первично-осадочные образования. Основными этапами преобразования их были: региональный метаморфизм амфиболитовой фации, сменившийся на регрессивной стадии порфиробластезом; катаклаз и милонитизация отделяют процесс порфиробластеза от площадного калиевого метасоматоза; на завершающей стадии метасоматических преобразований породы подверглись интенсивному окварцеванию.

Если процесс регионального метаморфизма был единым для всех первично-осадочных толщ, то порфиробластез и последовавший за катаклазом процесс метасоматического замещения максимально проявились в породах, лежащих в основании верхнепротерозойского разреза. В результате эти породы были превращены в микроклиниты. Вверх по разрезу они сменяются толщей порфиробластических гранитоидов, очковых сланцев (порфиробластиты) и кварцево-слюдяных сланцев. Интенсивное окварцевание последних привело к образованию тел вторичных кварцитов.

**Типизация цирконов.** Монофракции циркона были выделены из проб всех типов метаморфических пород: гранито-гнейсов, гранитоидов, порфиробластитов, кварцево-слюдяных сланцев, кварцитов. Всего были выделены 23 монофракции цирконов.

При морфологическом анализе мы учитывали следующие признаки: длину, коэффициент удлинения, цвет и прозрачность кристаллов, развитие простых граней, степень идиоморфизма, следы растворения и коррозии, наличие включений, ядер, наростов и выростов, характер поверхности кристаллов. Кроме того, подсчитывался процентный состав окатанных кристаллов. Морфологический тип преобладающих кристаллов циркона выделялся на основе классификации А.А. Кухаренко [72].

Для всех разновидностей проведено статистическое изучение коэффициента удлинения ( $l/d$ ) и длин циркона ( $l$ ). На основе этих данных постро-

ны гистограммы распределения этих значений (рис. 41). Каждая кривая на гистограмме строилась по данным измерения 200 зерен, при этом обломки исключались из подсчета. Для обоснованного сопоставления различных проб для каждого типа пробы были вычислены коэффициенты корреляции длин кристаллов. При значениях критерия Стьюдента  $t < 1,96$  пробы считались принадлежащими к одной совокупности, на основе этого были построены гистограммы распределения средних для каждого типа породы  $d/l$  и  $l$ .

Мы выделили четыре морфогенетических типа циркона.

Циркон I представлен зернами бурого цвета с красноватым или коричневым оттенком. Поверхность зерен шероховатая, ячеистая, ребра и грани сглажены. Характерной особенностью является резкое преобладание темно-бурого ядра над регенерационной каймой (рис. 42). Ширина каймы зависит от размера ядра, но всегда меньше его или равна ему. Форма ядра преимущественно неправильная, округленная, иногда угловатая. Важнейшая особенность циркона I — асимметрия кристаллов, наличие наростов и выростов, усложняющих грани призмы. Наросты представлены мелкими кристалликами, расположенными параллельно или под углом к граням призмы. В цирконе I имеются многочисленные точечные и игольчатые включения рутила, гематита, ильменита. Часть цирконов превращена в циртолит. Бурые цирконы, не имеющие каемок регенерации, представлены окатанными зернами, максимальное количество которых установлено в сланцах (27% всех зерен). Характерные признаки этого морфогенетического типа циркона свидетельствуют, что первично он составлял акцессорный компонент обломочного материала осадочной породы. Наличие каемок регенерации и наростов говорит об изменениях пород в течение последующих этапов их преобразования.

Циркон II представлен зернами розовато-коричневого или розовато-бурого цвета, более светлыми, чем циркон I. Поверхность зерен матовая. Наряду с прозрачными имеются и непрозрачные кристаллы. Кайма регенерации существенно шире, чем у цирконов I, относительно малое ядро имеет округлую или изометричную форму. Точечных или игольчатых включений в цирконе II обнаружено меньше, чем в цирконе I. Многочисленные наросты, выросты и сростки кристаллов также характерны для циркона II. Число окатанных кристаллов у цирконов II больше, чем у цирконов I в 2–3 раза во всех типах пород, кроме кварцитов, где содержание их почти в 4 раза меньше, чем для циркона I.

Можно видеть, что первые два морфогенетических типа цирконов имеют ряд общих черт: округлое ядро, окруженное каймой регенерации с наростами и выростами на поверхности. Это единство заставляет связывать цирконы I и II с обломочным акцессорным комплексом первично-осадочных пород, претерпевших единые преобразования — метаморфизм и метасоматоз.

Циркон III — это идиоморфные отчетливо зональные кристаллы розового цвета с блестящей гладкой поверхностью. В единичных случаях внутри прозрачного розового кристалла можно видеть очень маленькое ядро бурого или темно-красного цвета, которое послужило "затравкой", центром кристаллизации. Вероятно, ядрами и "затравками" для некоторых розовых кристаллов были мельчайшие обломки или окатанные зерна

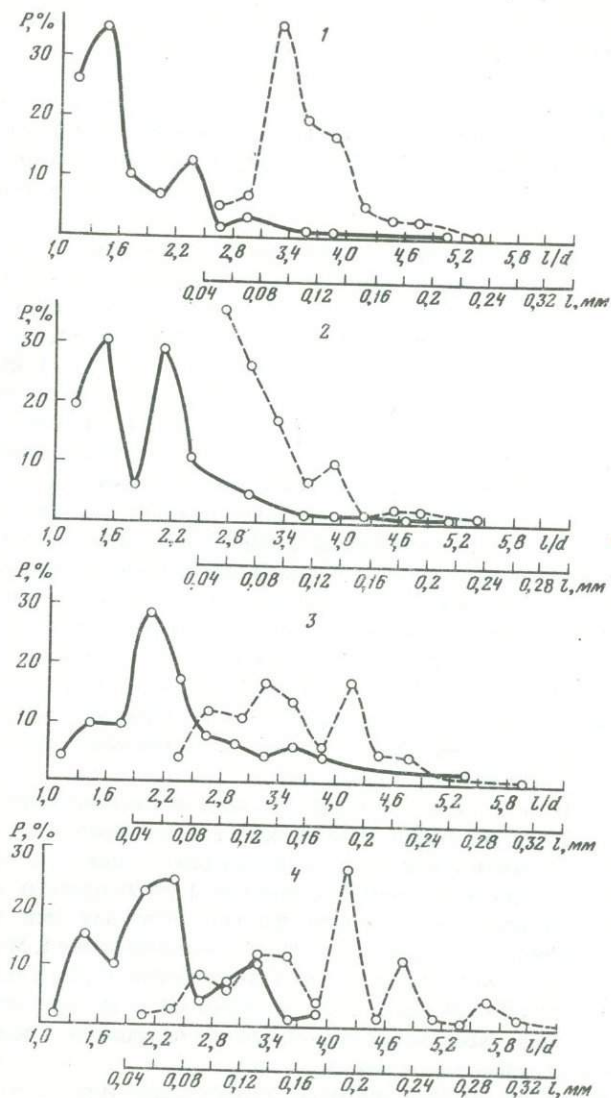
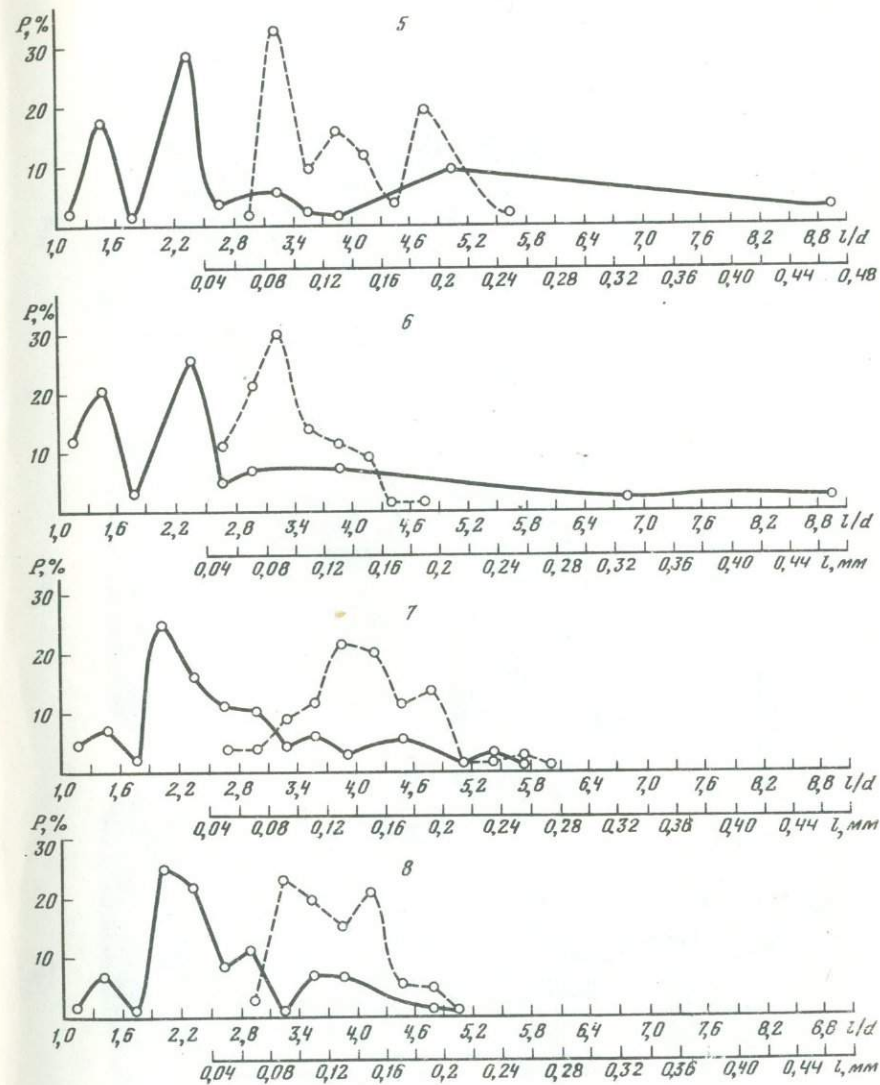


Рис. 41. Распределение длин и удлинений кристаллов циркона в метаморфических породах Житковичского горста

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — порфиробластиты; 4-6 — гранитоиды III; 7-9 — гранитоиды II; 10-12 — гранитоиды I. Сплошная линия — удлинения, пунктир — длина кристаллов циркона

циркона I или II. Часть кристаллов имеет незначительно сглаженные ребра и углы. Среди цирконов III много прозрачных розовых игольчатых кристаллов, наряду с ними отмечается незначительное количество округлых или уплощенных. На поверхности многих кристаллов имеются наросты и выросты.



Среди цирконов III нет форм, которые можно рассматривать как окатанные. Следовательно, цирконы III не могут быть отнесены к кластогенным компонентам. Наличие у некоторых кристаллов малой "затравки" заставляет предполагать, что генетически цирконы III связаны с этапом преобразования пород, который привел к возникновению каемок регенерации на цирконах I и II. Наличие наростов и выростов — общей черты для цирконов I-III — указывает на то, что в процессе преобразования пород имел место еще один этап, генерировавший однотипные изменения морфологии цирконов.

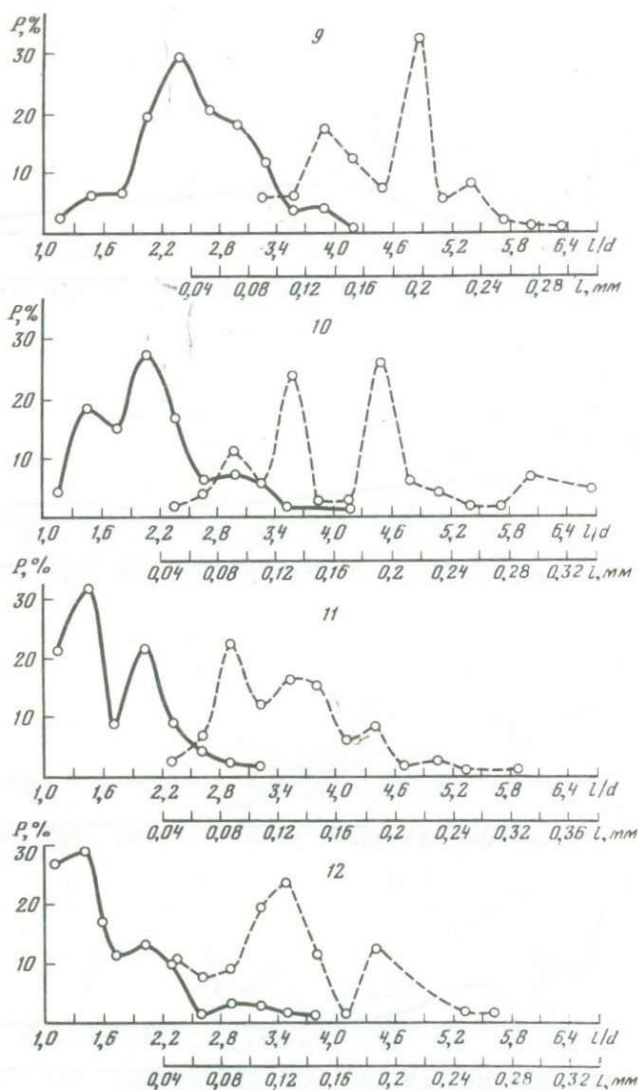


Рис. 41 (окончание)

Циркон IV представлен чистыми прозрачными бесцветными кристаллами с гладкой блестящей поверхностью. Видимых включений не содержит. Для бесцветных цирконов характерна отчетливая зональность, а также обилие уплощенных форм. В единственном случае было обнаружено розовое ядро внутри прозрачного бесцветного циркона.

Рис. 42. Типы цирконов из метаморфических пород Житковичского горста

I, II — цирконы с угловатыми и округлыми ядрами и с многочисленными включениями; III — усложненные формы цирконов за счет сростков и наростов; IV — цирконы с ядрами и каймой регенерации, усложненной дорастванием

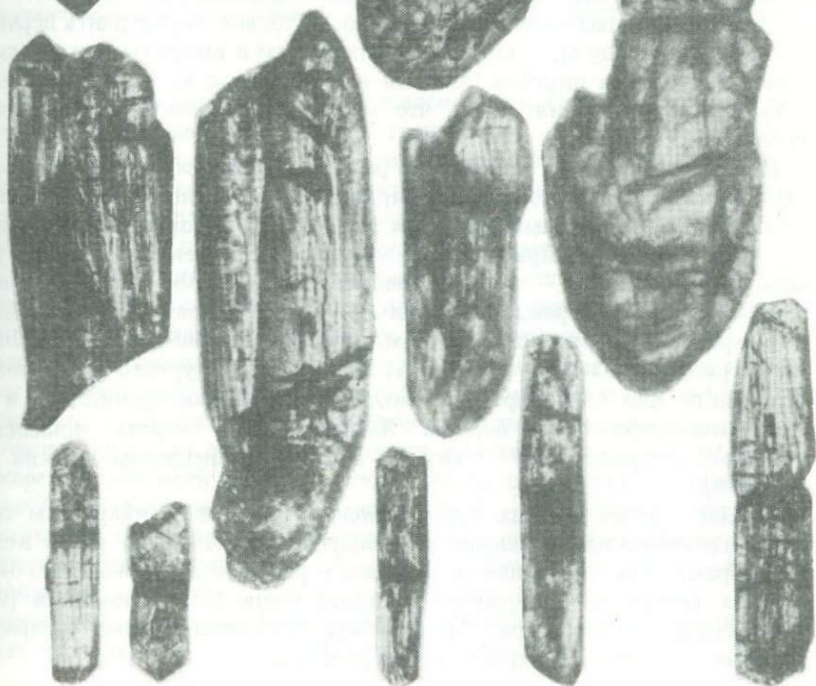
I



II



III



IV



Данные по морфологии циркона позволяют считать, что выделенные типы кристаллов являются генетически разнородными. Цирконы I и II являлись частью осадочного акцессорного комплекса минералов. Возникновение цирконов III, как и каемок регенерации на цирконах I и II, произошло при региональном метаморфизме первично-осадочных пород, когда существенно изменились физико-химические условия и возникли новые минеральные парагенезисы. В соответствии с нашей петрогенетической моделью региональный метаморфизм сменился процессом порфиروبластаза. Последний происходил без существенного изменения химического состава пород за счет собирательной перекристаллизации, протекавшей в твердой фазе. Порфиروبластез отделен от последовавшего процесса метасоматического замещения интенсивным катаклизмом и милонитизацией, о чем свидетельствуют новообразования минералов, возникшие в процессе метасоматоза (альбитовые каймы вокруг полевых шпатов, кварцевые жилки), не несущие следов кластических деформаций. Вместе с тем кристаллы циркона III, как и каймы регенерации на цирконах I и II, интенсивно трещиноваты. Это с несомненностью доказывает, что их образование завершилось до этапа катаклаза. Следовательно, наиболее вероятно возникновение их в процессе регионального метаморфизма.

По этим же соображениям мы должны связывать образование прозрачных нетрещиноватых цирконов IV типа с процессом метасоматоза, последовавшим за катаклизмом и милонитизацией. Подтверждением рассмотренной последовательности образования цирконов служит обнаружение розового ядра (циркона III) в прозрачном кристалле циркона IV. С завершением процесса метасоматоза связано и образование наростов и выростов в виде мельчайших кристалликов на поверхности цирконов I—III.

Проведенное исследование позволило не только подтвердить первично-осадочную природу метаморфических пород, но и выделить четыре морфогенетических типа циркона, каждый из которых связан с определенным этапом преобразования пород, что можно рассматривать как критерий полиметаморфизма.

**Распределение типов циркона по разрезу.** Доля каждого из рассмотренных типов в общем количестве циркона по всем типам пород показана на рис. 43. На гистограмме имеются две точки, в которых кривые относительных содержаний циркона резко меняют свое значение: 1 — между гнейсами и гранитами, 2 — между сланцами и кварцитами. Это резкое изменение содержаний отражает, по-видимому, существенное различие условий формирования содержащих их пород. Гнейсы Микашевичей в настоящее время рассматриваются как породы нижнего структурного этажа позднеархейского или более древнего возраста, тогда как гранитоиды и другие метаморфические породы Житковичского горста принадлежат верхнему структурному этажу и имеют позднепротерозойский возраст [96].

Резкий перегиб кривых при переходе от сланцев к кварцитам также имеет генетическое объяснение — кварциты представляют собой вторичные образования по сланцам, возникшие в результате интенсивного окварцевания (вторичные кварциты, по определению Н.И. Наковника [91]). Эти различия резко выражены и на кривых относительных содержаний цирконов различных морфогенетических типов.

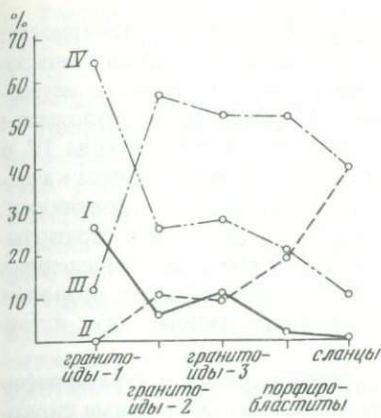
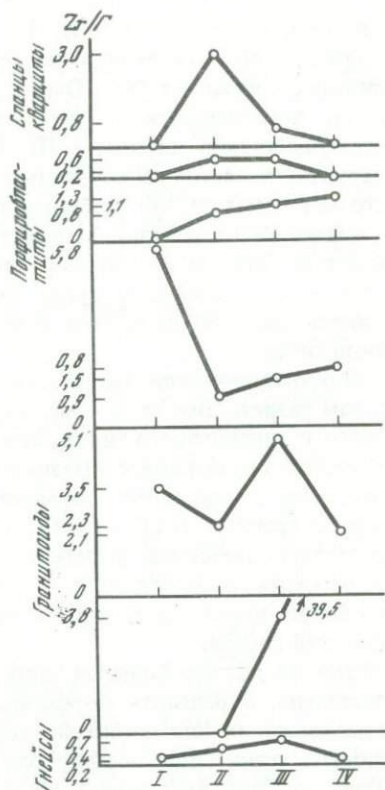


Рис. 43. Кривые изменения содержания цирконов различных типов

I — красно-бурые; II — розовато-бурые; III — розовые; IV — бесцветные

Рис. 44. Диаграммы соотношений цирконовых и гяцинтовых кристаллов в каждом морфогенетическом типе цирконов



На кривой циркона I видно постепенное уменьшение содержания бурого циркона I от наиболее древних гранитоидов к кварцево-сланцевым сланцам. Исходя из установленной принадлежности циркона I к первично-осадочным образованиям, можно заключить, что источник сноса, поставивший циркон I, существовал длительное время — от начала до завершения накопления осадочных пород всего верхнепротерозойского комплекса. С другой стороны, постепенное уменьшение количества циркона I от гранитоидов к сланцам указывает на постепенное уменьшение поступления терригенного материала (выравнивание поверхности сноса).

Кривая относительного содержания циркона II имеет обратную направленность изменений: количество циркона II возрастает от гранитоидов к сланцам, что указывает на существенное различие в источниках сноса, поставивших цирконы для пород верхнего и нижнего структурных этажей. По мере все большей денудации поверхности провинции, поставившей циркон II, выравнивалась поверхность сноса, поставившая циркон I. Все сказанное подтверждает непрерывность процесса накопления осадочно-терригенных толщ, превращенных в метаморфические верхнепротерозойские породы.

Содержание цирконов III составляет 40–55% от общего количества во всех породах, кроме микроклинитов, где его не больше 15%.

В распределении циркона IV существует обратная закономерность: содержание его во всех породах колеблется от 13 до 27% и только в микроклинитах превышает 60%. Очевидно, рост циркона IV в процессе метасоматоза обеспечивался за счет растворения, коррозии и переотложения преимущественно цирконов III. Вместе с тем отсутствие циркона IV в кварцитах является своеобразным показателем отсутствия процесса калиевого метасоматоза, что установлено и петрографическими исследованиями.

Анализ распределения морфогенетических типов циркона в стратиграфическом разрезе подтвердил принадлежность каждого из выделенных типов к определенному этапу преобразования пород, а также позволил выявить единство процессов осадкообразования при наличии двух источников сноса.

**Морфометрический анализ генетических типов циркона в стратиграфическом разрезе.** Все изученные цирконы представлены кристаллами цирконового и гиацинтового типов, сумма которых составляет до 96% от общего количества цирконов. Незначительную часть составляют копьевидные кристаллы с простыми формами (311), (110), (100); изометричные зерна с гранями (011), (111), (311), (110); (100); дипирамидальные кристаллы с простыми формами (211), (111), (110). На рис. 44 приведена гистограмма распределения в стратиграфическом разрезе процентного отношения цирконового типа к гиацинтовому ( $K$ ) для всех генетических разновидностей циркона.

Если учесть, что большая часть цирконов из кварцитов окатана и, следовательно, определить морфологический тип циркона не представляется возможным, то для сравнения остается пять типов пород: гнейсы, микроклиниты, гранитоиды, порфиروبластиты и слюдяные сланцы. Из диаграммы видно, что для всех пород (за исключением гранитоидов I) цирконы I представлены преимущественно кристаллами цирконового типа, что можно рассматривать как показатель монотонности материала одного из источников сноса. Цирконы II имеют отчетливую тенденцию к увеличению доли гиацинтовых цирконов, что рассматривается как свидетельство существования второго источника сноса.

Для цирконов III, возникших в процессе метаморфизма, характерно устойчивое преобладание кристаллов цирконового типа. Это можно считать доказательством единых условий преобразования всех пород в процессе регионального метаморфизма, так как кайма регенерации и самостоятельные цирконы III росли на "затравках" первых двух типов, для которых характерно в целом преобладание зерен цирконового типа. Наклон кривой при переходе от циркона II к циркону III уменьшается вверх по разрезу, что указывает на относительное увеличение кверху доли кристаллов гиацинта.

Для циркона IV, возникшего в процессе метасоматоза, характерен широкий разброс значений  $K$ , что, по-видимому, отражает зависимость калиевого метасоматоза от нескольких факторов: химического состава, трещиноватости и пористости породы, положения, занимаемого каждым типом породы в общей структуре горста. Значения  $K$  для цирконов IV по всем типам пород становятся меньше такового для циркона III. Следовательно, в процессе метасоматоза происходит относительное уменьшение доли кристаллов цирконового типа.

Учитывая сделанный ранее вывод о возникновении циркона IV частично за счет коррозии и переотложения циркона III, можно уточнить: коррозии и переотложению в процессе метасоматоза подвергались преимущественно кристаллы цирконового и в меньшей степени гиацинтового типа.

Проведенный анализ позволил констатировать существование двух источников сноса с разными морфологическими типами цирконов; единство условий регионального метаморфизма, отраженное в преобладании кристаллов цирконового типа среди цирконов III; мобилизацию и переотложение в процессе метасоматоза преимущественно кристаллов цирконового типа.

**Анализ кривых распределения удлинений кристаллов.** Для циркона I из всех метаморфических пород стратиграфического разреза (кроме гранитоидов) характерны такие вариации его параметров: длина  $l$  — 0,06—0,38 мм и коэффициент удлинения — 1—3,5. Вверх по стратиграфическому разрезу  $\Delta l = l_{\max} - l_{\min}$  сокращается от 0,28 до 0,16 мм. Для гранитоидов характерны более узкие диапазоны  $l$  (0,12—0,2 мм) при узких диапазонах значений коэффициента удлинения (2—2,5 или 1,6—3).

Для циркона II диапазон длины его зерен (0,08—0,26 мм) и коэффициента удлинения (1,3—5) шире, чем у циркона I. Минимальный диапазон длин и коэффициента удлинения отмечен для цирконов II и I из гранитоидов ( $l$  — 0,12—0,2 мм; коэффициент удлинения — 2—2,3). Указанные особенности цирконов I и II, для которых установлена первично-осадочная порода, подтверждают для всех типов пород, кроме гранитоидов, существование двух источников сноса, поставлявших материал разной крупности.

Важнейшей особенностью цирконов III следует считать резкое увеличение диапазона значений коэффициента удлинения и длин зерен по всем породам: (1—5,5 и 0,04—0,28 мм). По сравнению с цирконами I и II циркон III по каждому типу породы показывает резкое увеличение удлинений при почти постоянных длинах, что приводит к образованию игольчатых кристаллов. Объяснение этим фактам можно видеть в том, что в процессе метаморфизма на уже существовавшие ядра цирконов I и II нарастала кайма регенерации с большим удлинением. Наряду с этими в процессе метаморфизма выросли игольчатые кристаллы циркона III, что можно рассматривать как критерий при определении генетической принадлежности цирконов.

Для циркона IV характерно заметное сокращение диапазона коэффициента удлинений (1—4) при незначительно возросшем диапазоне длины зерен (0,06—0,3 мм). Количество игольчатых цирконов, столь характерных для третьего типа, заметно сокращается среди цирконов IV, появляются специфические уплощенные формы.

Эти особенности прозрачных бесцветных цирконов IV отражают своеобразие условий их формирования в процессе метасоматоза. По-видимому, растворение, коррозия, образование наростов приводили к сокращению удлинения. Наряду с этим образование новых мелких кристаллов из мигрирующих цирконийсодержащих растворов расширило диапазон длин. Так как наиболее значительные преобразования в породах закончились с процессом метасоматоза, то можно обоснованно считать, что указанные признаки циркона IV являются критерием возникновения цирконов в процессе метасоматоза.

Анализ кривых распределения удлинений и длин выделенных генетических типов циркона позволяет заметить, что характеристики распределения удлинений и длин циркона I и II в породах Житковичского горста отражают особенности осадконакопления и могут быть использованы для корреляции с однотипными породами, генезис которых дискусионен. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации привел к заметному расширению диапазона длин и удлинений цирконов и к образованию игольчатых кристаллов. В процессе площадного калиевого метасоматоза возникли своеобразные уплощенные кристаллы.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые выводы.

1. Во всех метаморфических породах Житковичского горста установлены четыре генетических типа циркона, соотношения которых между собой варьируют в пространстве и времени.

2. Выявлена принадлежность каждого типа циркона к определенному этапу преобразования пород. Наложение последовательных процессов отражено в строении цирконов, которые (в максимуме) имеют трехчленное строение: ядро—кайма регенерации—наросты и выросты.

3. Цирконы I и II принадлежали к терригенно-осадочным породам, преобразованным метаморфизмом и метасоматозом.

Их морфологические особенности, а также характер распределения в породах свидетельствуют о существовании двух независимых источников сноса, поставивших терригенно-осадочный материал. Этот вывод хорошо согласуется с результатами петрохимической реконструкции метаморфических пород горста, свидетельствующей о том, что первичными аналогами изучавшихся пород были преимущественно граувакки, а также аркозы и слюдястые кварциты.

Соотношение кристаллов цирконового и гиаинтового морфологических типов среди цирконов I и II могут служить своеобразным этапом при реконструкции генезиса докембрийских пород в сопредельных районах Белоруссии и Украинского щита. Для этой же цели могут использоваться особенности распределения длин и удлинений в цирконах I и II.

4. В процессе регионального метаморфизма амфиболитовой фации на затравках и ядрах цирконов I и II выросли идиоморфные зональные кристаллы циркона III преимущественно цирконового типа с резко увеличенными диапазонами длин, удлинений и игольчатые кристаллы.

5. В процессе метасоматоза образовались прозрачные бесцветные кристаллы циркона IV. Для них характерно сокращение диапазона отношения  $d/l$  при одновременном увеличении диапазона  $l$ , что отражается в образовании характерных уплощенных форм циркона.

#### Литолого-стратиграфическое расчленение супракрупных комплексов Курской магнитной аномалии по акцессорным минералам

Акцессорно-минералогический анализ использован авторами при изучении железисто-кремнистых формаций докембрия Курской магнитной аномалии (КМА), содержащих множество рудопроявлений и ряд месторождений железа. Правильная прогностическая оценка последних во многом зависит от определения их стратиграфической и формационной принадлежности.

В решении этих задач немалую помощь оказало применение акцессорно-минералогического анализа.

**Комплексы акцессорных минералов.** На КМА выделяются четыре крупные стратиграфические серии [97], соответствующие основным геохронологическим подразделениям докембрия: обоянская (нижний архей), михайловская (верхний архей), курская (нижний протерозой) и оскольская (средний протерозой).

На разных уровнях в этих сериях залегают железистые кварциты, относящиеся к генетически самостоятельным железисто-кремнистым формациям. Однако железистые породы разных формаций и вмещающие их отложения обладают многими общими признаками. Все это затрудняет установление стратиграфической принадлежности этих образований.

Обоянская серия объединяет наиболее древние породы КМА, представленные различными гнейсами с горизонтами амфиболитов и железистых кварцитов (железисто-кремнисто-гнейсовая формация). Породы характеризуются метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций. Широко развиты процессы мигматизации. Набор акцессорных минералов в этих породах беден. Широко распространены лишь апатит, магнетит, циркон и монацит. В гнейсах, помимо аутигенных минералов, обнаружены аллотигенные апатит, циркон, монацит, рутил. Количественное соотношение и частота встречаемости акцессорных минералов зависят от состава пород (табл. 8). По этим признакам различаются четыре группы гнейсов: биотитовые, амфиболовые, дупироксеновые, высокоглиноземистые (существенно гранатовые). В амфиболитах и магнетитовых кварцитах обнаружены лишь аутигенные апатит, магнетит, пирит, пирротин. В амфиболитах очень редко встречается также циркон.

Сравнение комплексов акцессорных минералов из вмещающих пород и более молодых толщ выявляет отличие обоянской серии (табл. 9). Породы серии характеризуются ограниченным набором аллотигенных минералов; их отличают самые высокие содержания апатита, магнетита, циркона; цирконовая фракция сложена в основном значительно изотропированными разновидностями; характерно почти постоянное присутствие монацита; не обнаружены вовсе турмалин, ильменит, штеохроичный апатит, т. е. минералы, обычные для более молодых пород; среди терригенных цирконов преобладают формы, отличающиеся значительным удлинением; для аллотигенного апатита характерны обильные включения циркона (рис. 45, 46).

Детальное изучение распределения акцессорных минералов, их типоморфных признаков и гранулометрии циркона в разрезах обоянской серии позволило установить закономерное чередование пород, отражающее их первичную седиментационную ритмичность (рис. 47, 48). В основании ритмов залегают биотитовые лейкократовые гнейсы с цирконом псаммитовой размерности (0,07–0,2 мм), которые кверху постепенно сменяются гранатовыми (иногда кордиерит-силлиманитовыми) гнейсами с цирконом пелитовой размерности (0,06–0,03 мм). Повсюду выше, между метапелитовыми гнейсами и железистыми кварцитами, залегают роговообманковые или куммингтонитовые амфиболиты (иногда пироксен-плагноклазовые породы), в которых циркона нет или он весьма редок и представлен очень мелкими округлыми зернами. Среди амфиболитов встречаются

Таблица 8  
Средние содержания основных акцессорных минералов супракристалльных образований докембрия КМА

| Порода                           | Циркон          |     |     | Апатит          |     |                 | Магнетит        |
|----------------------------------|-----------------|-----|-----|-----------------|-----|-----------------|-----------------|
|                                  | $\bar{x}$       | S   | p   | $\bar{x}$       | S   | p               | $\bar{x}$       |
| 1                                | 2               | 3   | 4   | 5               | 6   | 7               | 8               |
| Оскольская серия                 |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Метапесчаники (77)               | 40 ± 12         | 54  | 96  | 103 ± 27        | 106 | 72              | 12750 ± 4900    |
| Сланцы (54)                      | 35 ± 16         | 44  | 60  | 110 ± 34        | 97  | 57              | 12700 ± 5400    |
| Кислые эффузивы и их туфы (7)    | 3,5 ± 1,5       | 3,8 | 100 | Единичные знаки | —   | Единичные знаки | Единичные знаки |
| Курская серия                    |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Верхняя свита                    |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Сланцы (35)                      | 21 ± 18         | 37  | 45  | 34 ± 30         | 50  | 34              | 269 ± 210       |
| Нижняя свита                     |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Метапесчаники (57)               | 19 ± 7          | 29  | 98  | 4 ± 2,5         | 7   | 53              | 54 ± 43         |
| Сланцы (42)                      | 54 ± 46         | 118 | 56  | Единичные знаки | —   | 20              | 11 ± 8          |
| Средняя свита                    |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Сланцы (21)                      | Единичные знаки | —   | 4   | То же           | —   | 14              | 503 ± 400       |
| Михайловская серия               |                 |     |     |                 |     |                 |                 |
| Метапесчаники (45)               | 29 ± 12         | 41  | 97  | 134 ± 40        | 138 | 70              | 1313 ± 550      |
| Гнейсы биотитовые (21)           | 75 ± 49         | 93  | 65  | 245 ± 133       | 303 | 93              | 1620 ± 705      |
| Гнейсы амфиболовые (9)           | 53 ± 35         | 40  | 50  | 356 ± 200       | 306 | 100             | 2620 ± 2000     |
| Гнейсы гранатовые (9)            | —               | —   | —   | Единичные знаки | —   | 40              | 4000            |
| Сланцы ставролит-гранатовые (11) | —               | —   | —   | То же           | —   | Единичные знаки | —               |
| Сланцы биотит-амфиболовые (12)   | —               | —   | —   | 665 ± 416       | 588 | 71              | 660 ± 300       |
| Сланцы двуслюдяные (10)          | —               | —   | —   | Единичные знаки | —   | 62              | —               |
| Кислые эффузивы и их туфы (15)   | 13,6 ± 6        | 20  | 100 | 50 ± 22         | 37  | 82              | Единичные знаки |

| Магнетит           |                 | Гематит         |       |                 | Ильменит        |     |                 |
|--------------------|-----------------|-----------------|-------|-----------------|-----------------|-----|-----------------|
| S                  | p               | $\bar{x}$       | S     | p               | $\bar{x}$       | S   | p               |
| 9                  | 10              | 11              | 12    | 13              | 14              | 15  | 16              |
| Оскольская серия   |                 |                 |       |                 |                 |     |                 |
| 14000              | 41              | 10850 ± 3200    | 12300 | 84              | Единичные знаки | —   | Единичные знаки |
| 12700              | 40              | 8000 ± 4000     | 14000 | 70              | —               | —   | —               |
| —                  | Единичные знаки | 3400 ± 1500     | 2000  | 100             | —               | —   | —               |
| Курская серия      |                 |                 |       |                 |                 |     |                 |
| 460                | 48              | 4,5 ± 4         | 5,3   | 13              | Единичные знаки | —   | 15              |
| 66                 | 15              | —               | —     | —               | 1,2 ± 0,8       | 2   | 29              |
| 16                 | 20              | —               | —     | —               | Единичные знаки | —   | 6               |
| 410                | 21              | Единичные знаки | —     | Единичные знаки | То же           | —   | Единичные знаки |
| Михайловская серия |                 |                 |       |                 |                 |     |                 |
| 1270               | 45              | —               | —     | —               | 176 ± 116       | 280 | 50              |
| 2720               | 36              | —               | —     | —               | 300 ± 221       | 200 | 15              |
| 2500               | 68              | —               | —     | —               | Единичные знаки | —   | 20              |
| —                  | Единичные знаки | —               | —     | —               | —               | —   | —               |
| —                  | —               | —               | —     | —               | —               | —   | —               |
| 400                | 60              | —               | —     | —               | 25              | —   | Единичные знаки |
| —                  | —               | —               | —     | —               | —               | —   | —               |
| —                  | Единичные знаки | —               | —     | —               | —               | —   | —               |

Таблица 8 (продолжение)

| 1                             | 2         | 3   | 4   | 5           | 6    | 7   | 8           |
|-------------------------------|-----------|-----|-----|-------------|------|-----|-------------|
| Обоянская серия               |           |     |     |             |      |     |             |
| Гнейсы биотитовые (25)        | 158 ± 64  | 164 | 100 | 1359 ± 705  | 1800 | 100 | 5600 ± 2900 |
| Гнейсы амфиболовые (9)        | 366 ± 235 | 361 | 100 | 2170 ± 1440 | 2210 | 100 | 8750 ± 4900 |
| Гнейсы гранатовые (20)        | 87 ± 67   | 120 | 60  | 14 ± 11     | 16   | 40  | 6300 ± 2300 |
| Гнейсы пироксенсодержащие (5) | 118 ± 76  | 86  | 100 | —           | —    | —   | 2600 ± 1500 |

| 9               | 10  | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-----------------|-----|----|----|----|----|----|----|
| Обоянская серия |     |    |    |    |    |    |    |
| 6100            | 84  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| 7500            | 85  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| 5300            | 80  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| 1700            | 100 | —  | —  | —  | —  | —  | —  |

Таблица 8 (продолжение)

| Порода | Рутил     |    |    | Сфен      |    |    | Турмалин  |
|--------|-----------|----|----|-----------|----|----|-----------|
|        | $\bar{x}$ | S  | p  | $\bar{x}$ | S  | p  | $\bar{x}$ |
| 1      | 17        | 18 | 19 | 20        | 21 | 22 | 23        |

| Оскольская серия              |                 |   |    |   |   |   |         |
|-------------------------------|-----------------|---|----|---|---|---|---------|
| Метапесчаники (77)            | Единичные знаки | — | 10 | — | — | — | 3 ± 3,4 |
| Станцы (54)                   | То же           | — | 5  | — | — | — | 7       |
| Кислые эффузивы и их туфы (7) | —               | — | —  | — | — | — | —       |

| Курская серия      |                 |     |    |   |   |   |           |
|--------------------|-----------------|-----|----|---|---|---|-----------|
| Верхняя свита      |                 |     |    |   |   |   |           |
| Станцы (35)        | Единичные знаки | —   | 7  | — | — | — | 125 ± 60  |
| Нижняя свита       |                 |     |    |   |   |   |           |
| Метапесчаники (57) | 3,3 ± 1,5       | 3,6 | 39 | — | — | — | 14 ± 9    |
| Станцы (42)        | Единичные знаки | —   | 9  | — | — | — | 54 ± 20   |
| Средняя свита      |                 |     |    |   |   |   |           |
| Станцы (21)        | То же           | —   | 8  | — | — | — | 238 ± 144 |

| Михайловская серия     |          |                 |    |          |    |   |           |
|------------------------|----------|-----------------|----|----------|----|---|-----------|
| Метапесчаники (45)     | 118 ± 60 | 152             | 56 | 130 ± 53 | 58 | 8 | 463 ± 250 |
| Гнейсы биотитовые (21) | 307      | —               | —  | —        | —  | — | 604 ± 178 |
|                        |          | Единичные знаки | —  | —        | —  | — | —         |

| Турмалин |    | Хромит    |    |    | Моноцит   |    |    |
|----------|----|-----------|----|----|-----------|----|----|
| S        | p  | $\bar{x}$ | S  | p  | $\bar{x}$ | S  | p  |
| 24       | 25 | 26        | 27 | 28 | 29        | 30 | 31 |

| Оскольская серия |    |   |   |   |   |   |   |
|------------------|----|---|---|---|---|---|---|
| 7                | 21 | — | — | — | — | — | — |
| 11               | 35 | — | — | — | — | — | — |
| —                | —  | — | — | — | — | — | — |

| Курская серия |    |   |   |   |   |   |   |
|---------------|----|---|---|---|---|---|---|
| 130           | 48 | — | — | — | — | — | — |
| 22            | 40 | — | — | — | — | — | — |
| 60            | 87 | — | — | — | — | — | — |
| 294           | 19 | — | — | — | — | — | — |

| Михайловская серия |    |          |    |    |   |   |   |
|--------------------|----|----------|----|----|---|---|---|
| 500                | 35 | 122 ± 54 | 70 | 42 | — | — | — |
| 700                | 36 | —        | —  | —  | — | — | — |

Таблица 8 (окончание)

| 1                                | 17              | 18 | 19              | 20              | 21  | 22              | 23              |
|----------------------------------|-----------------|----|-----------------|-----------------|-----|-----------------|-----------------|
| Гнейсы амфиболовые (9)           | —               | —  | —               | 800             | 600 | 44              | 10              |
| Гнейсы гранатовые (9)            | —               | —  | —               | —               | —   | —               | 75              |
| Сланцы ставролит-гранатовые (11) | —               | —  | —               | —               | —   | —               | Единичные знаки |
| Сланцы биотит-амфиболовые (12)   | —               | —  | —               | —               | —   | —               | 27 ± 18         |
| Сланцы двуслюдяные (10)          | 235 ± 113       | 90 | 20              | —               | —   | —               | 302 ± 164       |
| Кислые эффузивы и их туфы (15)   | Единичные знаки | —  | Единичные знаки | —               | —   | —               | 26 ± 22         |
| Обоянская серия                  |                 |    |                 |                 |     |                 |                 |
| Гнейсы биотитовые (25)           | 30 ± 20         | 18 | 9               | 24 ± 11         | 10  | 15              | —               |
| Гнейсы амфиболовые (9)           | —               | —  | —               | Единичные знаки | —   | Единичные знаки | —               |
| Гнейсы гранатовые (20)           | —               | —  | —               | —               | —   | —               | —               |
| Гнейсы пироксенсодержащие (5)    | 120 ± 60        | 69 | 60              | —               | —   | —               | —               |

Примечание:  $\bar{x}$  — среднее арифметическое, г/т;  $S$  — среднее квадратичное отклонение;  $p$  — частота встречаемости (в %) от числа проб; цифры в скобках — количество проб.

лейкокатовые разности с гипидиоморфнозернистой структурой. Подобные амфиболиты образуются за счет мергелистых пород [104].

Железистые кварциты венчают трансгрессивную часть ритмов, в них отсутствуют аллотигенные акцессории, частично сохраняются регрессивные части ритмов. Все это позволяет рассматривать их как глубоководные хомогенно-осадочные образования.

Михайловская серия имеет трехчленное деление [97]. Нижняя толща сложена в основном амфиболитами с подчиненными по объему сланцами и метапесчаниками, средняя представлена гнейсами, сланцами и метапесчаниками, верхняя — кислыми метавулканитами, сланцами и метапесчаниками.

| 24              | 25              | 26              | 27 | 28              | 29              | 30 | 31 |
|-----------------|-----------------|-----------------|----|-----------------|-----------------|----|----|
| 10              | 20              | Единичные знаки | —  | Единичные знаки | —               | —  | —  |
| 70              | 40              | —               | —  | —               | —               | —  | —  |
| —               | Единичные знаки | —               | —  | —               | —               | —  | —  |
| 17              | 30              | Единичные знаки | —  | —               | —               | —  | —  |
| 227             | 75              | —               | —  | —               | —               | —  | —  |
| 37              | 55              | —               | —  | —               | —               | —  | —  |
| Обоянская серия |                 |                 |    |                 |                 |    |    |
| —               | —               | —               | —  | —               | 20 ± 12         | 40 | 25 |
| —               | —               | —               | —  | —               | —               | —  | —  |
| —               | —               | —               | —  | —               | Единичные знаки | —  | 40 |
| —               | —               | —               | —  | —               | 1               | —  | 60 |

В михайловской серии присутствуют породы, встречающиеся как в обоянской (гнейсы), так и в курской (метапесчаники, сланцы) сериях. Акцессорные минералы помогают устанавливать их стратиграфическую принадлежность<sup>1</sup>.

Комплекс акцессорных минералов гнейсов михайловской серии в отличие от обоянской характеризуется следующими особенностями: здесь шире представлены минералы титана: ильменит, лейкоксен, рутил, сфен; встречается хромит; характерны повышенные концентрации турмалина; широко представлен окрашенный и с плеохроичными ядрами апатит, не

<sup>1</sup> Сведения об акцессорных минералах из амфиболитов здесь не приводятся.

Таблица 9

Комплексы аксессуарных минералов пород, вмещающих железистые кварциты докембрия КМА

| Возраст и основные типы пород                         | Видовой состав  | Аллолитогенные                                    | Руководящие                      |
|---|---|---|----------------------------------|
| 1   | 2   | 3   | 4                                |
| <b>Обоянская серия</b>                                |   |   |                                  |
| Гнейсы биотитовые                                     | Магнетит, циркон, апатит, монацит, рутил, сфен, пирит, пирротин, гранат             | Апатит, циркон, монацит, рутил                    | Апатит, циркон, монацит          |
| Гнейсы амфиболовые                                    | Магнетит, циркон, апатит, сфен, пирит   | Апатит, циркон                                    | Апатит, циркон                   |
| Гнейсы гранатовые и высокоглиноземистые               | Магнетит, апатит, циркон, монацит, пирротин   | Циркон, монацит                                   | Циркон, монацит                  |
| Гнейсы двушпироксеносодержащие                        | Магнетит, циркон, апатит, рутил, монацит  | Циркон, монацит, рутил                            | Циркон, монацит                  |
| <b>Михайловская серия</b>                             |   |   |                                  |
| <b>Железногорская свита</b>                           |   |   |                                  |
| Метапесчаники аркозовые                               | Циркон, ильменит, сфен, апатит, магнетит, лейкоксен, пирит, турмалин, рутил, анатаз | Циркон, ильменит, сфен?, апатит, лейкоксен        | Ильменит, сфен, апатит           |
| Сланцы амфиболовые, биотит-амфиболовые и пр.          | Ильменит, сфен, апатит, магнетит, пирит, турмалин, циркон                           | Ильменит, циркон                                  | Ильменит                         |
| <b>Истобнянская свита</b>                             |   |   |                                  |
| Гнейсы биотитовые                                     | Апатит, циркон, магнетит  | Апатит, циркон                                    | Апатит, ильменит                 |
| Гнейсы амфиболовые                                    | Апатит, магнетит, циркон, сфен, турмалин, ильменит, хромит                          | Апатит, циркон, ильменит, хромит                  | Апатит, сфен, ильменит, турмалин |
| Гнейсы гранатовые, ставролитовые, высокоглиноземистые | Турмалин, магнетит, апатит, пирит   | —   | Турмалин                         |
| Метапесчаники аркозовые                               | Циркон, ильменит, апатит, рутил, турмалин, сфен, магнетит, пирит, хромит, дистен    | Циркон, ильменит, апатит, рутил, турмалин, хромит | Ильменит, рутил, хромит, апатит  |

| Коррелятивные особенности |                |                        |                     |         |                                |
|---------------------------|----------------|------------------------|---------------------|---------|--------------------------------|
| циркона                   |                |                        |                     | апатита |                                |
| доля метамиктных, %       | $\bar{x}$ , мм | коэффициент вариации V | степень окатанности | окраска | характерные включения и прочее |
| 5                         | 6              | 7                      | 8                   | 9       | 10                             |

|                             |           |       |                  |                           |                |
|-----------------------------|-----------|-------|------------------|---------------------------|----------------|
| <b>Обоянская серия</b>      |           |       |                  |                           |                |
| 90–100                      | 0,05–0,2  | 25–35 | Слабая и средняя | Бесцветная                | Циркон (часто) |
| 90–100                      | 0,03–0,15 | 25–35 | ”                | ”                         | То же          |
| 90–100                      | 0,02–0,07 | 20–30 | Слабая           | ”                         | Циркон         |
| 90–100                      | 0,05–0,2  | 25–35 | Слабая и средняя | ”                         | —              |
| <b>Михайловская серия</b>   |           |       |                  |                           |                |
| <b>Железногорская свита</b> |           |       |                  |                           |                |
| 40–60                       | 0,07–0,15 | 25–35 | Средняя          | Бесцветная и плеохроичная | —              |
| 60                          | 0,04–0,06 | 30–35 | Слабая           | Бесцветная                | —              |
| <b>Истобнянская свита</b>   |           |       |                  |                           |                |
| 50–60                       | 0,04–0,15 | 30–35 | Слабая и средняя | Бесцветная и плеохроичная | —              |
| 50–70                       | 0,04–0,15 | 30–35 | ”                | ”                         | Циркон (редко) |
| —                           | —         | —     | —                | Бесцветная                | —              |
| 40–60                       | 0,07–0,15 | 25–35 | Слабая и средняя | Бесцветная и плеохроичная | —              |

Таблица 9 (окончание)

| 1   | 2  | 3  | 4                          |
|---|--|--|----------------------------|
| Сланцы двуслю-<br>дяные   | Апатит, рутил,<br>турмалин, циркон   | Рутил, циркон  | Рутил, циркон,<br>турмалин |
| Сланцы ставроли-<br>товые, гранатовые   | Апатит, турмалин   | —  | Апатит, турмалин           |
| Коробковская свита  |  |  |                            |
| Кислые эффузивы<br>и их туфы  | Циркон, рутил,<br>апатит, турма-<br>лин, магнетит,<br>хромит, фуксит,<br>пирит, пирротин                                 | —  | Циркон, фуксит,<br>хромит  |
| Метапесчаники арко-<br>зовые, субаркозо-<br>вые   | Циркон, рутил,<br>апатит, турмалин,<br>хромит, фуксит,<br>пирит, анатаз,<br>ильменит, лейко-<br>ксен, магнетит           | Циркон, рутил,<br>апатит, турмалин,<br>хромит, анатаз,<br>ильменит, лейко-<br>ксен | Рутил, хромит,<br>циркон   |
| Сланцы ставроли-<br>товые, гранатовые,<br>двуслюдяные,<br>биотитовые  | Циркон, рутил,<br>турмалин, апатит,<br>пирит   | Циркон, рутил  | Циркон                     |
| Курская серия<br>Нижняя свита   |  |  |                            |
| Конгломераты,<br>метапесчаники,<br>субаркозовые,<br>кварцевые. Сланцы<br>филлитовидные и<br>реже кристалличес-<br>кие | Циркон, турма-<br>лин, рутил, апа-<br>тит, ильменит,<br>лейкоксен, пирит,<br>магнетит, сфен,<br>хромит, халько-<br>пирит | Циркон, турмалин,<br>рутил, апатит,<br>ильменит, лейко-<br>ксен                    | Циркон                     |
| Средняя свита   |  |  |                            |
| Сланцы филлитовид-<br>ные, в основном<br>хлорит-серицит-<br>кварцевые   | Магнетит, тур-<br>малин, анатаз,<br>рутил, ильменит,<br>гематит, циркон,<br>апатит                                       | Циркон, рутил,<br>ильменит, апа-<br>тит  | Магнетит, гематит          |
| Верхняя свита   |  |  |                            |
| Сланцы филли-<br>то-<br>видные, реже кри-<br>сталлические   | Циркон, магне-<br>тит, гематит   | Циркон, ильме-<br>нит  | Циркон, магнетит           |
| Оскольская серия  |  |  |                            |
| Конгломератобрек-<br>ции, метапесчаники,<br>сланцы филли-<br>то-<br>видные  | Магнетит, ге-<br>матит, анатаз,<br>циркон, рутил,<br>турмалин, ильме-<br>нит   | Магнетит, гематит,<br>анатаз, циркон,<br>рутил, ильменит                           | Магнетит, гематит          |
| Кварцевые порфиры<br>и туфосланцы   | Циркон, гематит,<br>апатит, магнетит   | Гематит, магнетит  | Гематит, магнетит          |

| 5                             | 6         | 7     | 8                                 | 9           | 10   |
|-------------------------------|-----------|-------|-----------------------------------|-------------|--|
| 50-60                         | 0,04-0,06 | 23-36 | Слабая                            | "           | —  |
| —                             | —         | —     | —                                 | Бесцветная  | —  |
| Коробковская свита            |           |       |                                   |             |  |
| до 30                         | 0,06-0,1  | 40-50 | —                                 | Бесцветная, | —  |
| 30-50                         | 0,07-0,15 | 20-35 | Слабая и<br>средняя               | То же       | —  |
| до 30                         | 0,03-0,06 | 20-35 | —                                 | "           | —  |
| Курская серия<br>Нижняя свита |           |       |                                   |             |  |
| 25-30                         | 0,03-0,2  | 12-27 | От средней<br>до совершен-<br>ной | Бесцветная, | —  |
| Средняя свита                 |           |       |                                   |             |  |
| —                             | 0,03-0,05 | —     | Средняя и<br>хорошая              | Бесцветная  | —  |
| Верхняя свита                 |           |       |                                   |             |  |
| —                             | 0,03-0,07 | 12-22 | "                                 | "           | Углеродис-<br>тые частицы  |
| Оскольская серия              |           |       |                                   |             |  |
| ?                             | 0,03-0,2  | 23-37 | Слабая и<br>средняя               | "           | Корродиро-<br>ванность и<br>поверхност-<br>ная загрязнен-<br>ность зерен |
| —                             | 0,02-0,07 | 40-42 | —                                 | "           | —  |



Рис. 45. Формы зерен циркона из гнейсов обянской серии,  $\times 100$



Рис. 46. "Залечивание" обломочного зерна циркона аутигенным. Биотитовые гнейсы обянской серии,  $\times 250$

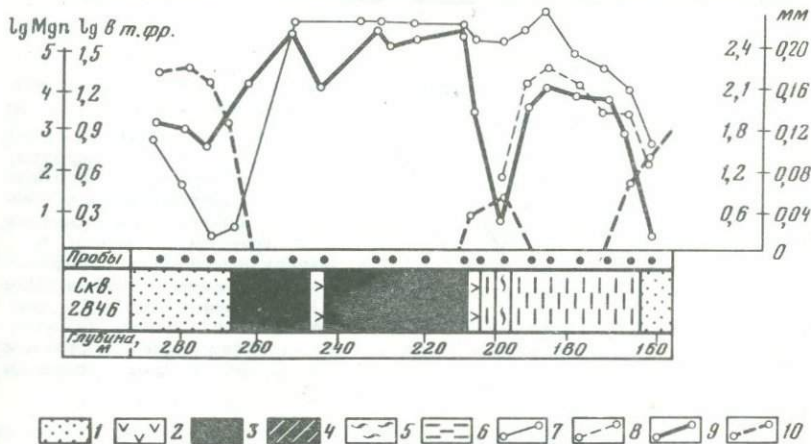
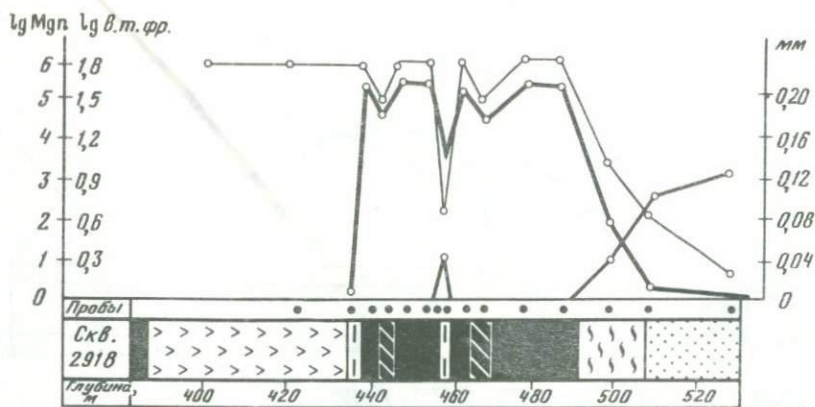


Рис. 47. Результаты акцессорно-минералогического анализа разрезов обоянской серии (скв. 2918, 2846)

1 — лейкократовые гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — магнетитовые кварциты; 4 — малорудные породы; 5 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 6 — гранатовые и кордиерит-гранатовые с силлиманитом гнейсы; 7 — выход тяжелой фракции (в lg от значения, %); 8 — содержание (в lg от значения, г/т) граната, 9 — магнетита; 10 — средний размер циркона, мм

обнаружен монацит; содержания апатита и магнетита на порядок меньше; иное соотношение нормальных и изотропированных цирконов (в михайловских гнейсах и те и другие находятся примерно в равных соотношениях).

По петрографическому составу гнейсы сравниваемых серий также не идентичны. Среди михайловских широко распространены двуслюдяные, дистенсодержащие, не характерны двупироксеновые. При сравнении однотипных гнейсов (биотитовых, амфиболовых, гранатовых) отмечается более меланократовый характер обоянских пород, что устанавливается при сравнении выходов их тяжелых фракций (рис. 49). По-видимому, эти отличия обусловлены как первичными особенностями сравниваемых пород, так и разной степенью метаморфических преобразований.

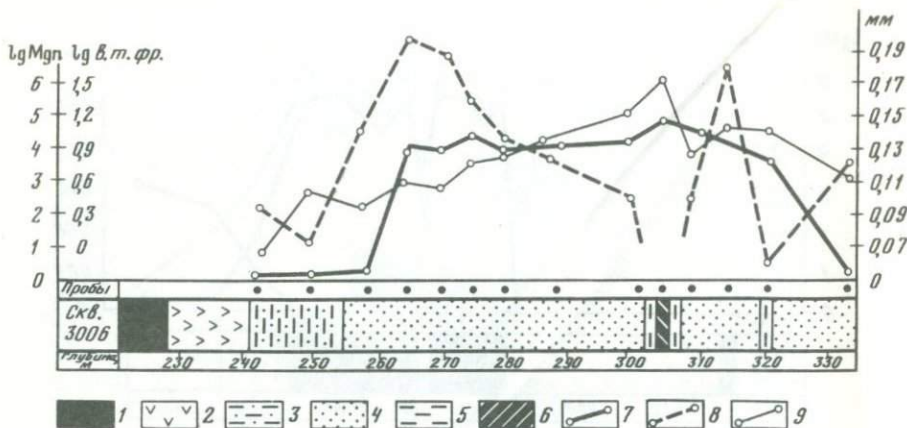


Рис. 48. Результаты аксессуарно-минералогического анализа по скв. 3006 (обоянская серия)

1 — магнетитовые кварциты; 2 — амфиболиты; 3 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 4 — лейкократовые гнейсы; 5 — гранатовые гнейсы; 6 — малорудные породы. Графики: 7 — содержание магнетита (Мдп в lg от значения в г/т); 8 — средний размер циркона (в мм); 9 — выход тяжелой фракции (в. т. фр. в lg от значения в %)

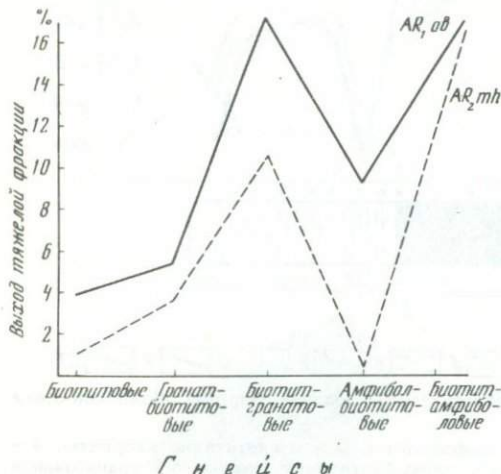


Рис. 49. Выход тяжелой фракции в однотипных гнейсах обоянской и михайловской серии (85 проб)

Метапесчаники михайловской серии являются сквозными породами для всего ее разреза. По составу они аркозовые или субаркозовые, имеют кварцитовидный облик и внешне часто сходны с подобными породами курской серии. Однако по комплексам аксессуарных минералов между ними устанавливаются существенные различия. Для метапесчаников михайловской серии характерны: сравнительно широкий спектр аксессуариев, руководящими из которых являются минералы титана: ильменит, рутил, сфен, анатаз, лейкоксен; наличие хромшпинелидов; более высокие содержания и частота встречаемости апатита и магнетита; наличие цирконов двух типов (нормальных и изотропированных) примерно с равным соотношением между ними.

В метапесчаниках из нижней толщи серии среди минералов титана преобладает ассоциация ильменит—сфен, средней — ильменит—рутил и верхней — рутил.

Кислые метавулканиты верхней толщи представлены метаэффузивами

(кварцевые порфиroidы, геллефлинты, порфиroidы) и их туфами. Широко развиты смешанные разности, преобразованные в различные сланцы и метапесчаники. Акцессорные минералы из всех этих пород во многом сходны. Это в основном аутигенные минералы: циркон, апатит, рутил, турмалин, магнетит, пирит, пирротин. Своеобразной особенностью туфов кварцевых порфиroidов Старооскольского района является присутствие в них акцессорного хромпикотита, вообще не характерного для пород подобного состава. По-видимому, с ним же связано появление здесь фуксита.

Характерны типоморфные особенности циркона из верхней толщи: кристаллы его идиоморфны, с хорошо выраженными гранями и их элементами, четко устанавливается зависимость между габитусом циркона и соотношением калия и натрия в породе (табл. 10).

Сланцы михайловской серии гетерогенны, различны по составу и представляют собой в основном породы метapelитового ряда. Состав и типоморфные особенности их акцессорных минералов те же, что и в породах, с которыми сланцы ассоциируют: гнейсах, метапесчаниках, метавулканиках. Отличия заключаются лишь в более мелких размерах аллотигенных минералов и в меньшей их встречаемости, что, по-видимому, обусловлено особенностями гранулометрии их первичного материала.

Курская серия имеет также грехчленное строение. Нижняя свита представлена песчано-сланцевой толщей с псефитовыми породами в основании, средняя сложена железистыми кварцитами с несколькими горизонтами сланцев, верхняя — преимущественно сланцевая.

Породы курской серии относятся к высокодифференцированным и зрелым осадочным образованиям, что и определило особенности заключенных в них акцессорных минералов.

Руководящим минералом комплекса акцессорных минералов является циркон, который среди аллотигенных доминирует как по содержанию, так и по частоте встречаемости. При относительном разнообразии видового состава доля остальных минералов ничтожна. Цирконовая фракция во всех типах пород (кроме псефитовых) отличается хорошей сортировкой. Значения коэффициента вариации размеров зерен циркона в них минимальны по сравнению с любыми типами терригенных пород других стратиграфических подразделений КМА. Зерна циркона в большинстве случаев хорошо окатаны, доля слабоудлиненных форм (коэффициент удлинения  $< 2$ ) составляет от 70 до 100% цирконовой фракции.

Установлены некоторые отличия между комплексами акцессорных минералов в сходных породах различных свит серии. Для сланцев нижней свиты в отличие от сланцев средней и верхней свит характерны: более широкий набор аллотигенных минералов; присутствие четырех типов циркона, различающихся степенью метамиктности и другими физическими свойствами; выдержанное количественное соотношение этих типов, причем доля метамиктных цирконов составляет не более 20–30%; отсутствие железной слюдки; малое содержание магнетита.

В сланцах средней свиты практически отсутствуют аллотигенные акцессории (отмечаются лишь единичные зерна ильменита и циркона).

Отличительные черты пород верхней свиты: относительно повышенное содержание магнетита и железной слюдки; присутствие лишь одного типа

Т а б л и ц а 10

Химический состав пород коробковской свиты (AR<sub>2</sub>mh<sub>KГ</sub>)

| Номер скважины; глубина, м | Порода              | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O |
|----------------------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|
| 304-А; 265                 | Кварцевый порфиرويد | 70,64            | 0,55             | 16,86                          | 0,53                           | 0,89              |
| 304-А; 372                 | Туф-агломерат       | 65,42            | 0,29             | 18,11                          | 1,93                           | 2,15              |
| 3145; 419                  | Порфиرويد           | 65,17            | 0,19             | 15,31                          | 0,41                           | 2,50              |
| 304-А; 333                 | Геллефлинг          | 67,10            | 0,35             | 14,87                          | 0,09                           | 2,31              |
| 3145; 354                  | Туфопесчаник        | 61,49            | 0,21             | 18,21                          | 1,23                           | 3,56              |
| 3143; 308,5                | Туфосланец          | 65,44            | 0,41             | 16,03                          | 1,21                           | 4,27              |

циркона бесцветного или слабоокрашенного с нормальными оптическими свойствами; наличие лишь аутигенного апатита, насыщенного углеродистыми включениями.

Различные терригенно-осадочные типы пород курской серии отличаются между собой лишь незначительными количественными вариациями акцессорных минералов. Железистые кварциты не содержат аллотигенных акцес-

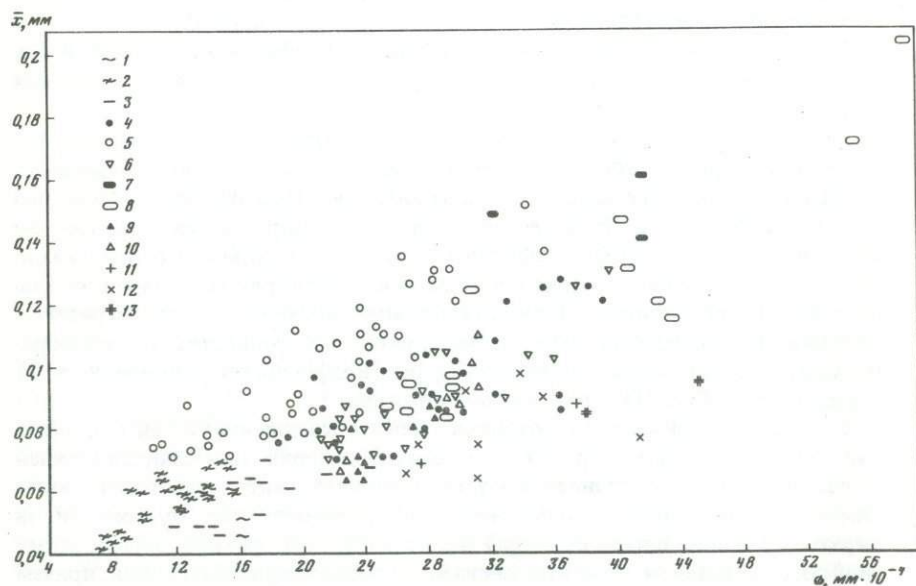


Рис. 50. Средний размер ( $\bar{x}$ ) и среднее квадратичное отклонение ( $\sigma$ ) размеров циркона в породах докембрия КМА

Метапелиты серий: 1 – оскольской, 2 – курской, 3 – михайловской; метапесчаники серий: 4 – оскольской, 5 – курской, 6 – михайловской; псефиты серий: 7 – оскольской, 8 – курской; туффиты серий: 9 – оскольской, 10 – михайловской; кислые эффузивы и их туфы: 11 – оскольской серии, 12 – михайловской серии; 13 – дациты Приэльбрусья

| MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | S    | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Σ      |
|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|------------------|--------|--------|
| —    | —    | 1,31 | 1,45              | 4,70             | 0,48                          | 0,22 | 0,05             | 2,04   | 99,73  |
| 0,08 | 2,33 | 1,10 | 0,5               | 6,2              | 0,14                          | 0,10 | 0,04             | 0,34   | 98,73  |
| 0,06 | 3,78 | 3,94 | 4,30              | 1,40             | 0,46                          | 0,10 | 0,06             | 1,48   | 99,16  |
| 0,05 | 0,94 | 3,95 | 3,30              | 3,00             | 0,43                          | 0,45 | 0,12             | 2,40   | 99,36  |
| 0,08 | 3,78 | 2,63 | 3,90              | 1,50             | 0,37                          | 0,10 | 0,07             | 1,66   | 98,79  |
| 0,07 | 4,71 | 1,31 | 2,80              | 2,40             | 0,33                          | 0,24 | 0,09             | 1,40   | 100,71 |

сорию точно так же, как часть толщи сланцев (до первых метров), примыкающая к железистым кварцитам.

Оскольская серия сложена мощными толщами кластогенных пород, образованных в основном за счет размыва подстилающей курской серии. В верхней части развиты туфогенные образования кислых метавулканитов. Для всех литологических типов пород серии характерно: постоян-

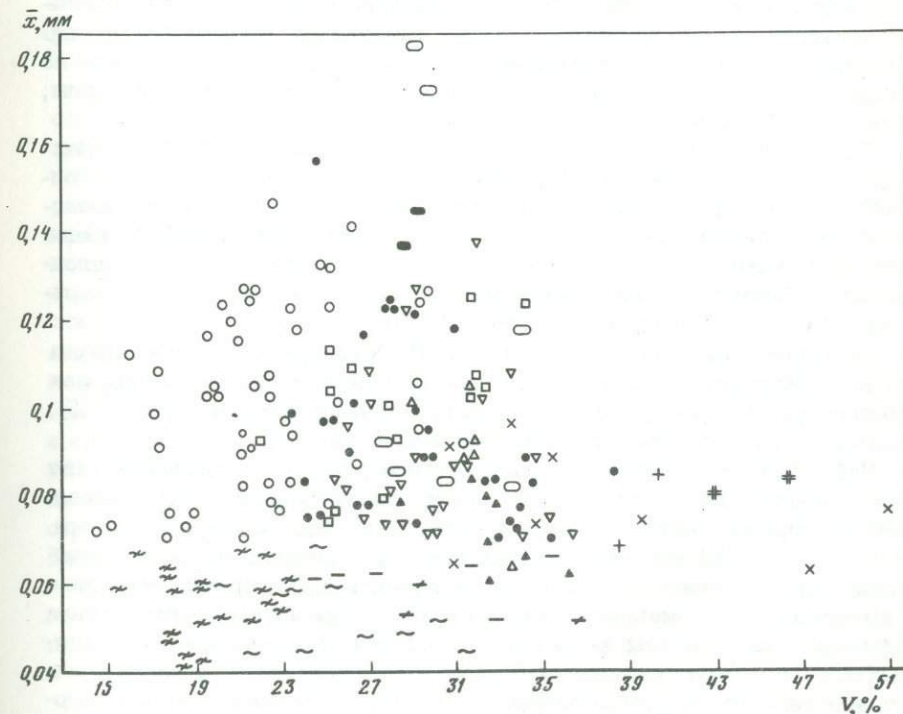


Рис. 51. Средний размер ( $\bar{x}$ ) и коэффициент вариации ( $V$ ) размеров циркона в супракристалльных породах КМА

Условные обозначения см. на рис. 50

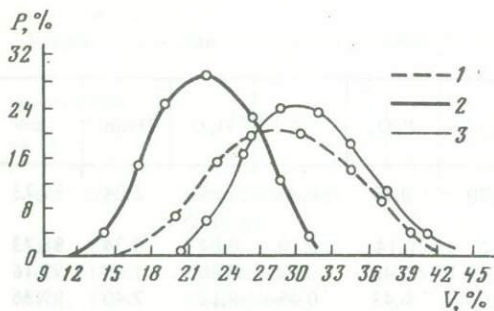


Рис. 52. Частота встречаемости ( $P$ ) разновозрастных терригенно-осадочных пород с различными значениями коэффициента вариации ( $V$ ) размеров циркона  
Серии: 1 — оскольская; 2 — курская; 3 — михайловская

ная концентрация аллотигенных — магнетита, мартита и железной слюдки — и значительные колебания их содержаний вплоть до образования кластогенных руд; разнообразие морфологических типов циркона, обычно плохая его окатанность и сортировка; повышенное содержание (по сравнению с курской серией) апатита. Из типоморфных признаков следует отметить наличие железистых рубашек на цирконах и корродированность зерен апатита независимо от глубины вскрытия пород. Эти признаки мы рассматриваем как следствие глубокого выветривания, предшествовавшего накоплению отложений оскольской серии.

Кислые метавулканыты в разрезе докембрия встречаются дважды — в михайловской и оскольской сериях. Оскольские отличаются гораздо меньшими валовыми содержаниями акцессорных минералов, в них не обнаружены фуксит и хромит. Зато они всегда содержат магнетит, мартит, гематит и обломки железистых кварцитов.

Таким образом, метаморфические породы, вмещающие разновозрастные железисто-кремнистые формации КМА, характеризуются вполне определенными признаками комплексов акцессорных минералов, позволяющими уверенно различать эти породы между собой. Наиболее общие признаки комплексов акцессорных минералов обусловлены формационными особенностями материнских пород, поэтому они могут использоваться и при межрегиональной корреляции [98, 99].

**Гранулометрический состав цирконов.** Изучены гранулометрия циркона из всех типов пород КМА, а также такие статистические параметры, как средний размер ( $\bar{x}$ ), дисперсия (среднее квадратичное отклонение —  $S$ ), эксцесс ( $E$ ), коэффициент вариации размеров ( $V$ ).

Наблюдаемые в разрезах вариации средних размеров циркона отражают градационную слоистость и первичный гранулометрический состав пород. Нижний предел средних размеров циркона в метапесчаниках 0,07 мм. Значения 0,07–0,1 мм соответствуют гонко- и мелкозернистым их разновидностям, более 0,1 мм — средне- и крупнозернистым. Эмпирические средние размеры циркона в метапелитах и алевролитах ограничиваются интервалом 0,04–0,07 мм. Псефиты занимают менее определенное положение. Значения  $\bar{x}$  в них имеют большой разброс (0,2–0,08 мм), что объясняется как значительной дисперсией размеров, так и характером цемента в этих породах.

Дисперсия или среднее квадратичное отклонение находится в прямой зависимости от средних размеров зерен циркона. Другими словами, отно-

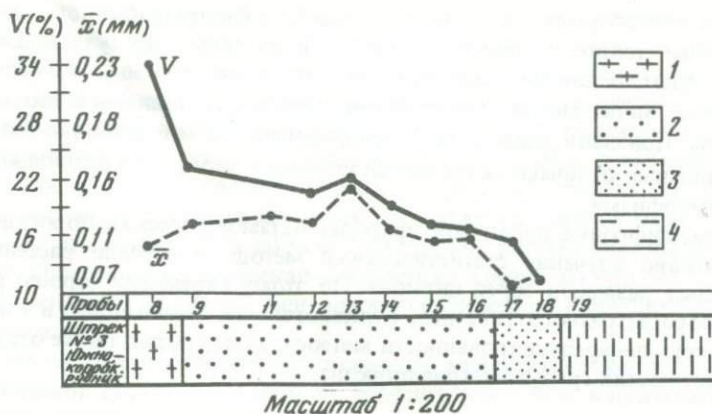


Рис. 53. Зависимость коэффициента вариации ( $V$ ), размеров и средних размеров ( $\bar{x}$ ) циркона от положения в разрезе нижней свиты курской серии

1 — мигматизированные гнейсы ( $AR_2, mh$ ); 2 — средне- и крупнозернистые песчаники ( $PR_1, k_1$ ); 3 — мелкозернистые песчаники ( $PR_1, k_1$ ); 4 — сланцы ( $PR_1, k_1$ )

сительно более грубозернистые породы обладают большим абсолютным рассеиванием размеров циркона (рис. 50), поэтому при сравнении пород, имеющих различные значения  $\bar{x}$ , удобнее пользоваться вместо коэффициента дисперсии коэффициентом вариации ( $V$ ) как относительной мерой рассеивания, что дает возможность сравнивать группы пород, различающихся granulometрией (рис. 51, 52). При сравнении разнотипных по составу, генезису и возрасту пород установлено, что они обладают закономерными различиями в степени рассеивания размеров циркона. При этом кислые эффузивы и их туфы отличаются максимальными значениями  $V$ , в основном от 35 до 50%, реже — более. Минимальные значения  $V$  характерны для терригенных пород и промежуточные — для смешанных (вулканогенно-осадочных). Породы курской серии (кроме псефитов) характеризуются наименьшими значениями коэффициента вариации по сравнению с другими породами докембрия КМА (рис. 52). Сравнение частотных кривых показывает существенное различие (по критерию Стьюдента) между курской, с одной стороны, и оскольской и михайловской сериями — с другой. Эти обстоятельства мы рассматриваем как признак наибольшей зрелости отложений курской серии. В направлении от основания нижней свиты курской серии к ее верхам значения  $V$  последовательно уменьшаются (рис. 53). Выявленные закономерности носят статистический характер.

Исследования по использованию аксессуарных минералов в целях литолого-стратиграфического расчленения супракрустальных комплексов КМА дали следующие результаты. На основании особенностей распределения в породах и типоморфизма аксессуарных минералов выявлены комплексы признаков, которые являются маркирующими для разновозрастных толщ.

Установлено, что особенности этих комплексов обусловлены прежде всего формационным своеобразием материнских пород. Резко отличаются

по набору акцессорных минералов слабодифференцированные вулканогенно-осадочные толщи от более зрелых — терригенных. Получены данные, которые дают основание предполагать, что отличительные особенности акцессорных минералов в определенной степени обусловлены и эволюцией литогенеза. Признаки, выявленные при формационном и историко-геологическом анализе, отличаются выдержанностью по площади и устойчивостью при метаморфизме.

При расшифровке первичной природы метаморфических пород весьма информативно изучение статистическими методами степени рассеивания (дисперсии) размеров зерен циркона. По этому параметру хорошо различаются породы разного генезиса: вулканогенные, терригенные и смешанные. Степень дифференцированности метасадочных пород также отражается в особенностях гранулометрии циркона.

## АЛДАНСКИЙ ШИТ

### Акцессорные минералы кварцосодержащих седиментогенных пород

**Типизация и распространенность акцессорных минералов.** Рассмотрены породы алданского комплекса Алданского щита, сложенного глубокометаморфизованной (гранулитовая и амфиболитовая фации), интенсивно гранитизированной и сложно дислоцированной толщей, первичный материал которой накопился в процессе длительного развития в раннем архее в тектонически дифференцированной геосинклинальной области.

Все породы комплекса в том или ином количестве содержат определенные, но всегда различные в разных типах пород комплексы акцессорных минералов. Акцессорные минералы метаморфических парапород весьма разнообразны и делятся на две генетические группы.

Первая группа акцессориев в силу своей высокой химической и физической устойчивости унаследована почти без изменений от исходных осадочных пород. Минералы этой группы — циркон, монацит, ксенотим, касситерит, рутил, хегбомит и другие — располагаются цепочками, кучечно, полосчато по первичной слоистости и представляют собой минеральные реликты исходных осадочных пород кластического происхождения, сохранив в процессе метаморфизма свою форму и состав. Реликтовые зерна указанных минералов имеют следующие признаки: 1) овальные, округлые формы; 2) изъеденные, резорбированные, окатанные ограничения; 3) псевдоморфозы; 4) перекристаллизованные индивиды, первичные границы которых подчеркнуты дисперсными частицами; 5) нередкие пластические и редкие разрывные деформации [112 и др.].

Вторая группа акцессорных минералов возникла при метаморфизме и гранитизации исходных пород за счет собирательной кристаллизации и метасоматоза незначительных количеств второстепенных компонентов (циркония, редких земель, титана и т.д.); иногда на индивидах первой группы в этих условиях возникают вторичные оболочки, "рубашки", часто идиоморфного облика, а также различного рода наросты.

Все виды акцессорных минералов кварцосодержащих парапород комплекса, в том числе и минералы высокой химической и физической устой-

чивости (циркон, монацит, рутил, касситерит и др.), отмечаются в обеих группах и обладают широкими вариациями химического состава, физических свойств и морфологических особенностей, т.е. являются полигенными. Вместе с тем имеется ряд признаков (и в первую очередь их окатанность), которые позволяют выяснить их генетическую принадлежность.

Следует отметить, что некоторые мелкие рассеянные зерна таких минералов, как корунд, силлиманит, гранат, турмалин, шпинель, дистен, андалузит, ильменит, хромит и др., возможно, тоже относятся к первой группе, тем более что в осадочных породах они широко распространены как акцессорные. Однако их генетическая диагностика крайне затруднена, так как в рассматриваемых породах они являются нередко и породообразующими минералами.

К первой группе относятся акцессорные минералы высокой физической и химической стойкости — циркон, монацит, ксенотим, касситерит, рутил, хегбомит, апатит, ортит, брукит и др.

Для выяснения первичной природы наиболее распространенных типов пород и реконструкции геолого-тектонических обстановок накопления первичного материала были изучены акцессорные минералы глубокометаморфизованных кварцсодержащих пород алданского комплекса: кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, а также некоторых других пород.

Акцессорные минералы исследовались в шлифах и искусственных шлихах, получаемых из протолок весом от 1,5 до 65 кг. Пробы дробились до 1 мм, что обеспечивало максимальный выход; раскрытие и сохранность акцессориев. Отделение акцессориев осуществлялось на концентрационном столике МОЛМ или в тяжелых жидкостях. Параллельно определялся коэффициент потерь ( $K_n = 1,2-2,48$ ). После отделения магнитной фракции и бромформирования шлик разделялся на классы  $-0,25$ ,  $+0,25$ ,  $-1,0$  мм. Каждый класс исследовался под биноклем с определением состава и количества акцессориев. Содержание устанавливалось методом "дорожек".

Некоторые результаты исследований были уже опубликованы [68—71]; в последней работе имеется несколько таблиц с данными по конкретным пробам.

Преобладающим акцессорным минералом чаще всего является циркон, в других случаях — монацит, рутил, апатит, изредка — ортит, касситерит и др. Нередко акцессорная группа представлена практически одним из перечисленных минералов (99—100%).

Сопоставление количеств, размеров и ассоциаций акцессорных минералов из различных типов кварцсодержащих парапород алданского комплекса показывает, что они не отличаются принципиально, хотя имеются частные особенности для каждой группы.

**Кварциты.** Кварциты иенгской серии представляют собой метаморфизованные осадочные породы преимущественно кластогенной природы [68]. Акцессорные минералы в них образуют обособленные зерна, скопления, цепочки, располагающиеся по плоскостям слоистости, и имеют тенденцию образовывать обогащенные ими пропластки, заметно варьируют в количественных соотношениях, в видовых и морфологических особенностях их ассоциаций. Колебание содержания минералов с учетом коэффи-

циента потерь составляет от 59 до 786 г/т, достигая иногда 10 кг/т. Размеры аксессуарных минералов обычно меньше 1, реже до 3, и крайне редко — до 5 мм.

Ц и р к о н — содержание непостоянное, даже в пробах одних и тех же разновидностей, взятых в нескольких метрах друг от друга. В силлиманитовых и биотитовых кварцитах циркон встречается относительно реже, чем в полевошпатовых и магнетит-гематитовых разностях. Циркон отмечается во всех пробах в виде индивидов размером менее 0,1 мм, реже 0,1—0,3 и изредка до 3 мм. Большая часть цирконов в различной степени окатана часто до полной утраты ими кристаллографических граней, в меньшем количестве встречаются кристаллы или сростки. Наиболее окатанные индивиды — эллипсоидные, чечевицеобразные, шарообразные и т.д.

Среди цирконов, обладающих кристаллографическими формами или сохранившими их более или менее удовлетворительно при окатывании или резорбции, выделяются четыре (I—IV) морфологические группы: копьевидная изометрическая, гиацинтовая и цирконовая [38, 71]. Наиболее распространены цирконы двух первых групп, третья встречается редко и еще реже — четвертая. Так, в кварцитах Бугорыктинских гольцов соотношение групп цирконов следующее: копьевидная — 41—92%; изометричная — 5—52%; гиацинтовая — от единичных зерен до 8%; цирконовая нередко полностью отсутствует, иногда представлена единичными знаками; сростки кристаллов и зерен — 0—15%.

I. Копьевидные призматические кристаллы характеризуются развитием граней призм  $\{110\}$ ,  $\{100\}$  и дипирамид  $\{111\}$ ,  $\{011\}$ , изредка дипирамид  $\{151\}$ ,  $\{511\}$  и крайне малых по размерам граней дипирамиды  $\{131\}$ . Грани призмы развиты одинаково, редко преобладает та или другая, но всегда присутствуют обе. Коэффициент удлинения 2, редко 3 или 1,5. Поверхность зерен гладкая, редко ямчатая. Они прозрачны, трещиноваты. Окатанность<sup>1</sup> низкая и средняя. Кристаллы зачастую деформированы: искривлены, перекручены и т.д. Большая часть неокатанных кристаллов этой группы является продуктом перекристаллизации вещества при региональном метаморфизме.

II. Изометричные кристаллы несут обилие граней призмы первого и второго рода и граней основной пирамиды различных степеней развития, а также  $\{131\}$  и  $\{101\}$ . У большинства зерен ребра сглажены, грани мало-различимы. Значительно развиты овальные, округлые, эллипсоидные зерна. Поверхность гладкая, ямчатая, шероховатая, бороздчатая, неровная, редко исштрихованная. Окатанность высокая, коэффициент удлинения 1—1,5, реже 2. Нередко индивиды этой группы бывают включены в цирконы других групп. Кристаллы деформированы, перекручены. Судя по тому, что изометричные кристаллы наиболее широко развиты в гранитизированных разностях, вероятно, большая часть их возникла в процессе ультраметаморфизма.

III. Гиацинтовые призматические кристаллы характеризуются преобладающим развитием граней тетрагональной призмы  $\{100\}$  и основной дипи-

<sup>1</sup> При характеристике морфологии минерала в данной главе термин "окатанность" характеризует степень округлости зерен.

рамиды {111}. Постоянно присутствует менее развитая в виде узкой полоски грань (110). Слабо развита также грань (311). Коэффициент удлинения 3, редко 4. Грани искривлены, ребра закруглены. Цирконы этого типа отмечены почти во всех пробах, но в малых количествах. Наблюдаются перекрученные, деформированные индивиды.

IV. Цирконы цирконовой группы отмечаются лишь в единичных случаях. Развита призма {110} и дипирамида {111}, узкой полоской присутствует грань (100).

Среди выделенных групп наблюдаются цирконы с веретенообразными и четковидными наростами по длинной оси и агрегатные, друзовидные наросты более мелких кристаллов — по граням призмы. Отмечаются редко цирконы с обломочками, в которых цирконовые ядра имеют изометричную окатанную, иногда обломочную форму.

Исследования количественных соотношений типов цирконов в пробах кварцитов весом 40–65 кг, отобранных по разрезу пласта кварцитов с интервалами 5–10 м, показывают их значительные вариации [70].

Кристаллы всех четырех групп несут следы окатанности, приобретенной ими в процессе отложения исходных осадков. Степень окатанности цирконов от слабой до сильной с соотношением (в среднем): слабая — 20, средняя — 40, сильная — 40%. Коэффициент окатанности (процент содержания окатанных зерен циркона от его общего количества) составляет от 80 до 20%. Отмечается несходимость частот удлинения идиоморфных и округлых цирконов. Корродированные формы цирконов крайне редки.

В гранитизированных кварцитах с увеличением полевошпатизации количество идиоморфных кристаллов цирконов III и IV групп, сростков и агрегатов циркона возрастает, они укрупняются, появляются цирконы желтого и медово-желтого цвета. Количество цирконов IV группы увеличивается, появляется и возрастает число корродированных зерен циркона. Количество же окатанных цирконов уменьшается.

Цвет цирконов всех типов бледно-розовый, светло-сиреневый, реже развиты светло-бурые, красновато-бурые, желто-оранжевые, мутновато-белые, кремовые, бурые, розово-фиолетовые, бесцветные, медово-желтые, буровато-красные цвета. В кварцитах р. Бугорькта сиреневые цирконы составляют по весу в немагнитной тяжелой фракции 24,3–53,4, светло-желтые — 0–13,3, бурые — 0,7–5,6% [70]. Белые и кремовые цирконы в большинстве округлы, хорошо окатаны. Подавляющее большинство зерен сильно трещиноваты, цирконы прозрачны, за исключением мутновато-белых и кремовых. По поверхности и трещинам цирконов развиты гидрокислы железа, придающие им красновато-буроватый цвет. Белые непрозрачные или слабо просвечивающие зерна претерпели в различной степени метамиктное разложение.

В цирконах нередко можно наблюдать включения темных минералов (ильменита, биотита и др.). Включения биотита обычно расположены в центральной части кристаллов и имеют вид шестиугольных пластинок, удлиненных или вытянутых по одной из осей вплоть до ромбовидных. Наблюдались включения циркона типа "кристалл в кристалле", а также угловатых зерен оранжита, размещенных в центре индивидов циркона.

М о н а ц и т представлен округлыми, шарообразными, лепешковидными, овально-удлиненными, эллипсовидными зернами, а также кристаллами,

часть которых несет следы окатанности различной степени. Поверхность зерен неровная, бугристо-ямчатая, ступенчатая. Большая часть индивидов монацита относится к классу 0,5–0,25 мм, меньшая – 0,25–0,1 и незначительная – 0,1–1. Лишь в одной пробе заметная часть зерен достигла размеров более 0,5 мм. Иногда отдельные индивиды достигают размеров до 5 мм. Чем мельче класс зерен, тем меньше в нем монацита и тем он светлее. В Бугорьктинских гольцах в одном месте отмечено ритмичное колебание содержания монацита всех трех классов с интервалом в 2 м по мощности.

Кристаллы монацита уплощены по {100}, таблитчатые, толстотаблитчатые, реже удлиненные призматические. Развиты грани призм {100}, {110} и дипирамиды {011}, что в поперечном срезе (в шлифах) придает им ромбическую форму. Подчиненное развитие имеют грани (101) и (101). Изредка отмечается узкая полоска грани (010). Грани обычно нечеткие, неровные, ребра сглажены, поверхность граней ямчатая.

Медово-желтые, желтые, светло-оранжевые, красные, зеленоватые относительно прозрачные монациты с редкими трещинами, заполненными бурыми гидроокислами железа, и с точечными темными включениями составляют обычно 13–25%, а класс 0,1 мм полностью представлен ими. Красно-бурые, буровато-оранжевые, темно-бурые, почти черные монациты сильно трещиноваты, трещины обильно заполнены гидроокислами, что делает их слабопрозрачными или непрозрачными. Окраска нередко пятнистая или зональная. Некоторые кристаллы покрыты темно-серой пленкой. Коэффициент удлинения 1,5–2.

К с е н о т и м – окатанные или слегка окатанные зерна желтого цвета, прозрачные, реже наблюдаются буро-красные и темно-бурые зерна размером около 0,2, иногда до 2 мм. Некоторые зерна имеют короткостолбчатую, тетрагонально-бипирамидальную или удлиненно-призматическую форму.

О р т и т – отмечен в виде удлиненных, окатанных, бурых, почти черных зерен, иногда с зеленоватым оттенком, размером до 0,5 мм по длинной оси.

О р а н ж и т – крайне редкие, окатанные, линзовидные зерна оранжевого цвета.

Р у т и л представлен окатанными обломками, лепешковидными, округлыми, продолговатыми, столбчатыми зернами и кристаллами, в той или иной мере окатанными, размером до 0,3 × 1 мм (иногда до 3 × 5 мм). Поверхность их полированная, ямчатая, шероховатая, изредка исштрихованная. У некоторых индивидов сохранились реликты граней и сглаженных ребер. Цвет темно-красный, красный, красно-бурый, иногда почти черный, редко желтовато-красный; блеск жирный; полупрозрачен, прозрачен. Довольно часто наблюдаются удлиненные столбчатые, шестоватые, игольчатые прозрачные кристаллы со сглаженными ребрами оранжево-красного цвета, их грани несут хорошо выраженную штриховку. Встречаются почти черные короткостолбчатые призматические шестигранные кристаллы с дипирамидальными окончаниями, с гладкими поверхностями граней. Отмечены буровато-красные шестоватые зерна и сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов. Некоторые зерна рутила заметно лейкоксенизированы. Часто отмечаются сростания рутила с гематитом. В породах алданского комплекса широко развиты тончайшие игольчатые кристаллы

рутила, прорастающие порообразующие минералы и являющиеся продуктом перекристаллизации окиси титана при метаморфизме [68].

**А н а т а з** — дипирамидальные кристаллы и обломки кристаллов с редко сохранившимися гранями и штриховкой, а также окатанные зерна. Прозрачен; цвет коричневый, зеленый, зеленовато-голубой, синий. Поверхность неровная, штриховатая.

**Б р у к и т** — редкие пластинчатые таблитчатые и окатанные зерна размером до 0,5 мм, иногда с характерной тонкой штриховкой. Коричневый, бурый, буро-красный, желтовато-бурый, прозрачен, блеск алмазный.

**К а с с и т е р и т** — бесформенные, остроугольные и окатанные зерна буровато-зеленого, коричневого цвета с пятнистой окраской. Размер зерен до 1 × 1 мм.

**С в а н б е р г и т** отмечен лишь в виридиновых кварцитах Окурданских гольцов. Изометричные зерна размером до 1,2 × 1,2 мм, бесцветен, одноосный, положительный, ребра нередко сглажены.

**А п а т и т** образует в различной степени окатанные зерна и кристаллы, обломки, хорошо ограненные призматические кристаллы, иногда с концевыми дипирамидами. Кристаллы деформированы. Молочно-белый, зеленоватый, голубоватый, желтоватый с различной степенью прозрачности. Местами за счет светлых пылевидных включений или серый. Изредка содержит включения слюдяных чешуек и иголок рутила. Апатит представлен фторразностями. В кварцитах, богатых диопсидом и роговой обманкой, его содержание более высокое вплоть до образования апатитовых кварцитов, при этом апатит здесь, несомненно, метаморфогенный, образовавшийся за счет перекристаллизации первично-осадочных фосфатов.

**Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы.** Они являются метаморфизованными первичноосадочными песчано-глинистыми и глинистыми породами [70]. Содержание акцессорных минералов в них обычно не превышает 0,01% от объема породы, иногда достигая 1–2% (рутил, монацит, циркон и др.). Заметны вариации в количественных соотношениях, видовых и морфологических особенностях их ассоциаций. Количество их возрастает в западных и юго-западных частях щита и в более кварцевых породах. Здесь же изредка отмечаются пластообразные и линзовидные залежи с содержанием рутила, монацита и циркона до 2%. В шлифах пород акцессории представлены мелкими зернами, либо единичными, либо расположенными цепочками, кучечно и полосчато по первичной слоистости и образуют иногда обогащенные ими участки и пропластки.

**Ц и р к о н** — наиболее распространенный и постоянный минерал. Содержание его в силлиманитовых разностях меньше, чем в полевошпатовых, магнетит-гематитовых и биотитовых породах. Он образует единичные обособленные зерна, скопления и цепочки зерен, располагающиеся по плоскостям слоистости. Грани кристаллов и зерен циркона нередко сильно искривлены, кристаллы перекручены до веретенообразных (следы тектонических деформаций).

Среди цирконов выделены четыре морфологические группы.

**I группа.** Прозрачные окатанные зерна округлой, овальной, чечевицеобразной, лепешковидной, столбчатой формы со сглаженной, полированной, ямчатой, бугристой поверхностью, со следами царапин. Удлинение

1–1,5, редко 2, в окатанных цирконах оно не всегда совпадает с осью С. В редких случаях отмечается расчленение окатанных зерен циркона на ряд фрагментов дифференциальными движениями в период тектогенеза. Иногда отмечаются полуокатанные кристаллы или угловатые зерна. Чаще это гиацинтовые, несколько реже – изометрические и еще реже – цирконовые формы кристаллов с отношением поперечных осей 1:2–1:3 и коэффициентом удлинения 2–3. Размер зерен 1 × 0,5 мм и менее.

Цирконы бесцветные, белые, кремовые, розовые, бледно-розовые, розовато-малиновые, сиреневые, розовато-фиолетовые, красновато-бурые, бурые, коричневые, бледно-пурпурные, у последних слабо выражены отдельные грани тетрагональных призм {100} и {110}. Реже встречаются желтоватые и синеватые разности, а также разности с сиреневым и фиолетовым оттенком. Окраска иногда пятнистая. Наряду с прозрачными разностями отмечен малакон, а также мутные, трещиноватые, полупрозрачные разности. В цирконе изредка наблюдаются игловидные включения биотита и непрозрачного красного оранжита, располагающиеся в центре зерна, и точечные, часто черные, включения других минеральных частиц. По трещинам развиты гидроокислы железа, придающие циркону красновато-буроватый оттенок. Среди цирконов эта группа составляет 30–85%. Она, бесспорно, имеет терригенно-осадочное происхождение, что доказывается их окатанностью, пурпурным оттенком и тем, что они нередко представляют собой ядра или включения в цирконах других групп.

**II группа.** Столбчатые, копьевидные кристаллы призматического и короткопризматического габитуса, состоящие из комбинаций простых форм: тетрагональных призм {110} и {100}, острой дипирамиды {311}, при тупленной дипирамиды {111}; чаще всего отмечаются {110} и {311}, ребра сглажены в той или иной мере, кристаллографические элементы выражены нечетко. Коэффициент удлинения 2, редко 3 или 1,5. Реже наблюдаются гиацинтовые призматические кристаллы с преобладающим развитием грани тетрагональной призмы {100} и дипирамиды {111}. Постоянно присутствует узкая грань (110) и грань (311). Коэффициент удлинения 3, редко 4. Циркон трещиноват, поверхность гладкая, бугристая, бороздчатая, шероховатая, реже ямчатая. Бесцветен, розоват, желтоват, буроват, прозрачен, причем следует отметить, что кристаллы почти всегда более прозрачны и более светлоокрашены, чем окатанные индивиды. Отмечаются зерна с черными точечными включениями.

II группа составляет 10–40% от общего количества цирконов. Она возникла в результате кристаллизационной концентрации циркониевого вещества при метаморфизме. Это подтверждается тем, что цирконы этой группы включают в себя цирконы группы I, сами включены в цирконы III группы, имеют относительно четкие кристаллографические формы и исчезают вместе с группой I при гранитизации.

**III группа.** Кристаллы короткостолбчатого, изометричного, призматического, копьевидного габитуса, с простыми формами призм {110}, {100} и дипирамид {111}, {311} и др. Наблюдаются коленчатые двойники. По размерам они заметно преобладают над седиментогенными цирконами, достигая 5 × 3 × 3 мм, в среднем 1 × 0,5 × 0,5 мм. Они образуют отдельные индивиды, цепочки и группы зерен, тяготеющие к биотиту, гематиту и т.д. Кристаллы полупрозрачны, различных оттенков, трещиноваты, пятнисто-

бурые за счет непрозрачных бурых включений. Эта группа кристаллов является продуктом гранитизации, так как она вытесняет группы I и II, замещая их или включая в виде ядер. Она близка по свойствам и облику цирконам из архейских гранитов. При метаморфизме и ультраметаморфизме (гранитизации) циркон новообразуется, перекристаллизовывается, резорбируется, хотя сохраняются и первично откатанные кластогенные цирконы преобразуемых парапород [68, 70].

**IV группа.** Характеризуется наличием различных наростов на зернах I—III групп. Наблюдаются сростки, агрегаты кристаллов, оболочки и наросты, в том числе веретенообразные, друзовидные, четковидные агрегатные наросты кристаллов по граням призмы. Оболочки особенно четко видны в обломках кристаллов, где ядра обычно представлены I группой. В ряде случаев отмечаются включения типа "кристалл в кристалле", причем внутренние кристаллы, так же как и упомянутые ядра, имеют более густую окраску, чем периферические зоны.

В шлифах нередко видны обломочные зерна цирконов. Корродированные формы редки. Следует отметить, что кристаллы II и III групп зачастую тоже несут следы окатанности. Окатанность цирконов различная: слабая — 20, средняя — 40, сильная > 40%. Коэффициент окатанности составляет от 20 (редко) до 90 (чаще), в среднем 70%. Отмечается несходимость частот удлинения идиоморфных и окатанных цирконов. В целом для более крупных кристаллов циркона характерна большая трещиноватость и меньшая прозрачность.

Циркон развит во всех известных типах пород земной коры, но наиболее характерен для кислых пород. В породах основного состава он редок. Формы кристаллов циркона в определенной мере являются показателем условий их образования [72, 73, 83]. Цирконовый призматический габитус кристаллов наиболее обычен для сиенитов, иногда отмечается в основных и ультраосновных породах. Гиацинтовый, призматический облик кристаллов характерен для нормальных гранитов. Изометрические кристаллы отмечаются в гранитах и гранодиоритах. Копьевидные призматические кристаллы развиты в гранодиоритах, плагиогранитах, диоритах. Дипирамидальные цирконы присущи щелочным породам. Цирконы из основных пород представлены ксеноморфными зернами, редкими и мелкими кристаллами, гиацинтами с угнетенными габитусными формами, неравномерно развитыми дополнительными гранями. Коэффициент удлинения в гранитоидных породах равен 3 и уменьшается вследствие истирания в осадочных до 2 и менее; в щелочных он равен 2 или менее. Установлено, что размеры цирконов и других класических зерен находятся в прямой зависимости, и по мере приближения к области сноса количество и размеры зерен циркона увеличиваются. В определении осадочного происхождения породы важное значение имеет коэффициент окатанности.

М о н а ц и т образует округлые, эллипсовидные, угловатые, таблитчатые, неправильные, лепешковидные, уплощенные, разноокатанные зерна, с шагреновой, неровной, бугристой, ямчатой и полированной поверхностью. Размер зерен 0,1—0,5, редко до 3 мм, чаще 0,25—0,5 мм, реже — 0,1—0,25 и еще реже < 0,1 мм. Чем мельче класс, тем меньше монацита и тем он светлее. Иногда отмечаются различной степени окатанности толстотаблитчатые, таблитчатые, уплощенные кристаллы с гранями (101) и (100), реже

призматические с гранями (101), (010) и более редкими (110) и (021). В гранитизированных породах встречаются толстотаблитчатые, удлинено-призматические и другие кристаллы монацита с достаточно четкими кристаллографическими формами. Поверхность их ровная, бугристая, ямчатая и др. Коэффициент удлинения зерен монацита 1,5–2. Встречаются прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные разновидности.

По цвету выделяются две разновидности: 1) медово-желтые, желтые, оранжевые монациты с редкими трещинами, заполненными бурым веществом и точечными темными включениями. Эта разновидность составляет 13–25% всех монацитов, класс 0,1 полностью представлен ею; 2) красно-бурые, буровато-оранжевые, темно-бурые монациты, сильно трещиноватые. Трещины обильно заполнены красно-бурым веществом, представляющим смесь редкоземельных и радиоактивных соединений, вероятно близких к рабдофаниту и возникших при разложении монацитов.

В шлифах монацит бесцветный или светло-желтый.  $N_g = 1,837–1,849$ ,  $N_p = 1,786–1,798$ . В толстых зернах отмечается плеохроизм в желтоватых тонах. Монациты радиоактивны. Таблитчатые кристаллы монацита характерны для гранитов, гранодиоритов, сиенитов и пегматитов, а призматические (более редкие) — для метаморфических пород [72, 73].

Р у т и л представлен двумя группами. К первой относятся игольчатые кристаллы, являющиеся неизмененными включениями в кварце, реже в полевом шпате, гранате, гиперстене и др. Длина их — от 0,001 до 2 мм. Отношение длины к поперечнику варьирует от 10 до 17. Они прозрачны, оранжево-красные, грани несут штриховку. Иголки закономерно ориентированы в кварце, что обусловлено взаимосвязью их кристаллических решеток [68]. Эта генетическая группа рутила возникла при метаморфизме исходных осадков. Сюда же относятся достаточно часто встречающиеся шестигранные призматические, удлинено-призматические, с концевыми пирамидами, а также шестовато-призматические и пластинчатые кристаллы со слабой штриховкой граней призмы темно- и ярко-красного цвета, нередко с оранжевым оттенком, с бороздчатой и ямчатой поверхностью.

Ко второй группе относятся темно-красные окатанные эллипсоидные, шарообразные, столбчатые, неправильные, призматические, линзовидные и удлинено-вытянутые зерна и обломки размером до  $1 \times 0,5$  мм. Поверхность их гладкая, полированная, исштрихованная, ямчатая или бороздчатая. В породе они обычно располагаются цепочками вдоль слоистости. В подчиненном количестве наблюдаются различно окатанные удлинено-призматические, короткостолбчатые и толстотаблитчатые черные кристаллы и их обломки с концевыми гранями. Обычны формы {100}, {110}, {101}, {111}, изредка {001}. Иногда отмечается штриховка вдоль оси *C*. Встречаются коленчатые и сердцевидные двойники. Рутилы полупрозрачны, темно-красные, красно-бурые, красные, иногда с оранжевым оттенком, в ряде случаев — желтовато-красные и черные, просвечивающие красным или желтовато-красным. Окраска почти всегда однородная. Красный рутил в проходящем свете коричневый с плеохроизмом от желтого до красного. Черный — в шлифе зеленовато-грязный, сильно трещиноват. Некоторые рутилы содержат включения ильменита в виде полосок, пятен и зернышек. Отмечаются сростки его с кварцем, силлиманитом и гематитом. Окатанный рутил лейкоксенизирован вплоть до полного замещения.

Наибольшие количества рутила наблюдаются в высокоглиноземистых породах (до 20 кг на тонну породы), а также в гиперстеновых гнейсах и сланцах, причем в последних он вместе с апатитом преобладает над другими акцессорными минералами.

Рутил, как акцессорный минерал, происходит в основном из метаморфических пород, в несколько меньшей мере — из гранитоидов и в еще меньшей — из сиенитов и диоритов, а также из основных пород. Окатанные разности рутилов представляют собой кластогенную составляющую исходных осадков. Рутилы, имеющие форму кристаллов, так же как и игольчатые, возникли в процессе метаморфического преобразования вещества первичных пород.

**Б р у к и т** — редкие лепешковидные, пластинчатые, окатанные зерна и кристаллы размером до 0,2 мм, иногда с характерной штриховкой, коричневые, бурые, красно-бурые, красные, желтовато-бурые, прозрачные, иногда зональные.

**А н а т а з** — округлые зерна, дипирамидальные кристаллы с редко сохранившимися гранями и штриховкой, в разной мере окатанные. Поверхность неровная, шероховатая. Прозрачен, иногда зонален. Цвет синий, реже зеленоватый, коричневый с синеватыми оттенками. Анатаз и брукит отмечаются изредка в гранитах и пегматитах сиенитов, однако основным их поставщиком являются метаморфические породы низких и средних фаций.

**А п а т и т** отмечается практически во всех высокоглиноземистых породах, но в малых количествах, в несколько больших — в биотит-гранатовых разностях. Он формирует окатанные, угловатые, округлые и другой формы зерна, прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные, белого, желтоватого, зеленоватого, голубоватого и зеленовато-бурого цвета. Некоторые зерна люминесцируют в ультрафиолетовом свете желтым, розовым и зеленым цветом, что указывает на присутствие в них церия и лантана. Зерна — от мельчайших до 0,5 мм в диаметре. Отмечаются призматические и бочонкообразные кристаллы с концевыми пирамидами различной степени окатанности, а также неокатанные разности. Преломление  $N_o = 1,636$ ,  $N_e = 1,632$ . Представлен преимущественно фторапатитом. Характерен для кислых и основных пород, однако фторапатиты развиты лишь в гранитоидах, а хлорапатиты — в основных породах.

**К с е н о т и м** отмечается не всегда и образует окатанные или слегка окатанные прозрачные зерна и кристаллы желтого, реже красно- и темно-бурого цвета, иногда бесцветные размером до 0,2 × 0,1 мм. Форма кристаллов — тетрагональная, короткостолбчатая и удлиненная призма, тетрагональная бипирамида. Отмечается совместно с монацитом, но окатан слабее. Густота окраски различная, от прозрачных до непрозрачных. В ксенотиме наблюдаются точечные включения и слабый плеохроизм в желтых тонах.  $N_g = 1,815$ ,  $N_p = 1,720$ . Радиоактивен.

**К а с с и т е р и т** — слабо окатанные, угловатые, удлиненные неправильные зерна, иногда пятнисто окрашенные, коричневого, светло-коричневого, темно-коричневого, коричневатого-желтого, зеленовато-бурого цвета, прозрачные, размером до 0,5 × 1 мм. Иногда наблюдаются обломки призматических четырехгранных кристаллов.

**О р т и т** представлен окатанными зернами несколько удлиненной

формы, их размер до 0,5 × 1,5 мм. Цвет бурый, почти черный, редко с зеленоватым оттенком.

**О р и т** наблюдается в виде единичных зерен округлой или угловатой формы, красновато-коричневого или черного цвета, последние в сколах зеленые. Отмечены прозрачные и непрозрачные разновидности. Радиоактивен.

**О р а н ж и т** отмечен в виде окатанных зерен линзовидной формы оранжевого цвета. Обычно редкий, но в некоторых шлихах протолок отмечаются повышенные его количества.

**Х е г б о м и т** отмечен в виде редких сростков с магнетитом. Цвет коричнево-бурый.

**Закономерности распределения и генезис акцессорных минералов.** Акцессорные минералы большой химической и физической устойчивости (циркон, рутил, монацит, апатит, ксенотим, касситерит и др.), относительно широко распространенные в кварцсодержащих парапородах алданского комплекса, представляют собой минеральные реликты исходных осадочных пород [117 и др.]. Поэтому их состав, ассоциации, форма, цвет, строение и размеры позволяют выяснить некоторые свойства самого осадка, характер пород областей сноса, особенности и интенсивность процессов разрушения материнских пород, удаленность питающей провинции от зон седиментации, условия транспортировки и отложения осадочного материала.

Увеличение содержания, размеров и видов акцессорных минералов в западном и юго-западном направлениях, уменьшение в том же направлении коэффициента окатанности, процента окатанных зерен и их сортировки по видам и размерам указывают, что области сноса находились к западу, юго-западу от щита.

Для акцессорных минералов конкретной пробы отмечаются вариации, когда при преобладании зерен одного размера, цвета и коэффициента окатанности имеются индивиды других размеров, окраски и характера окатанности. Имеют место заметные колебания в соотношениях определенных минеральных разновидностей акцессориев и их кристаллографических групп. Это позволяет предположить, что снос вещества, вероятно, осуществлялся с обширных площадей гетерогенного геологического строения.

Каждой крупной петрографической группе пород свойствен свой комплекс акцессорных минералов со своими специфическими признаками [83 и др.]. Для гранитов характерны рутил, циркон, ортит, монацит, ксенотим, апатит; для сиенитов — рутил, циркон, ортит, монацит, апатит; для диоритов и габбро — рутил и апатит. Касситерит, оранжит, радиоактивные монацит, ксенотим и циркон отмечены лишь в гранитах, а торит — в умеренно кислых гранитоидах [72].

Вполне понятно, что набор акцессорных минералов в породах областей накопления намного беднее и проще, чем в породах питающих провинций. Ближе всего к ним ассоциации акцессориев из конгломератов и кварцито-гнейсов западных частей щита, что объясняется их формированием в начальные этапы денудационно-седиментационных циклов в обстановке интенсивного механического разрушения исходных пород, быстрого и относительно недалекого переноса материала. Однако и здесь предполагается упрощение видового состава акцессориев.

Постоянство ассоциаций акцессорных минералов в изученных породах

с преобладанием цирконов гиацинтовых, изометрических и копьевидных призматических форм при резко подчиненных дипирамидальных и редких "цирконовых" формах, наличие радиоактивных разностей и зерен розового, сиреневого и пурпурного цвета, наличие постоянных спутников (красного рутила, таблитчатого радиоактивного монацита желтого цвета, ксенотима, оранжита, касситерита, торита и др.) указывают на то, что источником их являлись в основном гранитоиды преимущественно калиевых и нормальных разностей, гранодиориты и в некоторой мере щелочные породы. Не исключено некоторое участие основных пород, о чем свидетельствует относительная редкость ортита, сфена и хлорапатита. Вероятным является участие слабо- и среднеметаморфизованных пород в поставке аксессуарных минералов, что подтверждается значительной долей рутила в ряде проб и присутствием брукита и анатаза. Некоторые окатанные зерна цирконов содержат окатанные, более густо окрашенные ядра, что с известной долей условности может быть объяснено их происхождением из метаморфических парапород областей сноса.

Окатанные зерна циркона и других минералов указывают на осадочную природу исходных образований рассматриваемых комплексов. Вместе с тем в неметаморфизованных осадочных породах аксессуарные минералы в большей мере имеют четкие кристаллографические формы [72], так что наличие неокатанных кристаллов в метаморфических парапородах не противоречит сделанным выводам.

Достоверных признаков, указывающих на размыв осадочных пород, в аксессуарных минералах не имеется; вместе с тем литологические и экспериментальные наблюдения [72 и др.] показывают, что предельно окатанные, яйцевидные, шаровидные зерна цирконов, рутилов и т.д. (окатанность 20—90%) возникают только при весьма длительном переносе речными потоками на расстояние многих тысяч километров. Нахождение таких зерен в породах может быть объяснено либо переносом за много тысяч километров, что весьма маловероятно даже в современных условиях, либо, что более вероятно, размывом более древних осадочных пород, цирконы которых подверглись предшествующему, вероятно, многоэтапному окатыванию.

Простой минеральный состав аксессуариев, представленных наиболее устойчивыми в химическом отношении минералами (циркон, рутил, касситерит, монацит и др.), и отсутствие среди них минералов слабой и средней устойчивости косвенно указывают на широкое и глубокое развитие химического выветривания в питающей провинции и на то, что привносимый материал в значительной мере представлял собой продукты переотложения кор выветривания.

Четкая дифференциация аксессуарных минералов по составу, форме и размерам, их совершенная в ряде случаев окатанность, некоторая невыдержанность в содержаниях и составе ассоциаций позволяют предположить, что транспортировка осуществлялась преимущественно речными потоками со спокойным течением. Размеры зерен окатанных аксессуарных минералов достигают 1,5 мм, что указывает на умеренные скорости водных потоков [22]. Наличие значительных количеств разнообразных аксессуарных минералов высокой степени окатанности (для цирконов коэффициент удлинения 1—2) объясняется значительной протяженностью водных артерий,

большой удаленностью питающей провинции от областей осадконакопления.

Повышенные концентрации рутила, циркона, монацита и других минералов отмечаются в сравнительно узких, но протяженных полосах, что характерно для прибрежно-морских осадков. Наличие разнообразных окатанных зерен акцессорных минералов высокой химической и абразивной стойкости и удельного веса, тип частот удлинения идиоморфных и округлых зерен циркона, послойное и струйчатое распределение акцессориев, их стратиграфическая приуроченность, значительные вариации в количественном и качественном соотношении циркона, рутила, монацита и других, возрастание их содержаний, разнообразия и размеров в существенно кварцевых породах указывают на дифференцированность участия в осадках кластогенной составляющей.

Упрощение минерального состава акцессорных минералов в сравнении с главными типами исходных горных пород обусловлено процессами осадочной дифференциации. Широкие вариации в содержании и составе их в целом и их отдельных видов демонстрируют значительные изменения литологической обстановки (иногда ритмичности) накопления минералов тяжелой фракции, что обусловило формирование повышенных первичных концентраций (россыпей) циркона, рутила, монацита, ортита и других, которые впоследствии были преобразованы в метаморфизованные россыпи [70].

Приведенные данные по акцессорным минералам кварцсодержащих пород архея Алданского щита дают возможность заключить, что алданский комплекс представляет собой единую терригенно-минералогическую провинцию со своими особенностями акцессорной группы кластогенных минералов, обусловленными определенным комплексом пород питающей провинции и характером процессов осадочной дифференциации. Изучение акцессорных минералов высокой химической и механической устойчивости в глубокометаморфизованных породах является эффективным для реконструкции их первичного состава и условий накопления.

Анализ распределения, количеств, составов, ассоциаций реликтовых акцессорных минералов, их форм, цвета, размеров, строения и других свойств позволил сделать некоторые выводы.

В период накопления пород иенгурской серии обширные гетерогенные области сноса находились к западу, юго-западу от Алданского щита в его теперешних границах. Области сноса были сложены в основном гранитоидами преимущественно калиевых и нормальных разностей, гранодиоритами и в меньшей мере щелочными породами. Вероятным является участие основных магматических, слабо- и среднеметаморфизованных, а также осадочных пород. Питающая провинция характеризовалась широким и глубоким химическим выветриванием, формированием кор выветривания, их размывом и переотложением.

Транспортировка акцессорных минералов осуществлялась преимущественно речными потоками значительной протяженности и со спокойным течением.

Кластогенные составляющие накапливаемых пород распределялись в процессе осадочной дифференциации преимущественно в прибрежно-морских условиях, характеризуемых широкими вариациями литологи-

ческих обстановок, включая их ритмичное повторение. Местами ситуация накопления приводила к созданию повышенных концентраций тяжелых акцессорных минералов (россыпей).

По ассоциациям кластогенных акцессорных минералов алданский комплекс представляет собой единую терригенно-минералогическую провинцию.

## АНАБАРСКИЙ ШИТ

### Генетические особенности цирконов в седиментогенных породах гранулитовой фации

В главе изложены результаты исследования шаровидных цирконов, распространенных в первичноосадочных гранат-биотитовых гнейсах хапчанской серии Анабарского щита<sup>1</sup>.

Считается, что в процессе транспортировки зерна циркона обтираются, укорачиваются и приобретают овальную, слабо удлинённую или изометричную форму (отношение длины к ширине меньше 2). Простота и логичность идеи способствовали широкому использованию этих критериев при восстановлении первичной природы метаморфических пород. На их основании был пересмотрен генезис древнейших гранитоидных и гнейсовых образований в разных районах Земли. Некоторые исследователи высказали сомнения относительно однозначности этих параметров и возможности образования изометричных зерен за счет удлинённых кристаллов в процессе их переноса [80, 132, 191]. Новые данные об этом получены по акцессорным цирконам анабарского комплекса.

Анабарский массив сложен глубоко метаморфизованными породами гранулитовой фации ( $P - 6-10$  кбар,  $T - 750-950^{\circ}\text{C}$ ), представленными преимущественно гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами основного и ультраосновного составов; в подчинённом количестве отмечаются кварциты, кальцифиры и некоторые другие разновидности. Весь метаморфический комплекс Анабарского массива разделен на три серии (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую [77, 105].

При изучении акцессорно-минералогических проб, отобранных по породам этих серий, был обнаружен циркон изометричной, нередко почти шаровидной формы (рис. 54). Количество его в разных породах неодинаково, однако практически циркон этой модификации фиксируется в большинстве случаев. Почти целиком этой разновидностью представлен циркон в гранат-биотитовом гнейсе хапчанской серии. Гнейс представляет собой лейкократовую породу с тонким линзовидно-полосчатым строением (элементы гранулитовой структуры), имеющую следующий минеральный состав (среднее по трем шлифам, взятым ортогонально к полосчатости, об. %): плагиоклаз — 29, калиевый полевой шпат — 21, кварц — 35,6,

<sup>1</sup> В проведении данного исследования, помимо А.Н. Белова, М.А. Мухиной и В.Е. Соношкина, также участвовала Б.А. Гринберг.

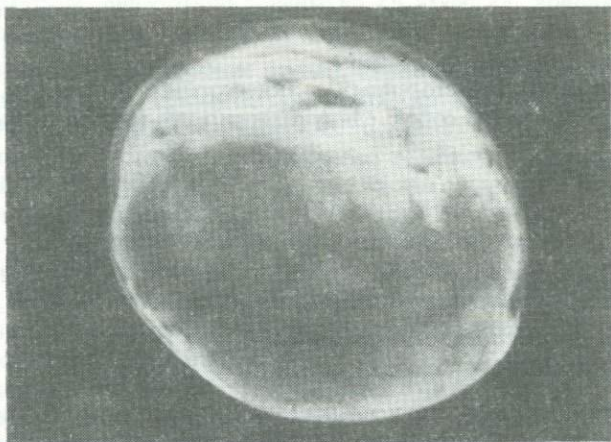


Рис. 54. Изометричный (шаровидный) циркон в метаморфических породах гранулитовой фации (Анабарский массив),  $\times 500$

гранат — 10, биотит — 4,4, акцессорные минералы (данные протолочной пробы, г/т): магнетит — 17, ильменит — 600, рутил — 700, лейкоксен — 400, циркон — 433, монацит — 57, апатит — 9, дистен — 2, флюорит — 2, сфен и корунд — знаки. По данным химического анализа порода содержит (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 67,76,  $\text{TiO}_2$  — 0,62,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,38,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,08,  $\text{FeO}$  — 5,71,  $\text{MnO}$  — 0,06,  $\text{MgO}$  — 2,12,  $\text{CaO}$  — 1,28,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,7,  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,36,  $\text{H}_2\text{O}^*$  — 0,12,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,09,  $\text{ZnO}$  — 0,042.

В шлифах циркон встречается часто, имеет вид округлых, реже овально-йцевидных зерен, включенных в различные породообразующие минералы. В концентрате под биноклем он бесцветный или едва заметно окрашен в кремово-розоватый оттенок, поверхность блестящая, с алмазным блеском, зерна прозрачные, реже полупрозрачные. Форма зерен изометричная, шаровидная или близкая к ней, коэффициент удлинения чаще всего около 1, реже до 1,5, но обычно не выше 2 (рис. 55). При формальном рассмотрении коэффициент окатанности равен 100%, что вполне определенно указывает на детритивную природу циркона. Однако детальные исследования показали, что решение более сложно.

При массовом изучении свыше 1200 зерен было установлено следующее. Повышенные увеличения позволили выявить у многих, почти округлых зерен присутствие большого количества мельчайших, неясно выраженных граней со свежей блестящей поверхностью. У всех зерен обнаружены ядра, причем в 92% случаев они имеют призматическую форму и лишь в 8 — округлую. Многие из призматических ядер обладают хорошо выраженной кристаллографической формой и представлены тонкими призмочками дипирамидального облика, нередко с тонкой полизональной структурой роста. Размеры их составляют первые сотые и тысячные доли миллиметра. Большинство изометричных зерен имеет многослойное строение (двух-четырёхслойное) (рис. 56, I—III). В центральной части находятся отмеченные выше призматические кристаллы, тогда как последующие слои обла-

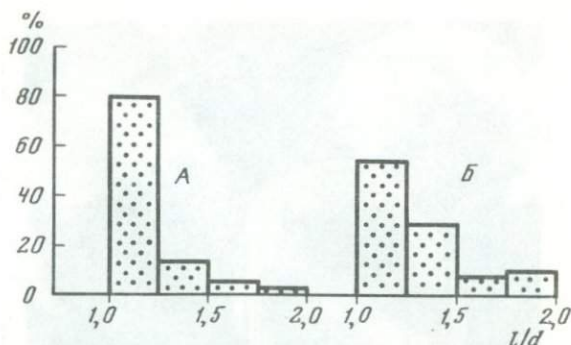


Рис. 55. Гистограмма коэффициента удлинения зерен циркона: А – в шлихах; Б – в шлифах

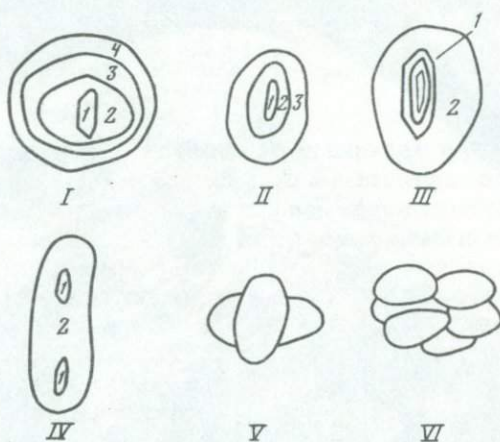


Рис. 56. Строение шаровидного циркона

1 – ядро, 2–4 – оболочки нарастания. I, II, III – соответственно трех-, двух- и однократное обрастание, в зерне III ядро представлено удлиненным бипирамидально-призматическим кристаллом с тонкой ритмической зональностью; IV – зерно с двумя ядрами (ложнопризматический циркон); V – прорастания двух зерен; VI – гроздевидные сростания

дают в той или иной степени сферическими границами. Ядро, как правило, является более темным, с пониженным свето- и двупреломлением, что может расцениваться как свидетельство метамиктности. В пределах сферических оболочек встречаются включения рутила. Часть зерен (около 1%) являются цирконовыми кристаллическими агрегатами (сростками) – почковидными, в виде прорастаний (см. рис. 56, V, VI). Сильно удлиненные зерна, как правило, представляет собой сросшиеся индивиды с двумя ядрами, расположенными по оси удлинения (см. рис. 56, IV). Гладкая поверхность наблюдалась у подавляющего большинства зерен (97%), и лишь у остальных, обычно наиболее крупных, отмечена бугорчатая поверхность и углубления. Исследование зерен циркона при помощи растрового электронного микроскопа показало, что поверхность их обнаруживает

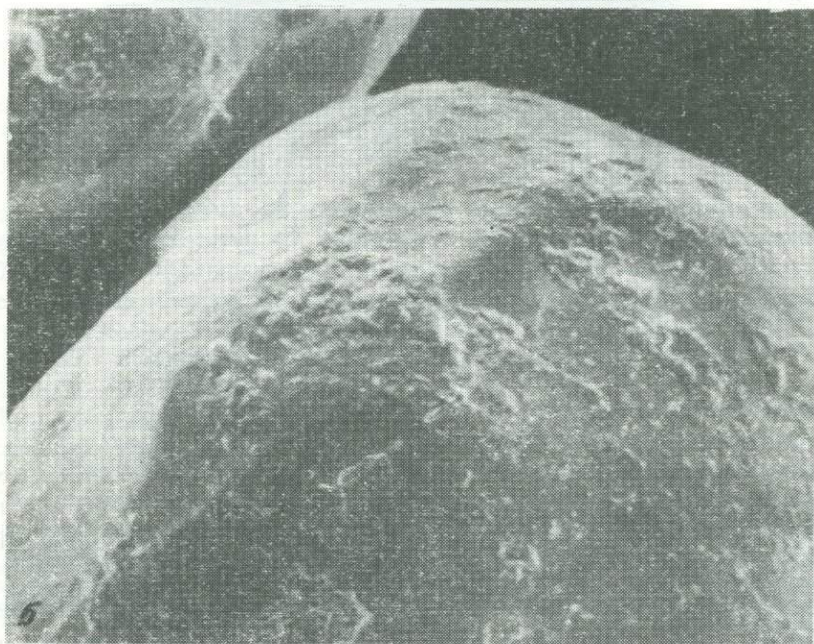
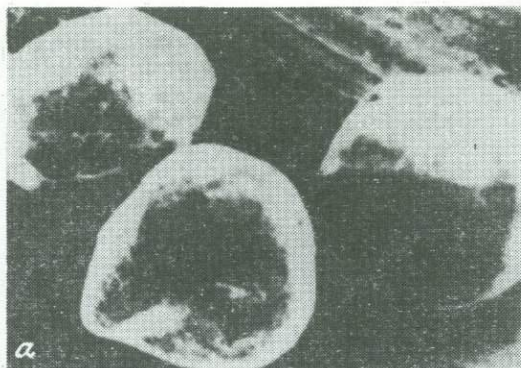


Рис. 57. Шаровидный циркон в растровом электронном микроскопе

*a* — зерна, обнаруживающие мелкие иррациональные грани, X 850; *б* — то же, X 2500

признаки роста, а сами зерна несут на себе большое количество мелких иррациональных граней, что придает им округлый облик. В некоторых зернах грани эти фактически сливаются в сферическую поверхность (рис. 57).

Для более полного освещения вопроса о природе шаровидного циркона проведены специальные исследования в шлифах. Осуществлен поиск пространственной связи циркона, а также степени удлиненности его с различными породообразующими минералами. Для решения вопроса о влиянии последних на морфологию (удлиненность) включенного в них циркона

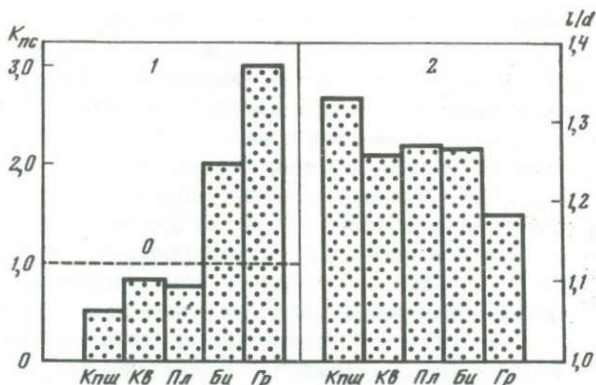


Рис. 58. Зависимость пространственного распределения и удлинения зерен циркона от породообразующих минералов:  $l/d$  — отношение длины к ширине зерен циркона (коэффициент удлинения);  $K_{ПС}$  — коэффициент пространственной связи

1 — для  $K_{ПС}$ ; 2 — для  $l/d$ ; 0 — нулевой уровень связи ( $K_{ПС} = 1$ ), Кпш — калишпат, Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, Гр — гранат

проделаны замеры длины и ширины зерен циркона с учетом присутствия их в каждом типе минерала-хозяина. Для выявления возможной пространственной связи циркона с теми или иными породообразующими минералами рассчитано отношение процентных содержаний циркона в каждом породообразующем минерале (от общего числа всех зерен циркона) и породообразующего минерала в породе, названное коэффициентом пространственной связи минералов ( $K_{ПС}$ ). При независимом распределении циркона процент его содержания в породообразующих минералах должен быть пропорционален объемам (в шлифах — площадям), занимаемым в породе теми или иными породообразующими минералами, а  $K_{ПС}$  равен единице или близок к ней. Если же циркон и породообразующий минерал пространственно ассоциируют друг с другом, то  $K_{ПС}$  будет превышать единицу, так же как для минералов-антагонистов он будет меньше нее. Зафиксированы и измерены все зерна циркона (около 100) в трех шлифах общей площадью 12 см<sup>2</sup>. Полученные данные показали зависимость пространственного распределения циркона от типов породообразующих минералов (рис. 58). Обнаруживается связь его с гранатом и биотитом, примерно в фоновых количествах он распределен в кварце и плагиоклазе, а пониженные концентрации его наблюдаются в калиевом полевоом шпате. Выявляется определенная зависимость морфологии (удлиненности) зерен циркона от типа породообразующего минерала-хозяина. Наиболее изометричный циркон находится в гранате (см. рис. 58). При этом установлено, что в общем объеме циркона, наблюдаемого в пробе, 1/4 часть извлечена из граната (или граничащих участков двух зерен этого минерала), около 1/3 — из плагиоклаза (в том же понимании), 1/4 — из кварца и по 1/15 — из биотита и калиевого полевого шпата. В целом с темноцветными минералами (гранат+биотит) связана треть всего циркона, хотя эти породообразующие минералы составляют лишь 1/7 объема породы.

Анализируя результаты исследований шаровидного циркона, полученные как по протолочным пробам, так и шлифам, можно прийти к заклю-

чению, что выявленные факты не находят себе объяснения, если предположить его кластогенную природу, но становятся понятными с позиции метаморфогенного генезиса. Как уже отмечалось, электронномикроскопическими наблюдениями установлен кристаллографический облик изометричных зерен циркона и наличие у них свежих мельчайших граней роста. Важно отметить при этом существование завершенных гранных концов по оси четвертого порядка, поскольку при механическом образовании изометричных зерен за счет удлиненных призм для приобретения изометричности головки концов кристаллов должны быть полностью разрушены на большую глубину. Внутреннее строение шаровидного циркона показывает, что он образовался в результате нарастания свежего, прозрачного, с едва заметной окраской цирконового материала на более ранний призматический циркон. Нарастание происходило стадийно, в несколько этапов (вопрос о причинах цикличности развития циркона интересен и требует специального рассмотрения).

Метаморфическое образование шаровидного циркона подтверждается также присутствием в нем включений метаморфогенного рутила, а также наличием весьма тонких по строению сростаний и гроздевидных сростков зерен, которые при механической транспортировке должны были бы разрушиться.

Полученные данные о зависимости степени изометричности зерен циркона от типа минерала-хозяина позволяют сделать заключение, что образование циркона, помимо всего, регулировалось особенностями состава и кристаллической структуры породообразующих минералов в период его возникновения, т.е. приводят к выводу, что формирование циркона, по крайней мере внешней, внеядерной его части, происходило во время метаморфизма пород. Относительно большая изометричность зерен циркона в гранате объясняется, по-видимому, изотропностью кристаллической среды, в которой они развивались и которая оказывала подавляющее воздействие на их удлиненность. Последнее подтверждается также общеизвестными наблюдениями над включениями различных минералов в гранате, которые обнаруживают отчетливую тенденцию к повышенной изометричности и округлости. Лишь этим — единой метаморфогенной природой шаровидного циркона и породообразующего минерала — можно объяснить выявленную зависимость морфологии циркона от вмещающего его метаморфического минерала.

В отношении причин связи циркона преимущественно с темновыми минералами можно заметить следующее. Если бы изометричный циркон не содержал в себе ядер, пространственное тяготение его к гранату и биотиту логично было бы объяснить, предположив, что циркон является продуктом "отброса", обычно возникающим в результате перехода одних темновесных минералов в другие при метаморфизме. Однако такому объяснению препятствует факт наличия во всех зернах циркона дометаморфогенных кристаллов-ядер. Стопроцентное развитие последних свидетельствует, что именно они контролировали распределение шаровидных зерен циркона. Пространственная же связь "ядерного" циркона с фемическими минералами вызвана, по-видимому, образованием последних в основном за счет исходного вещества, обогащенного железом, магнием, алюминием и несущего в себе повышенные количества мельчайших кристаллов цирко-

на. Таким веществом могли быть или первичные (дометаморфические) темноцветные минералы магматических протолитов или глинистый материал цемента седиментогенных исходных пород.

Рассматривая вопрос об источнике цирконового вещества, которое пошло на образование оболочек изометричного циркона, можно отметить следующее. Детальными изучениями установлено, что метаморфогенный циркон составляет  $1/2-2/3$  объема зерен, следовательно, более половины всего циркона в породе. На основании полученных данных о содержании циркона в гранат-биотитовом гнейсе, цветном индексе породы и существующих представлениях о возможных количествах примеси циркония в темноцветных минералах несложно рассчитать, что циркония, который в виде цирконового вещества мог быть "сброшен" при метаморфогенных трансформациях темноцветных минералов, явно не хватило бы для образования имеющихся цирконовых оболочек. Таким образом, циркон оболочек мог быть связан либо с привнесом циркония, либо являться продуктом переотложения цирконового вещества, имевшегося в породе. Отсутствие каких-либо доказательств привноса циркона и изохимичность процессов метаморфического преобразования пород делают привнос циркония маловероятным. Можно считать, что источником метаморфогенного циркона служил дометаморфогенный циркон, точнее, определенная совокупность его зерен, относительно неустойчивых к процессам растворения. Реальная возможность существования таковых наряду с разновидностями, не испытывающими растворения (кристаллы ядер), подтверждается результатами исследования растворимости цирконов [156, 168, и др.], которая проявляется неодинаково и находится в прямой зависимости от количества микровключений и дефектности структуры. Следует также отметить, что гетерогенность цирконов характерна для седиментогенных пород.

Причины образования метаморфогенного циркона изометричной, нередко почти шаровидной формы, окончательно не выяснены. Учитывая, что округлая модификация циркона встречается преимущественно в породах гранулитовой фации метаморфизма, исследователи склонны объяснять ее спецификой условий формирования этих пород, в первую очередь высоким давлением, обуславливающим стесненность роста кристаллов циркона. Это предположение подтверждается также особенностями морфологии циркона в других породах высоких давлений — эклогитах, где циркон также в основном изометричен.

Для развития изометричного метаморфогенного циркона, помимо соответствующих давлений и температур, необходим также источник цирконового вещества, который для изученной породы рассмотрен выше.

В качестве условия, благоприятствующего появлению округлого циркона, следует также считать тонкую размерность цирконового "затравочного" (дометаморфогенного) материала, поскольку при более крупных размерах исходных кристаллов на полное их обрастание может не хватить метаморфогенного цирконового вещества, и процесс проявится лишь в возникновении бугорчатых зерен. Строго говоря, явление это регулируется соотношением размерности дометаморфогенной ассоциации циркона с циркониевой "насыщенностью" породы, а точнее, с количеством метаморфогенного (мобильного) цирконового вещества в породе. Остается неясным — не повлияют ли крупные размеры зерен исходного циркона таким

образом, что кристаллизация метаморфогенного вещества будет идти в основном симметрично удлинённой форме кристаллов? Этот вопрос требует специального изучения.

Таким образом, детальное исследование шаровидного циркона показало, что он имеет не детритовую, как следовало бы ожидать, а метаморфогенную природу и, следовательно, не может служить критерием происхождения исходной породы.

Тем не менее вопрос о первичной природе гранат-биотитового гнейса решается при комплексном подходе. Одним из критериев первичного генезиса ее может быть форма ядер зерен изометричного циркона. В рассмотренном случае мельчайшие ядерные индивиды циркона в силу своего удлинённо-призматического облика (удлинение больше 2, часто до 3–5) и нередко тонкоритмичного зонального строения в соответствии с обычными представлениями должны трактоваться как магматогенные. Однако вывод о первичномагматической природе гнейса был бы ошибочным. Гранат-биотитовый гнейс характеризуется пересыщенностью алюминия и, по данным других авторов [77, 105], высоким содержанием глинозема (до 19–20%), типичным для осадочных пород. С другой стороны, характер ассоциации акцессорных минералов породы в качественно-количественном отношении весьма выразителен генетически и фактически отвечает ассоциации монацит-циркон-титановых россыпей [29]. Например, в россыпях пляжевых отложений штата Флорида (США) содержание тяжелых минералов составляет 4–5% с соотношением: титановые минералы (ильменит + рутил) — 65–75, циркон — до 20, монацит — 1–2%. Прибрежно-морские россыпи о-ва Цейлон монацит-рутил-циркон-ильменитового типа содержат: титановых минералов — 60–85, циркона — до 10, монацита — около 2%. Процентное соотношение этих минералов в тяжелой фракции изученного гранат-биотитового гнейса практически такое же: 77,5:20:2,5. Минимальные промышленные концентрации минералов в россыпях такого типа составляют (в кг/м<sup>3</sup>): для титановых минералов — 35, циркона — 5, монацита как сопутствующего — 0,2; содержание этих минералов в гранат-биотитовом гнейсе: титановые минералы — 4,3, циркон — 1,2, монацит — 0,15 — отвечает "зачаточным" россыпям. Отложения типа россыпных характеризуются, как правило, весьма тонкозернистым гранулометрическим составом, соответствующим мелкозернистым пескам, алеврито-пескам и глинистым алеврито-пескам, в которых подавляющая часть циркона присутствует в классе менее 0,15, а нередко менее 0,05 мм вплоть до мельчайших частиц, концентрирующихся в глинистой фракции. Характерно, что такая же размерность отмечается у дометаморфогенного циркона изученных гнейсов.

Полученные данные об акцессорных минералах и особенностях химизма гранат-биотитового гнейса в своей совокупности объясняются лишь с позиции терригенно-осадочного его происхождения при допущении, что исходной породой являлась глинисто-алевритовая или глинисто-алеврито-песчаная, так как именно этому типу отвечают ее химизм и тонкая размерность кристаллов-ядер в округлом цирконе. Поскольку при таких размерах (первые сотые—тысячные доли миллиметра) перенос частиц в водной среде может осуществляться главным образом во взвешенном состоянии, следует ожидать хорошей сохранности форм кристаллов вплоть до тонких

призмочек, без признаков окатанности, что и наблюдается в действительности в изученной породе. Такая сохранность приводит к выводу о "деликатном" способе раскрытия зерен циркона, который, в частности, мог иметь место при химическом выветривании пород питающей провинции, т.е. можно предполагать существование условий корообразования.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. При исследованиях метаморфических пород такие широко используемые в литологии параметры зерен циркона, как удлиненность и окатанность (сферичность), не могут служить однозначными критериями седиментогенной природы метаморфитов. Изложенные выше результаты показывают, что шаровидный ("окатанный") циркон является метаморфогенным; а не детритовым и, напротив, удлиненно-призматический — кластогенным. Поиск признаков механической обработки зерен циркона необходимо проводить на основе детальных и всесторонних исследований с применением электронного микроскопа и с учетом размерности зерен циркона. Детритовый циркон очень тонкой размерности не способен давать округлые формы в процессе его транспортировки.

2. Полученные результаты подтверждают известные данные о том, что шаровидный циркон является типоморфным для пород гранулитовой фации метаморфизма. Развитие его зависит от высоких давлений и температур, а также от содержания циркония в породе, размерности и количества первичной цирконовой "заправки".

3. Изучение зерен циркона с учетом присутствия их в тех или иных породообразующих минералах показало, что при кристаллизации метаморфогенный циркон испытывает влияние кристаллической структуры вмещающего минерала. В частности, минералы с изотропной структурой (гранат) повышают изометричность формы зерен метаморфогенного циркона.

4. Присутствие в метаморфической породе почти исключительно изометричного метаморфогенного циркона затрудняет возможность восстановления первичной ее природы, однако в благоприятных случаях на основе комплексного подхода возможно решение этого вопроса. Так, для гранат-биотитового гнейса хапчанской серии Анабарского массива установлен седиментогенный генезис и детализировано представление об исходной породе, которая соответствует глинисто-алевролитовым отложениям. Источником вещества и кластогенных минералов служили размываемые магматические породы.

## Часть III

# АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

---

### МАЛЫЙ КАВКАЗ

#### Акцессорные минералы доальпийского гранитно-метаморфического фундамента и их геохимические особенности

Важная роль доальпийского гранитно-метаморфического фундамента в становлении альпийского складчатого пояса и его металлогении в последние годы находит надежные подтверждения [88, 89]. В этой связи все большее значение приобретают минералого-геохимические особенности слагающих пород.

В складчато-глыбовой области Малого Кавказа линзовидные выходы блоков доальпийского фундамента приурочены к зонам поперечных поднятий (Транскавказского и Зангезурского) и представляют собой типичные внутренние массивы. Как на Малом Кавказе, так и в центральном сегменте Средиземноморского подвижного пояса выходы фрагментов доальпийского фундамента (добайкальской и эпибайкальской консолидации) занимают значительные площади (с учетом срединных массивов примерно 50%) и обнажаются в ядрах складчатых сооружений как в виде автохтонных горст-антиклинориев, так и небольших аллохтонных блоков в зонах глубинных разломов и особенно офиолитовых швов.

Проведенные нами минералого-геохимические исследования в основном были сосредоточены в пределах Цахкуняцкого (более 600 км<sup>2</sup>) и Зангезурского (100 км<sup>2</sup> в пределах СССР) выходов фундамента.

Геологическая характеристика региона дана в табл. 11, где приведены основные сведения о геологических этапах его развития, возрасте, метаморфических фациях и комплексах, минеральных фациях, исходном составе пород и формационно-генетических типах гранитоидов. Полученные автором данные по акцессорным минералам о возрасте пород приведены в табл. 12.

Минералого-геохимическая характеристика акцессорных минералов. Автор изучил морфологические особенности и состав элементов-примесей акцессорных минералов метаморфических сланцев и ультраметаморфогенных гранитоидов. Средние содержания и состав элементов-примесей приведены в табл. 13, 14.

С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы. Самородная медь встречается редко и преимущественно в ортоамфиболитах в виде ковких пластинок медно-красного цвета размером 0,1–0,15 мм. В виде примеси отмечены (в %): Zn (0,01), Pb (0,03), Ni (0,03), Bi (0,03), Sb (0,02), Be (0,03).

Самородный свинец и цинк наблюдаются в виде единичных хрупких пластинок в апогаббровых амфиболитах и биотит-полевошпатово-амфиболовых сланцах, плагиогранитах и кварцевых жилах.

Самородное железо встречается в ассоциации с магнезиоферритом в метатарцбургитах. Рентгенометрическая характеристика показала принадлежность его к  $\alpha$ -железу (табл. 15). Спектральный анализ показал высокое содержание Ni (0,1–0,3%), Co, V и Sc (0,05%).

Самородное золото нередко содержится в кварц-полевошпатовых и кварцевых жилах среди мигматит-гранитов, обычны мелкие пластинчатые выделения, реже мелкие (0,03 мм) октаэдры.

Графит, кроме графитоносных сланцев, где его содержание достигает 15–20%, нередко встречается в гнейсах, алмадин-мусковитовых и кварц-полевошпат-амфиболовых сланцах, антигорит-тремолитовых породах по ультрабазитам. Часто образует скопления в гранате, мусковите, хлорите, кордиерите [2, 3, 90].

В графите графитоносных сланцев спектральным анализом установлены высокие концентрации (в %) Fe – 3,2, V – 0,15–0,3, Ge – 0,003, Sc – 0,001, Ti – 1,0–3,0, Pb – 0,003, Zn – 0,01, Ag – 0,003, P – 0,1 и S – 0,2.

Аварит в виде единичных знаков отмечается в апогартбургитовых серпентинитах совместно с графитом, хромитом. Содержание Ni в породах метаультрабазитов нередко достигает 0,32 и даже 1,3%. Детальные минералогические и рентгенометрические исследования позволили установить в серпентинитах среди тонкой пылеобразной массы и редких мелких стально-серых слабо магнитных бесформенных выделений – минерал аварит ( $\text{FeNi}_3$ ). Спектральный анализ изученного феррита, кроме Ni (> 3%), показал высокое содержание Co (0,1–0,3%), Mn (0,1–0,2%), Cu (0,03–0,1%), As (0,1%). Образуется аварит за счет серпентинизации гартбургитов в восстановительных условиях в ассоциации с  $\alpha$ -железом.

Минералы окислов железа, титана, хрома, алюминия. Магнетит самый распространенный минерал как метаморфических пород, так и гранитоидов (рис. 59). Содержание его варьирует от 0,1–0,25% в породах гнейсово-кристаллосланцевой серии до 0,2–0,8% в породах эпидот-амфиболитовой фации. Резко обогащены им (до 20%) порфиритоиды из актинолитовых сланцев зеленосланцевой серии. Встречаются прослои джеспилитоидных кварцитов с крупными желваками магнетита. В очень незначительном количестве магнетит устанавливается в плагиогранитах – 0,2–0,15%. Особенностью магнетита из метаморфических сланцев, гранит-мигматитов является преимущественно неправильная форма, обусловленная процессами амфиболитизации и хлоритизации. Для метаморфического магнетита характерно невысокое содержание магния (в плагиогранитах – 0,1, в амфиболитах 0,15–0,3%), титана 0,32–1,6, марганца – 0,06–0,18%. В то же время в виде сорбированной примеси метаморфические магнетиты содержат такие элементы, как Bi (0,0001%), Sn (0,0012–0,018%), Pb (0,0001–0,0025%), Nb (0,005%), Y и редкоземельные элементы (0,001–0,003%), Cr (0,0003–0,0004%) и особенно Sc (0,003–0,0042%), реже встречаются Au, Ag, As, Pb. Обращают на себя внимание постоянно высокие концентрации Mo (0,0056–0,0180%) и Cu (0,0032–0,005%). Параметр элементарной ячейки магнетитов  $a_0 = 8,3977 \text{ \AA}$ . Следует подчеркнуть пониженные содержания MgO и MnO в магнетитах

Таблица 11

Типы метаморфизма и гранитообразования в пределах доальпийского гранитно-метаморфического фундамента Малого Кавказа

| Этап развития                     | Возраст метаморфизма  | Геодинамическая позиция  | Степень метаморфизма  | Метаморфические фации и комплексы   |   |
|-----------------------------------|-----------------------|--|---|---|---|
| Геосинклинальный                  | Протогеосинклинальный | 1,8–1,2 млрд. лет<br>PR <sub>1-2</sub> (r <sub>1-2</sub> )<br>(U-Pb) | Гнейсовые ядра, фрагменты и глыбы древних континентальных кор                       | Высокая: ультраметаморфизм погружения; P 5,7 кбар, T 800° C                 | Амфиболитовая; бжнийский (Bj)                         |
|                                   | Многосинклинальный    |  | Сланцевые обрамления в диапирплутонах гнейсомигматитов                              | Высокая и средняя: метаморфизм погружения; P 4,7 кбар, T 650–700° C         | Низкобарная альмандин-амфиболитовая; арзаканский (Ar) |
|                                   | Эвгеосинклинальный    | 0,5–0,8 млрд. лет<br>PR <sub>3</sub> (r <sub>3</sub> -v)<br>(U-Pb)   | Линейно расположенные блоки вдоль Анкаванского разлома с массивами плагиомигматитов | Средняя: метаморфизм погружения; P 3–4,2 кбар, T 550–600° C                 | Эпидот-амфиболитовая; дзораглухский (Dz)              |
|                                   | Инверсионный          |  | Блоки в надвиговых зонах Анкаван-Зангезурского разлома – внутренняя часть дуги      | Низкая: метаморфизм сжатия и воздымания; P 2,5–3,8 кбар, T 400–500° C       | Зеленосланцевая; агвеванский, шванидзорский (Ag)      |
| Тектоно-магматическая активизация | Гердинский            | 200–350 млн. лет<br>C–P<br>(U-Pb, K-Ar)                              | Зоны Анкаванского и Далларского разломов – в блоках мигматит-плутонов               | Очень низкая степень метаморфизма воздымания<br>P 1–2 кбар, T 400° C        | Диафторез, кремнещелочной метасоматоз                 |
|                                   | Раннеальпийский       | 90–129 млн. лет<br>(K-Ar)  | Спитакский и Анкаван-Зангезурский разломы (синхронно с раскрытием офиолитовых зон)  | Очень слабая и низкая степень метаморфизма погружения; P 1–2 кбар, T 300° C | Цеолит-зеленосланцевая; апаранский (Ap)               |
|                                   | Позднеальпийский      | 65–7 млн. лет<br>(K-Ar)  | Анкаванский и поперечный разломы в пределах фундамента                              | Наложный аллохимический метасоматоз   | K-Na-метасоматоз                                      |

всех пород, за исключением metabазитов. В то же время степень окисленности от гранитоидов к метаморфическим сланцам основного состава падает от 2,15–2,33 до 1,90–1,93 (табл. 16).

Ильменит является наряду с магнетитом и рутилом наиболее распространенным аксессуарным минералом метаморфического комплекса.

| Минеральные фации метаморфитов                                      | Исходный состав породы   | Формации, формационно-генетические типы гранитоидов   | Петрогеохимические особенности  |
|---|--|---|---|
| Очковые, венитовые, слюдяные и амфиболовые гнейсы                   | Пелиты, алевролиты, габбро-диабазы   | Мигматит-граниты паравотхтонные, анатектические   | $K_2O/Na_2O \geq 1$ , $SiO_2/Al_2O_3 \geq 5$ ; $K/Rb = 162$ , $Rb/Sr = 0,85$<br>Nb, Ta, Sn, Mo, Y, Be, Rb                             |
| Кварц-двуслюдяные парасланцы, амфиболиты                            | Метапелиты, граувакки, известняки, метагабброиды   | Интрузивно-анатектические альбитовые, калиевые лейкограниты   | $K_2O/Na_2O < 1$ ;<br>$SiO_2/Al_2O_3 < 2,5-4$ , $Rb/Sr = 0,11$ ; $K/Rb = 263$<br>Fe, Ti, B, Al, Mo, TR                                |
| Амфиболитовые ортосланцевые биотитовые плагиогнейсы                 | Вулканогенно-осадочные геосинклинальные: песчаники, туфы, вулканики, габбро, гарцбургиты | Плагиомигматиты инъекционные. Интрузивно-палингенные, плагиогранитовая  | $K_2O/Na_2O < 0,1-0,2$ ;<br>$CaO/MgO = 1,2-1,7$ ;<br>$FeO/MgO = 0,6-0,9$ ;<br>$K/Rb = 520$ ; $Rb/Sr = 0,02$<br>Cr, Ti, Ni, Co, Cu     |
| Зеленые сланцы, амфиболиты, филлиты                                 | Аркозовые песчаники, филлиты, метавулканики, габбро, известняки                          | Реоморфически-интрузивные плагиограниты, гранито-гнейсы, интрузивно-анатектические граниты                          | $K_2O/Na_2O > 0,25-0,3$ ;<br>$CaO/MgO = 1,2-2,5$ ;<br>$FeO/MgO = 0,8-1,4$ ;<br>$K/Rb = 1000$ ; $Rb/Sr = 0,05$<br>Mn, V, Co, Ti, Sc, B |
| Кварц-альбитовые, кварц-альбит-мусковитовые метасоматиты, альбититы | Мигматит-граниты, сланцы кварц-хлоритовые, альбит-мусковитовые                           | Кварц-полевошпатовые метасоматиты<br>Кварц-альбитовые-актинолит-хлоритовые метасоматиты                             | Высокая K-Na-щелочность<br>TR(Ce), Th, Ti<br>Nb, Sr, Zr, Sc, P  |
| Пропилиты региональные  | Вулканики андезит-базальтов, интрузивы тоналитов   | Габбро-тоналит-гранодиоритовая<br>Габбро-диорит-диабазовая  | $K_2O/Na_2O \geq 0,4-0,6$ ;<br>$SiO_2/Al_2O_3 \geq 3$ ;<br>$FeO/MgO = 0,9-1,1$<br>Cu, Zn, Ti, Co, Ni                                  |
| Калиевый метасоматоз и поздняя альбитизация                         | Все виды метаморфитов и интрузивов   | Порфиробластовые граниты (65 млн. лет)<br>Гранит-порфировая (30–33 млн. лет)<br>Андезит-липаритовая (7–10 млн. лет) | $K_2O/Na_2O > 1,2-2$ ;<br>$SiO_2/Al_2O_3 > 5$<br>$K/Rb < 110$ ; $Rb/Sr = 1,43$<br>Sc, Rb, Ba, Rb, Mo, F, U                            |

В содержании ильменита отмечаются заметные вариации Ti (0,02–0,5%), что связано с различным первичным содержанием титана, сродство которого к железу в условиях амфиболитовой фации проявляется даже в условиях низкого окислительного потенциала. Среди нижней сланцевой серии В.А.Агамалян [2] выделяет ильменит-рутиловые кварц-слюдяные сланцы

Таблица 12

Возраст акцессорных минералов из гранитно-метаморфического фундамента

| Минерал                                | Содержание, % |       |       | Поправка<br>на $^{206}\text{Pb}$<br>(35 %) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$<br>при<br>$\text{Bo} = 1,17$ | Возраст,<br>млн. лет |
|--|---------------|-------|-------|--|---|----------------------|
|  | U             | Th    | Pb    |  |   |                      |
| Браннерит из альбититов, с. Бжни       | 32,0          | 5,55  | 1,42  | 0,497                                      | 0,0338  | 220–230              |
| Давидит из альбититов, с. Бжни         | 3,41          | 0,60  | 0,20  | 0,081                                      | 0,0411  | 260–270              |
| Анатаз из альбитовых гранитов, с. Бжни | 0,38          | 0,08  | 0,13  | 0,0455                                     | 0,2602  | 1525–1550            |
| Рутил из сланцев, апаранская толща     | 0,12          | 0,057 | 0,015 | 0,005                                      | 0,0975  | 550–600              |
| Циркон из слюдитов арзаканской серии   | 0,072         | 0,029 | 0,019 | 0,006                                      | 0,2112  | 1250–1300            |
| Циркон из мигматитов, с. Бжни          | 0,12          | 0,060 | 0,026 | 0,007                                      | 0,126   | 756–800              |
| Ортит из гнейсов арзаканской серии     | 0,06          | 0,24  | 0,029 | 0,010                                      | 0,197   | 1150–1200            |
| Ортит из плагиогранитов                | 0,0024        | 0,32  | 0,002 | 0,0007                                     | 0,063   | 390–400              |
| Ксенотим из сланцев арзаканской серии  | 1,28          | 3,55  | 0,46  | 0,160                                      | 0,274   | 1550–1650            |

Примечание. Определения U и Th выполнены в лабораториях КЭ, ИМГРЭ, ИГЕМ, а определения Pb прецизионно-количественным спектральным анализом — в лабораториях Бронницкой экспедиции и ИГН АН АрмССР. Доля обычного свинца в породе, по данным О.Д. Горбунова, не превышает 2–5% от общего содержания, а по отборочным пробам в сланцах и гнейсо-гранитах доля  $^{206}\text{Pb}$  всегда выше 65–78%.

с содержанием ильменита до 20–40%. Содержание в ильменитовых сланцах  $\text{TiO}_2$  составляет 2,35–3,40, а  $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 9,9–14,23%. Повышены содержания этих компонентов в магнетит-актинолитовых сланцах:  $\text{TiO}_2$  — 1,6,  $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 21,11% (с. Агверан).

Ильменит образует пластинчатые кристаллы размером 1–3, реже 5 мм, часты "скелетные" формы растворения и структуры распада с выделением магнетита и рутила, иногда и гематита. Ильменит ассоциирует с титановыми минералами, с альмандином, турмалином, андалузитом. В составе элементов-примесей, помимо изоморфных элементов группы железа и Sc — 0,0027, Sn — 0,0072, W — 0,0003, Nb — 0,014, Ta — 0,0015, Mo — 0,0003%, содержится целая гамма рудных (Pb, Sb, Bi, Ag, Au, As), находящихся в сорбированном состоянии или в виде субмикроскопических включений собственных минералов (U, Th, Y, Ce, B).

Рутил является наиболее характерным акцессорным минералом всего

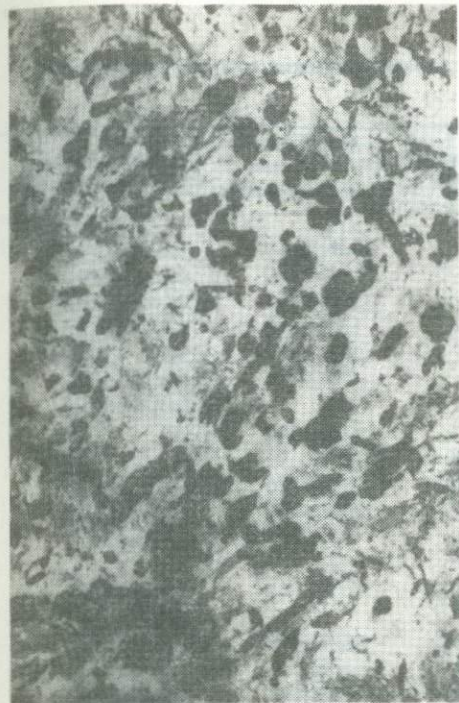


Рис. 59. Метаморфогенный магнетит



Рис. 60. Выделения позднего рутила вдоль сланцеватости в амфиболитах

разреза метаморфического комплекса (рис. 60); в отдельных случаях в актинолитовых, роговообманковых (Арзакан, Апаран) сланцах дает значительные концентрации — 1,5—4,5, редко 10%. Рутил характерен и для пород гнейсово-кристаллосланцевого комплекса: в мигматит-гранитах, малевских гранитах, бжнийских анатектических гранитах, аплитах, пегматитах и кварцевых жилах установлены содержания от 10—50 до 200—500 г/т. В связи с практическим значением рутилоносных сланцев состав акцессорного рутила обстоятельно описан [113].

Рутил из актинолитовых сланцев образует призматические столбчатые, иногда игольчатые кристаллы размером 0,1—1,5 мм с хорошо развитой формой {100}. Нередки неправильной формы лапчатые выделения. Часто замещает ильменит, иногда образует параморфозы по анатазу. В роговообманковых сланцах и гранитах рутил имеет более сложные кристаллографические формы и колеччатые тройники по (011). Окраска рутила в пределах одного типа пород изменчивая — от желто-оранжевой, до темно-оранжевой, красно-вишневой и черной. Интенсивность окраски, по мнению Е.В. Самвелян [113], находится в прямой связи с содержанием железа в исходной породе. Довольно отчетливо формы кристаллов рутила, яркость окраски и прозрачность зависят от степени метаморфизма. Для пород зеленосланцевой фации характерны лапчатые бесформенные выделения скрытокристаллического агрегатного строения, полупрозрачные с вростками гематита и

Т а б л и ц а 13

Содержание акцессорных минералов в метаморфических породах, гранитоидах и метасоматитах, г/т

| Минерал           | Кварц-слюдяные, гранатовые сланцы, гнейсы | Амфиболито-вые сланцы | Актинолито-вые рутило-носные сланцы | Мигматит-граниты      |
|-------------------|---|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| Магнетит*         | 0,2-0,4                                   | 0,12-0,7              | 0,8-2,0                             | 0,3-0,5               |
| Ильменит*         | 0,06-2,42                                 | 0,1-0,2               | 1-4,5                               | 0,02-0,05             |
| Гематит           | 120-170                                   | 230-290               | 560-920                             | 28-32                 |
| Рутил             | 200-700                                   | 300-500               | 1,5-4,5*                            | 120-450               |
| Анализ            | 10-65                                     | 18-50                 | 200-350                             | 5-16                  |
| Брукит            | 5-28                                      | -                     | -                                   | Единичные знаки - 10  |
| Лейкоксен         | 85-10                                     | 750-900               | 420-1200                            | 72                    |
| Сфен              | 18-46                                     | 1706-1800             | 30-90                               | 56                    |
| Апатит            | 460-1520                                  | 1140-3000             | 750-1180                            | 1820-2000             |
| Циркон            | 16-540                                    | 10-16                 | 20-75                               | 200-500               |
| Монацит           | Единичные знаки - 7                       | -                     | -                                   | 12-16                 |
| Ксенотим          | То же - 5                                 | -                     | -                                   | Единичные знаки       |
| Ортит             | 10-30                                     | 10-Единичные знаки    | Единичные знаки                     | 7-22                  |
| Бастнезит         | -   | -                     | -                                   | Единичные знаки       |
| Ильменорутит      | -   | -                     | -                                   | -                     |
| Колумбит          | -   | -                     | -                                   | Единичные знаки       |
| Касситерит        | -   | -                     | Единичные знаки - 6                 | Единичные знаки - 6   |
| Шеелит            | -   | -                     | -                                   | Единичные знаки       |
| Ураноторит        | -   | -                     | -                                   | То же                 |
| Торит             | Единичные знаки                           | -                     | -                                   | "                     |
| Давидит           | -   | -                     | Единичные знаки                     | "                     |
| Браннерит         | -   | -                     | -                                   | -                     |
| Молибденит        | -   | -                     | -                                   | 0,5-1,2               |
| Галенит           | Единичные знаки                           | -                     | Единичные знаки                     | 0,8-4,2               |
| Сфалерит          | -   | Единичные знаки       | "                                   | Единичные знаки       |
| Пирит             | 1,8-12                                    | 6-14                  | 4-15                                | 18-54                 |
| Самородное золото | -   | -                     | -                                   | -                     |
| Турмалин          | 0,5-20*                                   | 16-34                 | 1,6-4,4                             | 116-814               |
| Гранат            | Единичные знаки - 5*                      | -                     | -                                   | Единичные знаки - 4,8 |

\*Содержание дано в процентах.

| Альбитовые гранитоиды, аляскиты | Альбиты и кварц-альбитовые жилы | Кварцевые жилы и кварциты | Плагиограниты и лейкограниты |
|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------|------------------------------|
| 0,1-0,25                        | 0,06-0,15*                      | 0,02-0,06                 | 0,2-0,15*                    |
| 0,03-0,14                       | 0,01-0,03*                      | 0,01-0,02                 | 0,1-0,4*                     |
| 120-170                         | 100-200                         | 300-500                   | 100-350                      |
| 70-160                          | 400-800                         | 15-160                    | 150-400                      |
| 10-18                           | 120-450                         | 4,5-15                    | 12-Единичные знаки           |
| 14-25                           | 100-150                         | -                         | Единичные знаки              |
| 65                              | 120                             | Единичные знаки           | 48-64                        |
| 124                             | 19                              | То же                     | 138-720                      |
| 1360                            | 1920                            | 12-34                     | 1240-6700                    |
| 250-480                         | 300-1600                        | Единичные знаки           | 120-380                      |
| 25-30                           | 120-160                         | -                         | 10-Единичные знаки           |
| 30-45                           | 40-75                           | -                         | Единичные знаки              |
| 5-20                            | 12-45                           | Единичные знаки           | 20-185                       |
| 6-8,5                           | 7-16                            | То же                     | Единичные знаки              |
| Единичные знаки                 | 10-15                           | "                         | 7-12                         |
| 6-10                            | Единичные знаки - 15            | -                         | -                            |
| 14-40                           | 15-44                           | 23-100                    | Единичные знаки              |
| 2-3,5                           | 0,5-1,2                         | Единичные знаки - 4       | То же                        |
| Единичные знаки                 | 1,2-1,8                         | -                         | "                            |
| То же                           | Единичные знаки                 | -                         | "                            |
| 7-16                            | 20-560                          | Единичные знаки           | Единичные знаки - 8          |
| 2-18                            | 10-14,0                         | -                         | -                            |
| 1,4-4,2                         | 3,1-5,2                         | 10-45                     | 0,5-1,6                      |
| 1,8-5,6                         | 1,2-4,1                         | 18-28                     | Единичные знаки - 1,2        |
| Единичные знаки                 | 1,2-1,8                         | 16-45                     | Единичные знаки              |
| 14-18                           | 70-140                          | 60-450                    | 5-18                         |
| Единичные знаки                 | Единичные знаки                 | 2-15                      | Единичные знаки              |
| 120-190                         | 6-150                           | Единичные знаки - 30      | 51-1280                      |
| Единичные знаки                 | -                               | -                         | Единичные знаки              |

Таблица 14

Содержание элементов-примесей в главных акцессорных минералах из сланцев и мигматитов, г/т

| Элемент | Магнетит из гнейсов и гранитов | Магнетит из актинолитовых сланцев | Ильменит из слюдяных сланцев | Рутил из гнейсов и гранитов | Рутил из актинолитовых сланцев | Ортит из плагиогранитов |
|---------|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|-------------------------|
| Be      | 1                              | 5,2                               | 0,75                         | 50                          | 7                              | 9,2                     |
| Sr      | 15                             | 54                                | 85                           | 84                          | 120                            | 210                     |
| Ba      | 18                             | 90                                | 38                           | 42                          | 75                             | 290                     |
| Mn      | 1800                           | 600                               | 400                          | 320                         | 2100                           | 3900                    |
| Ni      | 100                            | 12                                | 13                           | 4,7                         | 3,5                            | 40                      |
| Co      | 12                             | 20                                | 90                           | 9,2                         | 4,8                            | 35                      |
| V       | 180                            | 100                               | 56                           | 1800                        | 620                            | 1100                    |
| Cr      | 180                            | 56                                | 16                           | 280                         | 190                            | 110                     |
| Cu      | 32                             | 53                                | 80                           | 15                          | 71                             | 140                     |
| Mo      | 180                            | 56                                | 9                            | 5,6                         | 2,8                            | 10                      |
| Pb      | 7,5                            | 25                                | 16                           | 13,5                        | 3,5                            | 20                      |
| Zn      | 320                            | 150                               | 70                           | 36                          | 46                             | 54                      |
| Sb      | —                              | —                                 | 120                          | 150                         | 74                             | 8,7                     |
| Bi      | 1                              | 0,8                               | 10                           | 5                           | 2                              | —                       |
| Sn      | 18                             | 12                                | 7,2                          | 800                         | 640                            | 42                      |
| W       | 1                              | —                                 | 3,2                          | 510                         | 400                            | 1,5                     |
| Zr      | 130                            | 230                               | 50                           | 380                         | 220                            | 600                     |
| Hf      | 15                             | 10                                | 7,6                          | 40                          | 38                             | 17                      |
| Nb      | 50                             | 72                                | 140                          | 6000                        | 1500                           | 290                     |
| Ta      | 3                              | 2                                 | 15                           | 650                         | 280                            | 4,2                     |
| Y       | 13                             | 10                                | 17                           | 580                         | 210                            | 450                     |
| Yb      | 7,5                            | 1                                 | 4,2                          | 63                          | 120                            | 20                      |
| La      | 20                             | 53                                | 21                           | 1100                        | 1200                           | 4,7*                    |
| Ce      | 10                             | 14                                | 130                          | 1300                        | 210                            | 10*                     |
| Lu      | 1                              | —                                 | —                            | 3                           | 15                             | 20                      |
| Sc      | 42                             | 30                                | 27                           | 82                          | 86                             | 160                     |
| Ge      | 3                              | 4                                 | 4,6                          | 8                           | 13                             | 4,8                     |
| Th      | —                              | 18                                | 5,2                          | 570                         | 5,6                            | 3200                    |
| U       | —                              | 1,8                               | 16                           | 1204                        | 5                              | 24                      |
| Ag      | 0,05                           | 0,06                              | 0,42                         | 0,7                         | 0,6                            | 2,7                     |
| Au      | 4                              | —                                 | 3,2                          | —                           | 0,06                           | —                       |
| B       | 30                             | 28                                | 120                          | 1,4                         | 6                              | 18                      |

По данным приближенно-количественных спектральных анализов М.Мартиросьяна (ИГН АН АрмССР). В пиритах из кварцевых жил в пределах Арзаканского метамор-

реликтов ильменита, для амфиболитовых сланцев — темно-оранжевые, прозрачные кристаллы простого габитуса. В породах гнейсо-мигматитовой серии рутил представлен хорошо ограненными сложными кристаллами, двойниками ярко-оранжево-красного цвета и с высокой прозрачностью. Рутил проявляет антогонизм к сфену. В слоистых сланцах, актинолитовых рутилоносных сланцах сфена практически нет. В то же время в роговооб-

| Циркон из сланцев и гнейсов | Циркон из анатектических гранитов | Сфен из гранитов | Апатит из сланцев и гнейсов | Пирит из гнейсов и гранитов | Давидит из альбитовых гранитов | Браннерит из альбитов |
|-----------------------------|-----------------------------------|------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------|-----------------------|
| 10                          | 18                                | 4                | 1                           | —                           | 40                             | 6,5                   |
| 58                          | 15                                | 1500             | 560                         | —                           | 120                            | 100                   |
| 49                          | 24                                | 730              | 180                         | —                           | 4200                           | 150                   |
| 82                          | 16                                | 1600             | 240                         | 15                          | 600                            | 360                   |
| 3,9                         | 3                                 | 21               | 5                           | 56                          | 75                             | 12                    |
| 3,5                         | 2,7                               | 16               | 4,2                         | 42                          | 24                             | 15                    |
| 40                          | 30                                | 460              | 2,4                         | 130                         | 2,5*                           | 175                   |
| 4,8                         | 3                                 | 12               | 1,8                         | 4,2                         | 1,24*                          | 5                     |
| 370                         | 150                               | 75               | 1,4                         | 42                          | 90                             | 12                    |
| 7,4                         | 10                                | 70               | 2,4                         | 3,2                         | 24                             | 6                     |
| 190                         | 200                               | 200              | 13                          | 7,5                         | 2000                           | 1,42*                 |
| 10                          | 15                                | 40               | 24                          | 32                          | 920                            | 15                    |
| —                           | —                                 | 72               | —                           | —                           | 640                            | 35                    |
| 22                          | 15                                | 7,5              | 3,2                         | 18                          | 16                             | 40                    |
| 34                          | 50                                | 280              | 1                           | 2,4                         | 200                            | 300                   |
| 3,6                         | 12                                | 35               | —                           | —                           | —                              | 10                    |
| 67,1*                       | 67,1*                             | 360              | 560                         | 7,5                         | 1600                           | 520                   |
| 4100                        | 5400                              | 110              | 24                          | —                           | 1400                           | 60                    |
| 270                         | 350                               | 5100             | 5,6                         | —                           | 260                            | 300                   |
| 140                         | 160                               | 850              | —                           | —                           | 80                             | 50                    |
| 2900                        | 3100                              | 2800             | 320                         | —                           | 2,15*                          | 1,2*                  |
| 800                         | 1000                              | 960              | 24                          | —                           | 0,76*                          | 0,3*                  |
| 530                         | 500                               | 1500             | 300                         | —                           | 2,3*                           | 0,5*                  |
| 500                         | 380                               | 4700             | 560                         | —                           | 1,9*                           | 1,2*                  |
| 110                         | 130                               | 6,5              | 10                          | —                           | 600                            | 200                   |
| 120                         | 130                               | 19               | 13                          | —                           | 2600                           | 1000                  |
| 10                          | 5                                 | 17               | 1                           | 2                           | 30                             | 18                    |
| 290                         | 600                               | 120              | 18                          | —                           | 0,6*                           | 5,55*                 |
| 720                         | 1200                              | 80               | 2                           | —                           | 3,43*                          | 32*                   |
| 10                          | 5                                 | 11               | 0,075                       | 0,10                        | 8                              | —                     |
| —                           | —                                 | —                | —                           | 7                           | —                              | —                     |
| —                           | —                                 | 10               | 6,6                         | —                           | 13                             | 18                    |

фического комплекса, по нашим данным, — 5,2–6,5 г/т золота, по данным А.И.Карапетяна, в мономинеральных пиритах из зон пиритизации — 15 г/т. \* — в %.

манково-полевошпатовых сланцах сфена очень много, но нет рутила. Взаимоотношения титанистых минералов между собой и с породообразующими минералами показывают, что, с одной стороны, рутил образуется при замещении высокотитанистых роговых обманок, актинолита и биотита хлоритом (сагенит), с другой — при разложении первичных ильменитов и титаномагнетитов. Важное значение при этих процессах имеет режим CO<sub>2</sub>, при

Таблица 14 (окончание)

| Элемент | Анализ из альбититов | Ксенотим из анатектических гранитов | Турмалин из сланцев и гранитов | Ортит из гранито-гнейсов | Гранат из слюдяных гнейсов |
|---------|----------------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|----------------------------|
| Be      | 3,2                  | 160                                 | 15                             | 12                       | 3,7                        |
| Sr      | 16                   | 25                                  | 84                             | 2000                     | —                          |
| Ba      | 42                   | 35                                  | 420                            | 4000                     | 4,2                        |
| Mn      | 500                  | 120                                 | 610                            | 3000                     | 0,5                        |
| Ni      | 12                   | 10                                  | 20                             | 10                       | 2,8                        |
| Co      | 20                   | 15                                  | 9,2                            | 29                       | 24                         |
| V       | 175                  | 60                                  | 34                             | 1200                     | 52                         |
| Cr      | 15                   | —                                   | 2,4                            | 240                      | 94                         |
| Cu      | 90                   | —                                   | 11                             | 110                      | 6,6                        |
| Mo      | 6,5                  | 4,0                                 | 10                             | 10                       | 5,9                        |
| Pb      | 1800                 | 0,46                                | 4,8                            | 290                      | 5,2                        |
| Zn      | 200                  | 40                                  | 54                             | 360                      | 120                        |
| Sb      | 15                   | 500                                 | 15                             | —                        | —                          |
| Bi      | 10                   | 100                                 | 6,8                            | —                        | —                          |
| Sn      | 160                  | 30                                  | 32                             | 53                       | 4,0                        |
| W       | —                    | —                                   | —                              | —                        | —                          |
| Zr      | 800                  | 1,6                                 | 49                             | 75                       | 100                        |
| Hf      | 200                  | 0,12                                | 4,5                            | —                        | 8,3                        |
| Nb      | 300                  | 120                                 | 26                             | 120                      | 16                         |
| Ta      | 100                  | 15                                  | —                              | —                        | 28                         |
| Y       | 800                  | 10                                  | 7,2                            | 4200                     | 140                        |
| Yb      | 100                  | 1,5                                 | 2,1                            | 330                      | 29                         |
| La      | 1200                 | 1,4                                 | 63                             | 5,3                      | 50                         |
| Ce      | 900                  | 0,6                                 | 24                             | 11,6                     | 100                        |
| Lu      | 50                   | 0,3                                 | —                              | 57                       | —                          |
| Sc      | 750                  | 1760                                | 41                             | 390                      | 80                         |
| Ge      | 20                   | 15                                  | 41                             | 11                       | 20                         |
| Th      | 0,12                 | 3,55                                | 18                             | 2400                     | 6,2                        |
| U       | 0,21                 | 1,28                                | —                              | 600                      | —                          |
| Ag      | —                    | 0,75                                | 0,27                           | 9,6                      | —                          |
| Au      | —                    | —                                   | —                              | —                        | 0,35                       |
| B       | 10                   | 40                                  | 10                             | 39                       | —                          |

высоком парциальном давлении которого возрастает стабильность карбонатов, и  $TiO_2$  выделяется в виде рутила в парагенезисе с кальцитом, а в качестве переходной неустойчивой фазы часто выступает лейкоксен.

В эпидот-амфиболитовых фациях парциальное давление  $CO_2$  во флюиде низкое и кальцит неустойчив, поэтому выделяется более абиссофильный сфен. Широкое развитие рутила в гнейсо-кристаллосланцевых породах связано с бедностью их кальцием.

Химические составы рутила из пород различных фаций метаморфизма (табл. 17) показывают, что параллельно с возрастанием  $P$ - $T$ -метаморфизма возрастает содержание  $Fe_2O_3$ ,  $Nb_2O_5$ , понижается  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ . Содержание

Таблица 15

Рентгенометрическая характеристика  $\alpha$ -железа

| Номер | I  | d/n   | Номер | I | d/n   |
|-------|----|-------|-------|---|-------|
| 1     | 5  | 2,526 | 5     | 3 | 1,483 |
| 2     | 2  | 2,030 | 6     | 4 | 1,431 |
| 3     | 10 | 2,024 | 7     | 5 | 1,168 |
| 4     | 3  | 1,613 | 8     | 3 | 1,012 |

Примечание. Рентгенограмма выполнена в ИГН АН АрмССР (аналитик Э.Х.Хуршудян).

Таблица 16

Химический состав магнетитов, %

| Окисел                              | Гранито-гнейсы | Амфиболит | Актинолитовый сланец | Плагиогранит |
|-------------------------------------|----------------|-----------|----------------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>                    | 0,32           | 1,48      | 1,62                 | 0,18         |
| TiO <sub>2</sub>                    | 0,51           | 0,67      | 0,38                 | 0,03         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 69,36          | 64,30     | 62,48                | 67,84        |
| FeO                                 | 29,70          | 33,40     | 32,80                | 31,60        |
| MnO                                 | 0,02           | 0,18      | 0,20                 | 0,03         |
| MgO                                 | 0,08           | 0,34      | 1,30                 | 0,10         |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>       | 0,02           | 0,16      | 0,36                 | 0,06         |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 0,01           | 0,08      | 0,07                 | 0,01         |
| Сумма                               | 100,02         | 100,61    | 99,21                | 99,85        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO | 2,33           | 1,93      | 1,90                 | 2,15         |

Примечание. Химические анализы выполнены в НИГМИ (аналитик М. Акопян) и в ИГН АН АрмССР (аналитик О.А. Бозоян).

элементов в редкометалльных рутилах из гранито-гнейсового комплекса по сравнению с зеленосланцевым значительно выше (в 3–10 раз для ниобия, тантала, олова, урана, иттрия). Как и в других минералах, рутилы сорбируют при кристаллизации большое количество редких элементов, и в первую очередь рудные — Bi, Ag, Au, Pb, Zn и некоторые другие — Ba, Sr, Be. Характерной особенностью изученных рутилов являются высокие содержания Sn (0,08–0,064%), W (0,05–0,04%), Mo (0,0006–0,0003%), U и Th, вероятно, за счет включений давидита.

Анализ в незначительных концентрациях (5–35 г/т) встречается в ассоциации с рутилом. Особенно характерен он для кварц-сланцевых и графитоносных сланцев, а также гранито-гнейсов. Однако значительные концентрации и крупные по размерам выделения встречаются в альбититах и гранитах. Обычно анатаз образует удлиненные остропирамидальные кристаллы черного цвета размером 0,05–1 мм. В метасоматитах агрегаты кри-

Таблица 17

Химический состав роговиков из различных метаморфических пород\*, вес.%

| Окисел                         | Актинолитовый сланец | Слюдистый сланец | Роговообманковый сланец | Мигматит-гранит |
|--------------------------------|----------------------|------------------|-------------------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 1,92                 | 2,66             | 6,64                    | 2,60            |
| TiO <sub>2</sub>               | 93,86                | 92,04            | 82,33                   | 91,64           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,08                 | 0,58             | 1,45                    | 0,43            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,57                 | 2,50             | 2,23                    | 2,35            |
| FeO                            | Следы                | 0,24             | 0,40                    | 0,23            |
| MgO                            | 0,18                 | Следы            | Следы                   | Следы           |
| MnO                            | Следы                | ”                | 0,02                    | 0,03            |
| CaO                            | 0,28                 | Не обн.          | 4,42                    | Следы           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | Следы                | 0,65             | 0,37                    | 0,28            |
| Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,28                 | 0,39             | 0,31                    | 0,29            |
| K <sub>2</sub> O               | 0,23                 | 0,28             | 0,31                    | 0,29            |
| H <sub>2</sub> O               | 0,16                 | 0,18             | 0,07                    | 0,17            |
| П.п.п.                         | —                    | 0,37             | 0,57                    | 0,43            |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,24                 | 0,41             | 0,54                    | 0,98            |
| Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,028                | Следы            | Следы                   | Следы           |
| Сумма                          | 99,83                | 100,19           | 99,66                   | 99,72           |

\*Анализы заимствованы из работы Е.В. Самвелян [113].

Таблица 18

Химический состав анатаза, вес.%

| Окисел                         | Состав | Окисел                         | Состав | Окисел           | Состав | Окисел                         | Состав |
|--------------------------------|--------|--------------------------------|--------|------------------|--------|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 5,50   | Na <sub>2</sub> O              | 0,30   | MnO              | 0,04   | TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,70   |
| TiO <sub>2</sub>               | 85,45  | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,16   | MgO              | 0,30   | ThO <sub>2</sub>               | 0,12   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,12   | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,01   | CaO              | 0,10   | U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  | 0,21   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,10   | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,24   | K <sub>2</sub> O | 0,12   |                                |        |
| FeO                            | 0,15   | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,36   |                  |        | Сумма                          | 100,98 |

Анализ выполнен в химической лаборатории ИМГРЭ (аналитик В.Н.Архангельская).

таллов достигают 1–2 см в поперечнике. Часто лейкоксенизирован или образует полные псевдоморфозы. Химический анализ анатаза из альбититов приведен в табл. 18. Характерно высокое содержание Cr, V, редкоземельных элементов, U и Th, что обусловлено субмикроскопическими включениями тесно ассоциирующих браннерита и давидита. В составе элементов-примесей (см. табл. 17) распространены Sn (0,016%), Zr (0,08%), La, Ce (1,21–1,7%), Y (0,075%), а также Mo (0,0006%), Sb (0,0015%), Bi (0,001%), Zn (0,02%), Nb (0,03%), Sc (0,08%).

**Б р у к и т** среди окислов титана встречается редко и только в кварц-слюдистых сланцах и гранито-гнейсах с. Бжни. Повсеместное широкое развитие анатаза и рутила и приуроченность брукита только к высокометаморфизованным сериям свидетельствуют о высоких  $P-T$ -условиях образования этой полиморфной модификации. В то же время брукит нередко встречается в древних гранитах и альбититах. Брукит образует мелкие кристаллы пластинчатого габитуса светло-коричневой окраски, лейкоксенизирован.

**Х р о м и т** встречается в апогарцбургитовых серпентин-тремолит-талковых породах. Содержание его в метагипербазитах достигает 0,24%, а в тяжелых фракциях, где концентрируются полуразрушенные, часто пылевидные осколки, — 1–2%. Хромит черного цвета, формы выделений неправильные, реже октаэдрического облика кристаллы. Спектральным анализом установлены Ni (0,1–0,15%), Cu (0,007%), Zn (0,013%), В (0,001%).

**Ш п и н е л ь** — характерный минерал метаморфизованных карбонатных (доломитизированных) мраморизованных толщ нижней серии. Детальные исследования В.А. Агамалына, посвященные минералогии карбонатных пород, позволили установить контактово-метаморфическую группу минералов: оливин, диопсид, гранат, рутил и в ассоциации с ними шпинель. Она образует изометрические зернистые агрегаты, реже октаэдрические кристаллы зеленовато-черного цвета. Характерны сростки с магнетитом и оливином.

**К о р у н д** в виде редких бледно-розовых, иногда бесцветных осколков встречается в кварц-слюдистых сланцах и гнейсах. О природе корунда в сланцевой серии трудно достоверно судить; возможно, что это аутигенный минерал. Вероятно, образуется в высокоглиноземистых сланцах при замещении неустойчивого в условиях повышенных температур мусковита.

**Г е м а т и т** широко распространен в породах зеленосланцевой и эпидиот-амфиболитовой фации. Образуется при разложении и рутилизации первичных аксессуарных минералов пород ильменита и титаномагнетита. В железистых кварцитах и актинолитовых сланцах его содержание достигает 10–12%, он образуется за счет магнетита в виде пластинчатых, чешуйчатых выделений и агрегатов.

**Редкометалльные минералы.** **И л ь м е н о р у т и л** встречен в малевских гранитах, а также в калиевых гранитах и пегматитах бжнийского гранито-гнейсового комплекса. Более характерен для кварц-полевошпатовых метасоматитов, где ассоциирует с давидитом, колумбитом, монацитом и др. Образуется призматические кристаллы размером 0,5 мм в длину. Обычно грани покрыты штриховкой. Надежность диагностики подтверждена рентгенометрическим и спектральным анализом. Содержание Nb — 3–5%, Ta — 0,3–1, Th — 0,5, U — 0,3, Y — 0,1–0,3%.

Колумбит встречается в бжнийском мигматитовом комплексе, альбитовых гранитах и альбититах. Колумбит образует толсто-таблитчатые {010}, {100} кристаллы, реже радиально-лучистые агрегаты в грейзенизированных мигматит-гранитах. Размеры кристаллов 1–2, агрегатов — 5 мм. Ассоциирует с уранинитом, флюоритом, иттриалитом, гранатом и браннеритом. Цвет пластинчатых кристаллов буровато-черный с ярко-красными внутренними рефлексами. В препаратах изо тропизирован,  $N > 2,5$ . Параметры элементарной ячейки по данным межплоскостных расстояний:  $a_0 = 5,74$ ,  $b_0 = 14,24$ ,

$c_0 = 5,034 \text{ \AA}$ . Приближенно-спектральным анализом установлены содержания, в %: Mn — 1–3, Nb — > 10, Ta — > 5, Fe — 2–3, Ti — 0,3–1, Zr — 0,3, Be — 0,0003, Pb — 0,05, Th — 2,4, U — 1,25, примеси Cu, Mo, Li, Ce, Y (0,003–0,001%).

Имеющиеся данные позволяют отнести минерал к ферро-мангано-колумбиту.

Э в к с е н и т - п о л и к р а з характерен для малевских гранитов, аплит-пегматитов и анатектических гранитов с. Бжни. Образует неправильной формы выделения и осколки кристаллов тетрагональной призмы. Цвет красно-бурый. Как правило, покрыт беловато-серыми землистыми продуктами изменения. Изотропен,  $N = 2,2$ . Диагностирован рентгеновским методом. Содержание характерных примесей, %: Y, Nb, Ti (> 5–10%), Bi (0,3–1%), Sn (0,3%), Sc (0,03%), Ce (0,3%), Th (1–3%), U (1%).

Ц и р к о н — один из наиболее распространенных аксессуарных минералов кварц-сланцевых сланцев и гранито-гнейсов (рис. 61), где он встречается во всех петрографических разновидностях в разных количествах (см. табл. 13). Заметно высокие содержания циркона приурочены к альбитовым метасоматитам (до 300–1600 г/т).

В арзаканском слюдяно-сланцевом комплексе В.А.Агамалян [2] выделяет две генерации циркона. Ранний циркон-I имеет округлые очертания, хорошую окатанность и размеры 0,02–0,1 мм. Цвет желто-бурый с многочисленными включениями. Ядро темного цвета, слабо просвечивает. Как правило, включен в мусковит, удлинение 1 : 1,2. Поздний циркон-II отличается бесцветностью и прозрачностью. Грани призмы и дипирамиды несут лишь слабые признаки растворения. Характерны мелкие газово-жидкие просвечивающие включения. Размер зерен 0,01–0,1 мм, удлинение 1 : 1,6.

В бжнийском гранито-гнейсовом комплексе также выделяются по крайней мере два поколения циркона. Ранний циркон имеет округлые очертания, многочисленные трещины и темное ядро. Часто обрастает зоной прозрачного циркона. Размеры выделений небольшие — 0,01–0,05 мм, удлинение 1 : 1. Поздний циркон отличается золотисто-желтым цветом, удлиненно-призматическим габитусом с гранями (100), (110). Удлинение 1 : 2,5, размеры 0,04–0,06 мм. В зонах мигматизации при плавлении биотита и появлении ортоклаза в последнем сохраняются цирконы как включенные ранее в биотит, так и новообразованные удлиненно-призматические кристаллы. В альбитовых анатектических лейкогранитах и альбититах цирконы магматического генезиса характеризуются игольчатым габитусом (удлинение 1 : 5), бледно-золотистым цветом, частыми включениями рутила и давидита. Кроме того, в метасоматитах появляются цирконы циртолитового типа. В плагиогранитах паранского и малевского типов развиты преимущественно цирконы поздней генерации золотисто-желтого цвета. Габитус кристаллов удлиненный, игловидный (удлинение 1 : 2,5–1 : 3,5), обусловленный сильным развитием грани (311) и слабым — (111). Грани призмы {110} и {100} развиты равномерно. Размеры циркона 0,01–0,05 мм. Крупные цирконы винно-розового цвета с коротко-призматическим гиацинтовым габитусом (1 : 1,5) характерны для молодых порфиробластовых гранитов и аляскистов. Изучение цирконов, содержащихся в незначительном количестве в амфиболитовых и зеленых сланцах и филлитах, показало наличие по крайней мере двух генераций. Циркон-I обычно мутноватый, полупрозрачный,

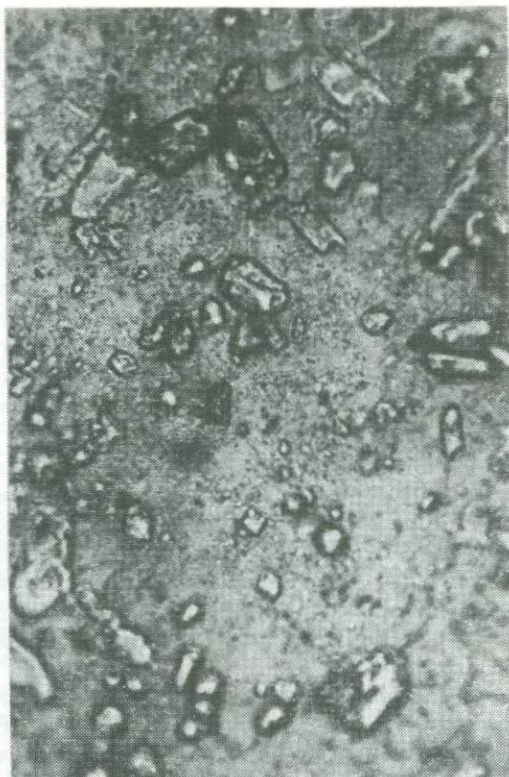


Рис. 61. Реликтовые, регенерированные и новообразованные цирконы в мигматизированных плагигнейсах

со стертими кристаллографическими формами. Размер окатанных зерен циркона варьирует от 0,01 до 0,2 мм. Циркон-II поздней генерации образует удлиненно-призматические бесцветные кристаллы размеров 0,2–0,35 мм со следами слабого растворения на гранях.

В цирконах из метаморфитов, мигматитов и анатектитов выделены следующие морфогенетические типы: 1) кластогенный циркон-I первичных осадочных пелито-граувакковых пород; 2) реликтовый ранее магматический циркон-I первичных магматических пород – микроклиновых гранитов, габброидов и вулканитов; 3) метаморфогенный (регенерированный) циркон-II – поздняя генерация в слюдяных сланцах, гнейсах, амфиболитах; 4) палингенно-магматический новообразованный циркон-II анатектических гранитов, мигматитов, аплитов; 5) поздний метасоматический циркон-II (циртолит) из альбититовых жил и кварц-полевошпатовых метасоматитов.

Таким образом, цирконы ранней генерации в метапелитовых метаграувакковых и метааркозовых сланцах относятся к кластогенным, а идиоморфная форма цирконов поздней генерации обусловлена регенерацией. В мигматитах, гнейсах цирконы ранней генерации являются реликтовыми и при процессах мигматизации частично регенерируются, так как большая

часть кристаллов в условиях высокой щелочности растворяется и появляется в виде идиоморфных кристаллов в анатекситах и метасоматитах.

Приближенно-изотопный возраст цирконов (урано-свинцовый метод) показал: для слюдястых сланцев — 1250–1300 млн. лет, анатектических гранитов (с. Бжни) и мигматитов — 750–800 млн. лет.

Были выполнены два приближенно-количественных спектральных анализа высокой точности для кластогенных цирконов из слюдястых сланцев, а также регенерированных и анатектических гранитов (см. табл. 14). Заметно высокое содержание элементов группы железа в кластогенных цирконах, в то же время более повышенные концентрации редких (Nb, Hf, Ta, Y, TR) и рудных (Mo, Bi, Pb, Sn, W) отмечаются в регенерированных цирконах. Содержание радиоактивных элементов в цирконах поздней генерации почти вдвое выше, чем в кластогенных цирконах при почти одинаковом количестве общего свинца. Геохимические особенности кластогенных цирконов указывают на их принадлежность к породам среднего состава.

**Борсодержащие акцессорные минералы.** Турмалин является по существу "сквозным" акцессорным, а в слюдясто-кварцитовых сланцах, где его содержание достигает 20–40% объема породы, — породообразующим минералом. Акцессорный турмалин широко развит во всех типах слюдяных, амфиболовых и зеленосланцевых пород. Более того, все гранитоиды фундамента содержат турмалин от 100 до 800 г/т вплоть до образования турмалиновых анатектических альбитовых гранитов. Турмалин встречается в пегматитах и кварцевых жилах.

Турмалин из метаморфического комплекса был подвергнут всестороннему исследованию. Ранее В.А. Агамаян [2] выполнил микроскопическое исследование турмалина из графитовых и кварцитовидных сланцев района с. Бжни. Турмалин из турмалин-кварцитовидных сланцев представлен "турмалиновыми солнцами" размером до 3–5 мм в поперечнике. Проявляется зональность окраски от бурого и чернильно-синего цвета в центре до светло-зеленоватого и розоватого по периферии. В графитовых, кварц-слюдяных, амфиболовых и актинолит-хлоритовых сланцах встречаются столбчато-призматические идиоморфные кристаллы буро-коричневого цвета. Размер кристаллов 0,6–1,5 мм. Показатель преломления —  $N_0$  — 1,652–1,660. В гранито-гнейсах, мигматитах турмалин представлен как удлинено-призматическими кристаллами светло-коричневого цвета, так и бесцветными агрегатами радиально-лучистого строения.

В плагиогранитах и анатектических гранитах турмалин встречается в виде удлинено-призматических кристаллов коричневого цвета. Характерна штриховка на гранях. Оптические и химико-аналитические исследования показывают, что турмалин представлен изоморфным рядом дравит-шерлит (табл. 19), при этом достаточно четко выявляется лимитирующая роль MgO, FeO в особенностях его окраски и нахождения. В гранито-гнейсах, обедненных MgO (0,5–1,5%) и сравнительно обогащенных окислами железа (2,5–4,5%), наблюдаются сравнительно светлоокрашенные разности. В турмалиновых сланцах (MgO — 3,5–5,5%,  $\Sigma$ FeO — 1,5–3,5%) и амфиболитах (MgO — 0,4–10%,  $\Sigma$ FeO — 8–13%) турмалин имеет темно-коричневый, буро-черный цвет. Приведенные анализы указывают на наличие составов от дравита до шерла с отношением MgO/ $\Sigma$ FeO от 2,2 до 0,22.

Были выполнены рентгенометрические исследования разноокрашенных

Таблица 19

Химический состав турмалинов, вес. %

| Окисел                         | Светло-коричневый бесцветный из гнейсов (дравит) | Темно-бурый до черного из сланцев (шерлит) | Окисел                         | Светло-коричневый бесцветный из гнейсов (дравит) | Темно-бурый до черного из сланцев (шерлит) |
|--------------------------------|--|--|--------------------------------|--|--|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,80  | 36,20                                      | Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,97   | 1,62                                       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,24   | 0,58                                       | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,22   | 0,06                                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 29,90  | 30,40                                      | B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 9,00   | 9,00                                       |
| ΣFeO                           | 5,46   | 15,70                                      | Σ                              | 99,28  | 100,44                                     |
| MgO                            | 12,06  | 3,49                                       | Ng                             | 1,650–1,657                                      | 1,659–1,665                                |
| MnO                            | 0,08   | 0,03                                       | Np                             | 1,632–1,637                                      | 1,626–1,641                                |
| CaO                            | 0,55   | 3,36                                       |                                |  |  |

Анализы выполнил М.Я. Мартиросян количественно-спектральным методом.

турмалинов, что позволило по изменению величины межплоскостных расстояний отнести турмалины из гранито-гнейсов и анатектических гранитов к магнизальным шерлам, а из турмалиновых сланцев — к железистым дравитам, в то время как турмалины из амфиболитов оказались близкими к шерлам. В парагенезисе с мусковитом и калиевым полевым шпатом более устойчивы железистые шерлы и железистые дравиты.

Состав элементов-примесей показывает ничтожное содержание Li (0,01%), высокое содержание Ti (0,24–0,58) и других элементов группы железа (Ni, Co, V, Cr). Кроме того, турмалины довольно охотно включают в кристаллическую решетку целый ряд рудных элементов (Mo, Cu, Pb, Zn, Sn, W), тогда как редкометалльные элементы (за исключением TR) встречаются в незначительных концентрациях. Приведенные данные, в том числе данные о концентрации бора во всех типах пород метаморфического комплекса, свидетельствуют о широком проявлении борно-щелочного метасоматоза, связанного с высокой подвижностью бора, особенно в метаморфогенных и послемагматических флюидах. Источником бора, возможно, являлись песчано-глинистые бороносные отложения, хотя приведенные факты не исключают его глубинной природы.

Процессы борно-щелочного метасоматоза не менее широко проявлены в альпийских гранитоидах (субвулканический массив Леджан, Нораревикская интрузия гранитоидов, Зангезур и т.д.), приводят к интенсивной турмалинизации, возможно, унаследованы от доальпийского фундамента.

**Урано-ториевые минералы.** Давидит в тесной ассоциации с браннеритом, рутилом, анатазом, брукситом, бастнезитом и уранинитом встречается в кварц-полевошпатовых и альбититовых жилах (рис. 62). Редкая вкрапленность давидита и браннерита обнаруживается в зонах брекчирования и катаклаза в гнейсо-мигматитах и слюдяных сланцах, подвергшихся раннему натриевому метасоматозу. Давидит образует хорошо ограненные таблитчато-призматические кристаллы, достигающие 1–1,5 см в поперечнике и 3–5 см в длину. Кристаллы тригонального габитуса с хорошо развитыми гранями: (0001), (1230), (2130) и (1120), содержание его невысокое — от 7–16 до 600 г/т. Часты двойники по (1120). Цвет черный, темно-бурый,



Рис. 62. Крупные выделения давидита в альбититах

слабо магнитен. Непрозрачный. Вследствие метамиктного распада изотропный. Показатель преломления варьирует ( $N - 2,2-2,6$ ).

Альбититы, включающие линзы и гнезда давидита, окрашены в красноватый цвет. Детальные химико-аналитические и рентгенометрические исследования давидита приведены в табл. 20, 21. Обращает на себя внимание сложность и изменчивость химического состава, высокое содержание глинозема,  $Cr_2O_3$  (2–3,24%),  $V_2O_5$  (1–1,6%), радиогенного свинца (0,1–0,13%) и радиоактивных элементов ( $ThO_2 - 0,09-0,063\%$ ),  $U_2O_8 - 3,14-3,35\%$ ). Возраст по изотопно-свинцовому методу – 460–580 млн. лет. В составе лантаноидов повышено содержание элементов цериевой подгруппы (La, Ce, Nd) – 61% при (Yb, Lu, Tu, Y) – 39% от суммы редкоземельных элементов. Необычно высоки содержания (%) Cr, V, Zr (0,16), Hf (0,14), Sc (0,26), Sn (0,02), а также Ge (0,003), Be (0,004), Ag (0,0008), Sb (0,064), Zn (0,09), B (0,0013).

Браннерит постоянно встречается в тесном сростании с давидитом в поздних нагреваемых метасоматитах. Содержание в альбититах незначительное – 2–14 г/т, хотя часто неправильной формы микровыделения размером 0,1–0,3 мм. В призматических кристаллах хорошо видна спайность. Цвет от черно-стального до желто-коричневого, блеск полуметаллический.

Таблица 20

Химический состав давидита и состав редких и редкоземельных элементов-примесей, вес. %

| Оксид                          | 1       | 2     | Оксид                          | 1       | 2      | Лантаноиды |            | Элементы-примеси |            |
|--------------------------------|---------|-------|--------------------------------|---------|--------|------------|------------|------------------|------------|
|                                |         |       |                                |         |        | элемент, % | элемент, % | элемент, %       | элемент, % |
| SiO <sub>2</sub>               | 2,72    | 2,83  | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,11    | 0,14   | La         | 2,30       | Zr               | 0,16       |
| TiO <sub>2</sub>               | 61,43   | 58,33 | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | He обн. | 0,004  | Ce         | 1,90       | Hf               | 0,14       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,23    | 5,05  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,24    | 2,00   | Nd         | 0,50       | Nb               | 0,026      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,20   | 17,43 | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,60    | 1,00   | Cd         | 0,12       | Sn               | 0,020      |
| FeO                            | —       | —     | TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,70    | 4,58   | Tu         | 0,07       | Ge               | 0,003      |
| MnO                            | Следы   | Следы | ThO <sub>2</sub>               | 0,063   | 0,09   | Dy         | 0,03       | Be               | 0,004      |
| MgO                            | He обн. | 0,36  | U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  | 3,14    | 3,35   | Yb         | 0,76       | Sc               | 0,26       |
| CuO                            | 0,11    | 0,60  | PbO                            | 0,10    | 0,13   | Lu         | 0,06       | Pb               | 0,13       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,53    | 0,26  | H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>  | 3,27    | 3,22   | Y          | 2,15       | Th               | 0,60       |
| K <sub>2</sub> O               | 0,12    | 0,25  | Сумма                          | 100,56  | 99,624 | TR         | 7,89       | U                | 2,41       |

Примечание. Давидит из альбититов (1) и из кварц-полевошпатовых жил (2); химические анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ (аналитик В.Н. Архангельская), количественно-спектральный анализ редкоземельных и редких элементов — в лаборатории ИГН АН АрмССР (М.Г. Мартиросян).

Таблица 21

Рентгенометрическая характеристика давидита-браннерита\*

| Номер | 1  | d/n    | Номер | 1 | d/n    | Номер | 1 | d/n    |
|-------|----|--------|-------|---|--------|-------|---|--------|
| 1     | 3  | 3,62   | 11    | 7 | 2,482  | 21    | 4 | 1,702  |
| 2     | 4  | 3,50*  | 12    | 4 | 2,470  | 22    | 9 | 1,689* |
| 3     | 5  | 3,381  | 13    | 3 | 2,414* | 23    | 4 | 1,623* |
| 4     | 10 | 3,245  | 14    | 5 | 2,243  | 24    | 5 | 1,593  |
| 5     | 4  | 3,189* | 15    | 5 | 2,188  | 25    | 2 | 1,541  |
| 6     | 3  | 3,044  | 16    | 5 | 2,134  | 26    | 2 | 1,501  |
| 7     | 6  | 2,873* | 17    | 3 | 2,057  | 27    | 3 | 1,482  |
| 8     | 3  | 2,821* | 18    | 2 | 1,914  | 28    | 5 | 1,435  |
| 9     | 2  | 2,727* | 19    | 2 | 1,888  | 29    | 2 | 1,416* |
| 10    | 4  | 2,617  | 20    | 6 | 1,793  | 30    | 5 | 1,361* |

\*Фазы браннерита. Образец прокален, t 900°С в течение 64 ч ДРОН-2, Co-Fe антика-тод (аналитики Э.Х. Хуршудян, Н.В. Ревазова).

Показатель преломления изотропных агрегатов  $N \approx 2,1-2,3$ . Кроме давидита, браннерит тесно сростается с рутилом, анатазом, ксенотимом. Часто образуются корочки бастнезита. По химическому составу (табл. 22) браннерит относится к иттриево-ториевому типу (U/Th — 5,8). Из других элементов-примесей встречаются Sc, Nb, Zr, V, Cr.

Ураноторианит образует бархатно-черные кубические кристаллы размером 0,2–0,6 мм в анатектических альбитовых гранитах и кварц-по-

Т а б л и ц а 22

Химический состав и элементы-примеси браннерита, вес. %

| Окисел           |      | Лантаноид |     | Элементы-примеси |      |
|------------------|------|-----------|-----|------------------|------|
| $\Sigma TR_2O_3$ | 3,35 | Ce        | 1,5 | Nb               | 0,2  |
| UO <sub>2</sub>  | 32,0 | La        | 0,3 | Sc               | 0,03 |
| ThO <sub>2</sub> | 5,55 | Yb        | 0,5 | V                | 0,03 |
| U/Th             | 6,8  | Y         | 3,0 | Cr               | 0,01 |

Химический состав приведен по Б.К. Архипову, лантаноиды и элементы-примеси — по М.Г. Мартиросяну (ИГН АН АрмССР).

левошпатовых метасоматитах. Тесно ассоциирует с давидитом и браннеритом. Изотропен. Спектральным анализом установлена высокая примесь Th (до 8%). Из других элементов отметим Y (1,5%), Ce (0,3%), Mo (0,001%), Bi (0,02%), Sb (0,01%), Ag (0,003%), Pb (0,25%).

У р а н о т о р и т встречается как в древних анатектических гранитах и мигматитах бжнийского комплекса, так и в более молодых порфиробластовых анортоклазовых гранитах. Образует дипирамидальные призматические тетрагональные кристаллы размером 0,05–0,1 мм, изумрудно-зеленые, часто покрытые буроватым пушистым налетом вторичных продуктов, изотропные вследствие метамиктного распада,  $N = 1,95$ . После прокаливания дает слабую дифракционную картину. Из элементов-примесей характерны: Th (5–10%), Zr (1–3%), Hf (0,3%), Y (1,5%). В слюдяных сланцах встречается оранжевый радиоактивный минерал с аналогичными свойствами, близкий к ториту.

**Редкоземельно-иттриевые минералы.** О р т и т один из наиболее широко распространенных акцессорных редкоземельных минералов в метаморфических сланцах и гранитоидах, особенно Бжнийского мигматитового комплекса, и в лейкократовых плагιοгранитах апаранского типа (рис. 63). Ортит в значительных концентрациях присутствует в роговообманково-полевошпатовых сланцах (от единичных знаков до 7–10 г/т). Здесь он образует небольшие кристаллы или неправильные зерна в сростании с эпидотом. Более крупные (1,5–2,5 мм, реже 0,5–1,2 см) кристаллы черно-бурого цвета характерны для плагιοгранитов, плагιοаплитов, пегматитов, размещенных в амфиболитосланцевой толще. В плагιοгранитах ортит был выделен как типоморфный минерал (1–2%). Постоянно ортит присутствует во всех типах гранитоидов фундамента: в микроклиновых гранитах Чкнах, порфиробластовых гранитах и мигматитах Бжни. Более крупные кристаллы ортита (3–4 мм) встречены в альбитовых лейкогранитах, аплитовидных гранитах, альбититах и кварц-полевошпатовых метасоматитах. Содержание его в гранитоидах варьирует от 10 до 200 г/т, редко более. Весьма оригинальные радиально-лучистые и очковые выделения наблюдались в гранитогнейсах с. Бжни.

Столь необычные по форме выделения ортита связаны с метаморфическими реакциями замещения кордиерита. Ортит тесно сростается с кварцем и дает лучистые, порой игольчатые микровыделения. Спайность отчетливая, характерен плеохроизм с более темной коричневой окраской по Ng. Пока-

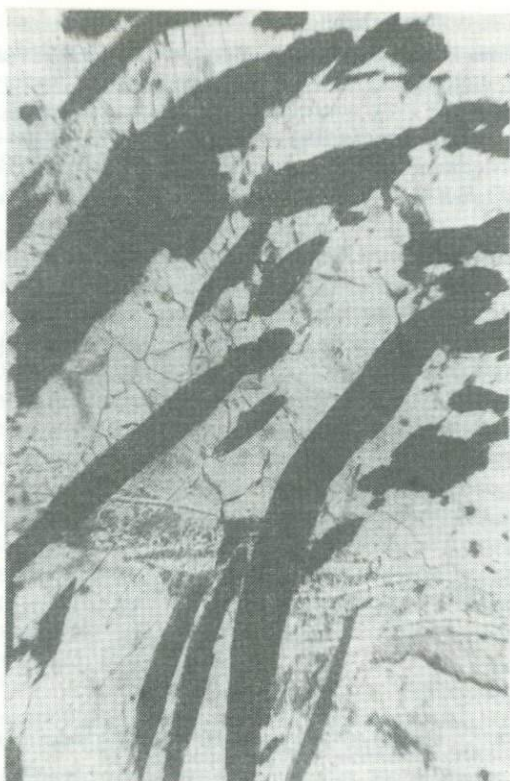


Рис. 63. Изогнутые кристаллы ортита

затели преломления варьируют: Ng — 1,781–1,792, Np — 1,763–1,770, Ng–Np — 0,016–0,012. Рентгенометрическая характеристика радиально-лучистого ортита и его химический состав приводятся в табл. 23 и 24. Нужно отметить высокое содержание  $\Sigma TR_2O_3$  — 24,46% и иттрия — 0,57%, а также радиоактивных элементов.

Возраст ортита, вычисленный приближенным ураново-свинцовым методом, равен 1150–1200 млн. лет.

Состав лантаноидов (табл. 23) показал резко выраженный цериевый (La, Ce) максимум, всего на долю TR-цериевой подгруппы приходится 97, а иттриевой — 3%  $\Sigma TR$ .

Содержание других элементов-примесей (в г/т): Zr — 750–660, Nb — 290, Cu — 140–110, Mo — 10, Y — 1200, Cr — 140–240, Tl — 24, Sn — 53–42, Ge — 11–5, Sc — 390–160, Be — 12–9, а также Sr — 2100–2000 и Ba — 260–400, реже — примеси W, Ag, As, Sb.

Моноцит совместно с цирконом, апатитом, ксенотимом встречается во всех разновидностях пород гнейсово-кристаллосланцевой серии. Образует мелкие (0,03–0,8 мм) пластинчатые по (100) кристаллы медово-желтого цвета. Характерно, что в отличие от ортита, являющегося концентратором редкоземельных минералов в породах с высокой основностью в восстановитель-

Таблица 23

## Химический состав и кристаллохимическая формула ортита из гранито-гнейсов

| Оксид, вес. %                  | Кристаллохимическая формула | Лантаноиды             |                               |             |       |      |
|--------------------------------|-----------------------------|------------------------|-------------------------------|-------------|-------|------|
|                                |                             | вес.% (от поро- ды)    | % (от $\Sigma$ лантано- идов) |             |       |      |
| SiO <sub>2</sub>               | 33,00                       | Si 2,749               | 3,0                           | $\Sigma$ TR | 20,86 | 100  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20                        | Al 0,251               |                               | Ce          | 11,60 | 55,5 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,80                       | Al 1,342               | 2,0                           | La          | 5,30  | 25,4 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                             | Fe <sup>2+</sup> 0,511 |                               | Nd          | 1,70  | 8,2  |
| FeO                            | 7,30                        | Ti 0,015               | Pr                            | He опр.     | —     |      |
| MnO                            | 0,36                        | Fe <sup>3+</sup> —     | Sm                            | 0,48        | 2,3   |      |
| MgO                            | 1,09                        | Mg 0,135               | Eu                            | 0,11        | 0,5   |      |
| CaO                            | 12,24                       | Mn 0,030               | Gd                            | 0,60        | 2,9   |      |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,92                        | Ca 1,092               | Tb                            | 0,11        | 0,5   |      |
| BaO                            | 0,40                        | Na 0,150               | Dy                            | 0,14        | 0,6   |      |
| TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24,46                       | TR 1,753               | Ho                            | 0,26        | 1,2   |      |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,57                        | Y <sup>3+</sup> 0,21   | Er                            | 0,036       | 0,2   |      |
| ThO <sub>2</sub>               | 0,27                        | Th <sup>4+</sup> 0,010 | Tu                            | 0,068       | 0,3   |      |
| U                              | 0,006                       | OH 1,112               | Yb                            | 0,033       | 0,1   |      |
| Pb                             | 0,029                       | O 0,888                | Lu                            | 0,005       | 0,1   |      |
| H <sub>2</sub> O               | 2,00                        |                        | Y                             | 0,42        | 2,2   |      |
| Сумма                          | 99,645                      |                        |                               |             |       |      |

Анализ выполнен спектральным методом, при пересчете были исключены 16% кварца, находящегося в сростках (аналитик М.Я. Мартиросян).

Таблица 24

## Рентгенометрическая характеристика ортита

| Номер | I  | d/n   | Номер | I | d/n   | Номер | I | d/n   |
|-------|----|-------|-------|---|-------|-------|---|-------|
| 1     | 3  | 9,3   | 11    | 8 | 1,892 | 21    | 4 | 1,181 |
| 2     | 3  | 8,03  | 12    | 7 | 1,648 | 22    | 4 | 1,147 |
| 3     | 2  | 4,62  | 13    | 8 | 1,584 | 23    | 4 | 1,095 |
| 4     | 4  | 4,06  | 14    | 7 | 1,501 | 24    | 2 | 1,086 |
| 5     | 7  | 3,37  | 15    | 8 | 1,448 | 25    | 2 | 1,067 |
| 6     | 8  | 2,89  | 16    | 7 | 1,399 | 26    | 2 | 1,058 |
| 7     | 10 | 2,53  | 17    | 5 | 1,351 | 27    | 2 | 1,050 |
| 8     | 5  | 2,363 | 18    | 6 | 1,326 | 28    | 5 | 1,030 |
| 9     | 4  | 2,141 | 19    | 6 | 1,305 | 29    | 5 | 1,022 |
| 10    | 9  | 2,017 | 20    | 8 | 1,272 | 30    | 2 | 0,986 |

Примечание. Условия съемки: PKD, FeK<sub>α-β</sub> антикатод, 2R = 57,3, 2r = 0,4 мм экспозиция 16 ч. Аналитики Э.Х. Хуршудян, Н.В. Ревазова

ных условиях (ассоциация с графитом), монацит свойствен породам с высокой глиноземистостью, щелочностью, сформировавшимся в более окислительной обстановке. Вопрос парагенетических соотношений ортита, монацита, апатита, ксенотима рассмотрен нами ранее [89]. Основные составляющие  $TR(Y) - CaO - P_2O_5 (SiO_2)$  образуют трехкомпонентную систему, в которой парагенезисы акцессорных, редкоземельных минералов в конечном итоге лимитируются соотношением концентраций  $CaO$  и  $P_2O_5$  и характерны для метapelитов, обогащенных  $CaO$ .

Особенно часто монацит встречается в зонах альбитизации и в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Спектральным приближенно-количественным анализом установлены высокие концентрации редкоземельных элементов: цериевой подгруппы — более 60%, а также  $Y - 0,8-1$ ,  $Th - 3$ ,  $U - 0,8$ ,  $Sc - 0,0320$ ,  $Be - 0,0018$ ,  $Mo - 0,003$ ,  $Pb - 0,045$ ,  $Sr - 0,016\%$  и др.

К с е н о т и м в единичных знаках встречается в кварц-слюдистых сланцах, более высокие концентрации присущи мигматизированным гнейсам, где в участках плавления биотита наблюдаются кучные скопления циркона и ксенотима в полях новообразованного ортоклаза. Кроме того, ксенотим очень характерен для альбитовых гранитов, альбитов и пегматитов. Образует мелкие (0,2–0,8 мм) октаэдрического габитуса кристаллы с хорошо развитыми гранями пирамиды  $\{110\}$  и очень слабо — призмы  $\{100\}$ . Показатель преломления  $Ng' - 1,76$ ,  $Np' - 1,714$ . Содержание  $Y$  и  $\Sigma TR$  высокие: кроме них, устанавливаются  $Nb - 0,01$ ,  $Sc - 0,12$ ,  $Yb - 1,2$ ,  $Be - 0,01$ ,  $U - 3$ ,  $Th - 0,6$ ,  $Bi - 0,06$ ,  $Sb - 0,25$ ,  $Mo - 0,01\%$ .

И т т р и а л и т установлен в ассоциации с ксенотимом, гадолинитом, гельвином в порфиروبластовых гранитах, аляскитах, пегматитах, а также в зонах калиевого метасоматоза, связанных с поздним альпийским этапом гранитизации субстрата, особенно тоналитовых интрузивов. Встречается в виде ромбопризматических бипирамидальных кристаллов ярко-оранжевого цвета. Изотропен,  $N - 1,78$ , рентгеноаморфен. Микроспектральным анализом установлены  $Y - 10$ ,  $U - 1-3$ ,  $Th - 5$ ,  $Sc - 1-3$ ,  $Zr - 0,3-1\%$ , в виде примеси —  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Mo$ ,  $Bi$ ,  $Sb$ .

Г а д о л и н и т. Очень редкий акцессорный минерал грейзенизированных, альбитизированных калиевых лейкогранитов и аляскитов; встречается также в мусковит-микроклиновых пегматитах. Образует буровато-черные призматические кристаллы, но чаще встречается в виде осколков неправильной формы. Изотропизирован,  $N - 1,78$ . Микроспектральным анализом установлены высокие содержания иттрия, бериллия, марганца и железа —  $5-10$ , а также примеси  $U - 0,3-1$ ,  $Bi - 0,02$ ,  $Eu - 0,1\%$  и  $Sn$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Th$ .

Г е л ь в и н установлен в тех же фациях пород, в ассоциации с гадолинитом, ксенотимом и иттриалитом, в виде призматических кристаллов и осколков, а также характерных зернистых агрегатов лимонно-желтого цвета. Диагностирован рентгенометрическим и микроспектральным анализом. Характерны высокие содержания  $Be - > 10$ ,  $Zn - 1,5\%$ ,  $Fe - 3,0\%$ .

Б а с т н е з и т — довольно распространенный акцессорный минерал послегранитных диафоритов альбититов, кварц-полевошпатовых и кварц-альбит-актинолитовых жил в зонах катаклаза, содержащих давидит, браннерит, ортит и другие редкоземельные минералы. Бастнезит образуется при разложении редкоземельных минералов, давая корочки землистых вторичных

продуктов на гранях давидита и браннерита или сплошные зернистые агрегаты желто-воскового цвета с перламутровым отливом. Показатели преломления:  $N_g - 1,76$ ,  $N_p - 1,71$ . Двупреломление высокое. Содержание бастнезита небольшое: в метасоматитах — 5–15 г/т, в анатектитах — единичные знаки. Достаточно надежно бастнезит диагностируется микроспектральным анализом и формой проявления в ассоциации с редкоземельными минералами.

**Кальцийсодержащие аксессуарные минералы.** Апатит является характерным минералом сланцевого комплекса и всех типов гранитоидов, однако по морфогенетическим особенностям делится на несколько разновидностей.

1. Терригенный апатит встречается в некоторых типах сланцев, а также в метааркозовых филлитах в виде округлых, окатанных, трещиноватых кристаллов размером 0,1–0,2 мм. Содержание в ряде случаев достигает 0,1–0,3%.

2. Апатит реликтовый характерен для амфиболитовых сланцев метавулканитового и метагабброидного типов. Представлен идиоморфными короткопризматическими кристаллами с характерными газово-жидкими включениями, сохранившимися в первичных магматических плагиоклазах основного состава, диопсидах и др. Содержание невысокое (100–180 г/т).

3. Апатит новообразованный, метаморфогенный (рис. 64), характерен для пород гнейсового и слюдисто-сланцевого комплексов, особенно для амфиболовых и амфибол-полевошпатовых сланцев и доломитизированных мраморов, где он образует крупные кристаллические агрегаты, полупрозрачные с многочисленными включениями. Содержание высокое, нередко достигает 1–2%.

4. Апатит магматический, кристаллизующийся из расплавов или растворов магматогенной природы в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Содержание повышенное — 0,1–0,3%. Кристаллы хорошо ограниченные, водяно-прозрачные, размером 0,10–0,25 мм.

По данным В.А. Агамаяна [2], апатит из слюдисто-сланцевой толщи по оптическим свойствам ( $N_o - 1,638$ ,  $N_e - 1,635$ ) относится к фтор-apatиту с  $\text{CaF}_2 - 80\%$ , а из графитовых сланцев ( $N_o - 1,655$ ,  $N_e - 1,652$ ) — к хлор-apatиту с  $\text{CaCl}_2 - 70\%$ . Апатит из амфиболитовых и зелено-сланцевых разностей и апогарцбургитовых метаморфитов также относится к хлор-apatиту с  $\text{CaCl}_2 - 80\%$  ( $N_o - 1,658$ ,  $N_e - 1,654$ ), а из гранитоидов — к фтор-apatиту с  $\text{CaF}_2 - 70-85\%$ .

Состав элементов-примесей в апатитах приведен в табл. 14. Из характерных элементов отметим  $\text{Sr} - 0,056$ ,  $\text{Pb} - 0,001$ ,  $\text{Ce} - 0,13$ ,  $\text{V} - 0,032$ ,  $\text{La} - 0,056$ ,  $\text{As} - 0,0024\%$ .

Сфен, как указывалось, менее характерен для пород зеленосланцевой серии в связи с высоким парциальным давлением  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  и устойчивостью парагенеза кальцит-рутил-альбит, а также для гнейсо-кристалло-сланцевой алмадин-амфиболитовой фации из-за крайней бедности метapelитов известью. В то же время в амфиболовых сланцах эпидот-амфиболитовой фации и лейкократовых плагиогранитах его содержание нередко достигает 1–1,8%. Сфен представлен как лапчатыми выделениями неправильной формы, получившимися при преобразовании первич-

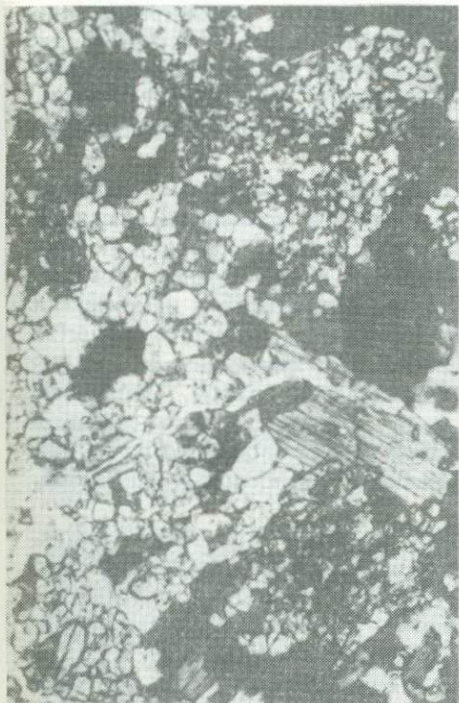


Рис. 64. Скопления апатита в амфиболитах



Рис. 65. Зонально-замещенный альмандин в графитовом слюдяном сланце

ного титаномагнетита и темноцветных минералов, так и идиоморфными копьевидными кристаллами, связанными с возрастанием миграции титана в условиях низкого парциального давления  $\text{CO}_2$  во флюиде. Кристаллы довольно крупные — 1,5–3 мм, цвет темно-оранжевый, бурый, много включений магнетита и темноцветных. В лейкократовых плагิโอгранитах, анатектических гранитах и мигматитах новообразованный сфен образует конвертообразные кристаллы бледно-желтого, лимонного цвета, часто ассоциирующие с красно-оранжевым рутилом.

Среди элементов-примесей сфена из гранитов (см. табл. 14) обращает на себя внимание высокое содержание преимущественно изоморфных примесей: Mo — 200 г/т, Pb — 40 г/т, Sn — 280 г/т, W — 35 г/т, Nb — 0,51%, Ta — 0,085%, Y — 0,28% и TR — 0,72%, U — 80 г/т, Th — 120 г/т, Sr — 1500 г/т, а также сорбированных — Sb — 72 г/т, Bi — 7,5 г/т, Ag — 11 г/т, U — 10 г/т.

Лейкоксен присутствует во всех рутилсодержащих породах как метастабильная фаза двуокиси титана, часто можно заметить тесное срастание кальцита и скрытокристаллического  $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  в виде неправильной формы агрегатов, развивающихся вдоль сланцеватости. Образуется при разложении ильменита, титаномагнетита и темноцветных минералов.

Флюорит встречается в единичных знаках в мигматитовых грани-

тах, микроклиновых гранитах, в несколько больших концентрациях (до 50–100 г/т) – в альбититах, кварц-полевошатовых метасоматитах и аляскитах. Образует бледно-фиолетовые, бесцветные, иногда бледно-зеленые куб-октаэдры и выделения неправильной формы размером 0,2–0,7 мм. Среди элементов-примесей главенствующую роль играют редкоземельные элементы цериевой группы.

**Г р а н а т ы.** Широко развиты гранаты, бедные кальциевым компонентом (23–33% андрадит-гроссулярового минала), в арзаканской слюдисто-сланцевой свите – в пятнистых и графитовых сланцах (рис. 65). По описаниям В.А. Агамалына [2], породообразующий гранат формирует светло-розовые порфиробласты размером 1–5 мм с показателем преломления  $N = 1,806 \pm 0,002$ . Характерны включения кварца, углистого вещества (в виде креста в кольце или концентрических фигур додэкаэдра), что объясняется самоочисткой при росте кристаллов граната. Содержание нередко достигает 10–20%. Гранат часто замещается хлорит-серицитовым агрегатом с сохранением внутренней гелицитовой структуры. Гранаты альмандин-пиропового ряда из сланцев и амфиболовых плаггиогнейсов охарактеризованы ниже (табл. 25).

Гранаты широко развиты в мигматит-гнейсовых комплексах, анатектических гранитах бжнийского и лейкоплаггиогранитах апаранского типа. В гранито-гнейсах они образуют ярко-красно-коричневые додэкаэдры, реже в зонах интенсивной мигматизации – светло-коричневые прозрачные кристаллы размером 0,3–0,8 мм. Показатель преломления  $N = 1,826 \pm 0,003$ , что соответствует гранатам пироп-альмандинового ряда с 37–40% гроссуляр-андрадитового минала.

В лейкократовых гранитах встречаются как гранаты пироп-альмандинового ряда с высокими содержаниями кальциевого компонента, образующие бледно-коричневые ( $N = 1,788 \pm 0,003\%$ ) додэкаэдрические кристаллы, так и бесцветные или серовато-зеленоватые кристаллы и агрегаты кальциевого граната андрадит-гроссулярового ряда ( $N = 1,756 \pm 0,005$ ). Последний широко развит в зонах плаггиогранитизации и мигматизации амфибол-биотит-полевошатовых сланцев (р. Артам-Дереси).

Для редких элементов граната альмандин-пиропового ряда из гранито-гнейсов характерно высокое содержание хрома – 94 г/т.

**Рудные акцессорные минералы.** К а с с и т е р и т наиболее характерен для анатектитов, диафторитов и гидротермалитов бжнийского гнейсово-мигматитового комплекса, реже встречается в рутилоносных амфиболитовых сланцах. Его содержание подвержено значительным вариациям даже в пределах одних и тех же фаций. В кварц-полевошатовых и кварцевых жилах молодых порфиробластовых гранитов, аляскитов и зон калишпатизации (Агверанский, Анкаванский массивы). Однако во всех изученных пробах содержание касситерита невелико и меняется от единичных знаков до 15 г/т и редко достигает 40–100 г/т в метасоматитах и кварцевых жилах. В отличие от них оловоносность древнего гнейсо-гранитного комплекса и сланцево-слюдяного комплекса обрамления довольно отчетлива. Содержание олова в гранито-гнейсах и анатектических гранитах – 8–15, в биотитах – 60–75, мусковитах – 13–18 г/т, а в акцессорных минералах (рутил, сфен, ортит) – 100–800 г/т, что близко к предельным для них в биотитах оловоносных гранитов – 55–300 г/т [84].

Таблица 25

Химический состав граната из гнейсо-гранитов, вес.%

| Оксид                          | Содержание | Оксид                         | Содержание | Компонентный состав |        |
|--------------------------------|------------|-------------------------------|------------|---------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 42,60      | MgO                           | 4,34       | Альмандин           | 56,6   |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,71       | Na <sub>2</sub> O             | 0,14       | Пироп               | 19,6   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,89      | K <sub>2</sub> O              | 0,73       | Гроссуляр           | 7,1    |
| FeO                            | 22,40      | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,05       | Андрадит            | 16,7   |
| Fe <sub>2</sub> O              | 7,38       | H <sub>2</sub> O              | Не обн.    | Альмандин/Пироп     | 2,9    |
| MnO                            | 0,05       | П.п.п.                        | 1,40       | $f_0 = a_0 A$       | 69,0   |
| CaO                            | 2,17       | Сумма                         | 100,86     |                     | 11,533 |

Аналитик Ж. Меликян (ИГН АН АрмССР).

Оловоносность грейзенизированных зон в мигматитах и гранитах бжнийского типа более отчетлива (20–30 г/т), реже встречаются пиковые содержания в гранитах и альбититах – 200 г/т.

Касситерит представлен дипирамидально-призматическими столбчатыми, реже игольчатыми кристаллами коричневого и желто-оранжевого цветов, часто ассоциирует с рутилом аналогичной окраски. Диагностика проводилась с применением спектрального анализа. Содержание олова в тяжелых фракциях гранито-гнейсов колеблется в пределах 140–800 г/т. Спектральным анализом в касситеритах обнаружены: W – 0,0042, Mo – 0,006, Sc – 0,004, Y – 0,01, Ti – 0,1–0,3, Be – 0,001% и др.

Вольфрамит тесно ассоциирует с касситеритом, рутилом, цирконом в зонах аллохимического натриевого метасоматоза и кварцевых жилах бжнийского комплекса мигматит-гранитов. Образует игольчатые и радиально-призматические агрегаты. Цвет красно-бурый до черного.

Шеллит встречается в порфиробластовых гранитах, реже в анатектических лейкогранитах и альбититах. Образует мелкие псевдооктаэдрического габитуса кристаллы и выделения неправильной формы. Обычно развиты грани дипирамидально-тетрагональной призмы {111}. Содержание меняется от единичных знаков до 4–5 г/т. Обычно бесцветен, серовато-голубой,  $N_g - 1,94$ ,  $N_p - 1,92$ .

Молибденит в ассоциации с другими сульфидными минералами присутствует во всех типах гранитоидов в пределах фундамента, но концентрация его возрастает в зонах аллохимического метасоматоза как ранней, так и поздней щелочной стадии. В кварцевых жилах и метасоматитах, развитых среди древних гранито-гнейсов (Бжни, Малев), плагиигранитов и зон калиевого метасоматоза в пределах тоналитовых массивов агваранского типа, содержание молибденита достигает 10–45 г/т.

Галенит и сфалерит в единичных знаках встречаются в сланцевом комплексе, особенно характерны для анатектических гранитов, мигматитов и связанных с ними метасоматитов и гидротермалитов.

Халькопирит отмечается совместно с галенитом и сфалеритом в метасоматитах и кварцевых жилах в гранито-гнейсовых комплексах бжнийского типа.

Пирит присутствует повсеместно преимущественно в виде кубичес-

ких, кубооктаэдрических и реже пентагон-додекаэдрических кристаллов размером 0,3–1,5 мм. Его содержание возрастает от сланцев слюдяных и амфиболовых метаморфитов к анатектитам и различным диафторитам от 1–2 до 500 г/т. Пирит встречается также в метаморфизованных карбонатных и ультраосновных породах. В значительной мере пирит подвержен лимонитизации, иногда с образованием полных псевдоморфоз. Сравнительно свежие кристаллы пирита наблюдаются в более молодых гранитах фундамента и кварц-полевошпатовых жилах. Для пиритов из гранито-гнейсов характерны: Ni, Co, V, Cu, Zn, Mo, Bi, Au, Ag. Высокие концентрации Au, Ag определены в пиритах из древних гранито-гнейсов.

**Закономерности минералообразования.** Видовой состав акцессорных минералов, образовавшихся при метаморфической дифференциации, зависит от состава исходных пород, термодинамических условий и степени метаморфизма. При переходе от низкой и средней ступени метаморфизма (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая фации) к высшей (альмандин-амфиболитовая фация) возрастает роль миграции и перераспределения микрокомпонентов пород, приводящих к мобилизации и концентрации в виде акцессорных минералов (рутила, ортита, турмалина, давидита, циркона, монацита). Мигратизация и палингенез в целом приводят к интенсификации выщелачиванию микрокомпонентов в полях их проявления с последующим выносом и накоплением в послемагматических метасоматитах аллохимического типа — альбититах, кварц-полевошпатовых метасоматитах, зонах натрияевого, калиевого метасоматоза и грейзенизации таких акцессориев, как давидит, браннерит, ураноторит, уранинит, колумбит, касситерит самородных элементов и редкометалльных минералов. Важную роль в концентрации редкометалльных и рудных акцессорных минералов (ортита, турмалина, эвксенита, ильменорутила, гадолинита, итриалита, вольфрамита) играют автометасоматические процессы позднемагматической стадии формирования интрузивно-анатектических гранитоидов. С возрастанием степени метаморфизма увеличивается миграционная способность редких элементов в ряду Ta, Nb, Y, Sn, W, Ti, TR, Th, U, Mo, Pb, Bi, Au, Ag.

Устойчивость кластогенных акцессорных минералов осадочно-терригенных пород и первично-магматических минералов понижается с возрастанием степени метаморфизма в ряду циркон—монацит—ильменит—титаномагнетит—апатит. Намечается специализация различных метаморфических серий по редким элементам и акцессорным минералам. Наиболее глубоко метаморфизованный бжнийский гранито-гнейсовый комплекс характеризуется давидит-браннерит-колумбит-касситерит-вольфрамитовой ассоциацией, арзаканская слюдисто-сланцевая серия — турмалин-ортит-гранат-молибденит-монацитовый, дзораглухская эпидот-амфиболитовая серия — ильменит-рутил-магнетит-апатитовой, а агверанская зеленосланцевая — магнетит-гематитовой ассоциацией.

Миграция и перераспределение компонентов, в том числе редких и рудных, в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма являются важными факторами метаморфогенного рудообразования. Последовательность минералообразования находится в зависимости от щелочности, исходного состава пород и термодинамических условий метаморфических, магматических и аллохимических процессов. В частности, выявляется,

что ассоциация аксессуарных минералов апоультрамафитов и метаморфизованных (в зонах мигматизации также и базификации) карбонатных пород весьма специфична: аварунит-хромитовая для метабазитов и шпинель-гранат-титанитовая для мраморов. Наблюдается отчетливая преемственность в минералого-геохимической специфике между позднеальпийскими гранитоидными формациями и геохимическими особенностями фундамента, и в частности для TR (Ce) (ортита), В (турмалина), Ti (рутил-анатаза), отчасти Mo.

В целом проведенные минералого-геохимические исследования различных фациальных серий метаморфических пород южной части Малого Кавказа и пространственно с ними тесно связанных различных формационно-генетических типов гранитоидов позволили уточнить ряд вопросов геологического строения, возраста и исходного субстрата метаморфических толщ и гранитоидов, а также выявить минералого-геохимические критерии их корреляции в пределах эпибайкальской Малокавказско-Иранской субплатформы.

## СРЕДНЯЯ АЗИЯ

### Морфологическая характеристика цирконов и литологические особенности метаморфического основания

Рифей-вендские отложения Западного Узбекистана, образующие основание видимого стратиграфического разреза, составляют ~ 40% площади останцовых возвышенностей гор Тамдытау, Ауминзатау и Нуратау. В них выделены три свиты (снизу вверх): узунсайская (средний рифей?), тасказганская и ее аналоги сувликсайская и кокпатаская (верхний рифей), бесапанская (рифей-венд?).

Каждая из выделенных свит имеет четкое ритмичное строение.

**Узунсайская ритмосвита.** Делится на три ритмоподсвиты: нижнюю — метапесчано-алевролит-сланцевую, среднюю — сланцевую с редкими прослоями кварцитов и верхнюю — метаалевролит-сланцевую. Суммарная мощность ритмосвиты 360—380 м.

Нижняя метапесчано-алевролит-сланцевая ритмоподсвита сложена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами и сланцами преимущественно серого и темно-серого цвета. Метапесчаники олигомиктовые, имеют сливной кварцитовидный облик и образуют прослой мощностью в 30—40 см. Метаалевролиты олигомиктовые темновато-серого цвета, листовато-слоистые, образуют прослой до 1—10 см. Сланцы, преимущественно слюдястые, ритмично чередуются с терригенными породами. Мощность прослоев 1—5 см, но отмечаются микроритмы с мощностью прослоев не более 2—3 мм. Вся ритмоподсвита пронизана огромным количеством метаморфогенного молочно-белого кварца. Для пород ритмоподсвиты, как впрочем и для всей ритмосвиты, характерна тонкая горизонтальная слоистость. Мощность 80 м.

Средняя сланцевая ритмоподсвита сложена слюдястыми и кварцево-слюдястыми сланцами с редкими прослоями микрокварцитов. Она подверглась интенсивному контактовому метаморфизму с образованием

углеродистых кварцевых роговиков, биотитовых и двуслюдяных сланцев, чередующихся с узловатыми альбит-кварцевыми и пятнистыми андалузит-хиастолитсодержащими сланцами. В верхней части появляются прослой плотных кварцевых песчаников, кварцито-песчаников и микрокварцитов небольшой мощности (30–40 м). Характерно присутствие прослоев углеродистых сланцев с кварцем и слюдами мощностью до 3 м и преобладание преимущественно кварцевых пород с более сильной степенью преобразования исходного материала в средней части разреза. Мощность ритмоподсвиты 200 м.

Верхняя метаалевролито-сланцевая ритмоподсвита характеризуется неполным ритмичным строением, выпадением из разреза метапесчаников и сильным уменьшением количества сланцевых прослоев. Это в основном кварцевые плотные метаалевролиты, чередующиеся с прослоями кварц-хлорит-серицитовых и мусковит-биотит-кварцевых сланцев мощностью 0,3–0,5 см. Мощность ритмоподсвиты 150 м.

Ритмичная слоистость в различных типах пород узунсайской свиты разная. Для низов узунсайской ритмосвиты характерна 3-компонентная микроритмичность с мощностью микроритмов от первых десятков миллиметров до 20–30 см (метапесчаник-метаалевролит-сланец). Неполные ритмы наблюдаются в верхней ее части. Каждый ритм начинается метापесчаниками или метаалевролитами и заканчивается сланцами.

Тасказганская (сувликсайская) ритмосвита. Разделена на две ритмоподсвиты: нижнюю — вулканогенную (наиболее глубоководную) и верхнюю — мелководную, карбонатную.

Нижняя ритмоподсвита (250–350 м) слагается ритмично переслаивающимися прослоями кремнистых пород и метавулканитов. Мощности отдельных прослоев меняются от 2 до 40 м. Породы нередко рассланцованы, содержат значительную примесь (до 3,5%) углеродистого вещества. Для них характерны массивные, полосчатые и плейчатые текстуры. Полосчатость связана с заметным обособлением кварца в более светлых и мощных полосках и слюдиристо-углеродистого материала, обусловившего образование менее мощных темных полосок. Границы их с метавулканитами, как ровные, так и извилистые, большей частью резкие. В массе кремней встречаются прослой углеродисто-слюдиристо-кварцевых сланцев с мелкими линзами (0,1–0,5 × 2–5 м) кальцитовых мраморов.

Метавулканиты представлены линзами и прослоями амфиболитов и актинолитовых сланцев. Амфиболиты имеют подчиненное значение и приурочены к нижним частям разреза и ритма. Иногда их границы секут кремнистые породы, в ассоциации с которыми они находятся. Состоят из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота, хлорита, кварца. Актинолитовые сланцы травяно-зеленые, тонко- и среднесланцеватые, характерны пластообразные формы. Мощности достигают нескольких десятков метров. Состав: кварц, альбит, актинолит, хлорит. Характерны сланцеватые, плейчатые и свилеватые текстуры. Мощности вулканогенных пород возрастают снизу вверх до нескольких десятков метров. Выше мощность их уменьшается и возрастает роль кремнистых образований.

Верхняя ритмоподсвита слагается двумя пачками, отличающимися по составу и степени метаморфизма: нижней — кварцито-известняково-доломитовой (200–250 м) и верхней — микрокварцито-доломитовой

(150–200 м). Нижняя характеризуется линзовидным переслаиванием углеродистых кварцитов, кальцитовых и доломитовых мраморов, причем в низах разреза преобладают карбонатные, а в верхах — кремнистые породы. Местами в ассоциации с кремнистыми породами отмечаются небольшие линзочки и прослойки рассланцованных актинолитовых сланцев, полностью исчезающих к кровле пачки. Для этой части разреза характерны двучленные ритмы, представленные переслаиванием кварцитов и доломитовых и кварцито-кальцитовых мраморов. Мощности кварцитов в разрезе составляют 0,6–7,45, доломитовых мраморов — 2,7–5,4, кальцитовых — 0,2–4,5 м. Границы между ними неровные, извилистые. Часто наблюдаются комковидные внедрения одних пород в другие. Значительно реже отмечаются трехчленные ритмы — метавулканы, кварциты, доломитовые мраморы.

Характерным признаком этой пачки является присутствие в ее кровле маркирующего горизонта углеродистых кварцитов мощностью 15–25 см, пересыщенных онколитами. Кварциты этой пачки аналогичны кремнистым образованиям нижней ритмоподсвиты, однако с меньшей пloidчатостью и полосчатостью.

Доломитовые мраморы представлены линзовидными плитчатыми и рассланцованными разностями серой и темно-серозой окраски. Кальцитовые мраморы темно-серые, черные, сажистые, сильно перекристаллизованные. В районе Сувликсая они скарнированы, содержат гнезда и линзы актинолита.

Верхняя пачка верхней ритмоподсвиты образована линзовидно залегающими телами размером от 0,5×1,2 до (3–4)×(20–50) м темно-серых, массивных, реже плитчатых и рассланцованных углеродистых кварцитов и микрокварцитов (с преобладанием последних), серых, розовато-серых, мелко- и среднезернистых доломитов и редких линз известняков (0,2–0,3)×(0,7–1,5 м). Отмечается ритмичная перемежаемость кварцитовых пород с карбонатными. Вверх по разрезу сокращается объем карбонатных и увеличивается количество кремнистых пород.

В отличие от подобных образований нижней ритмоподсвиты эти породы менее метаморфизованы. Вместо кварцитов появляются микрокварциты, вместо кальцитовых и доломитовых мраморов — доломиты и известняки. Общая мощность ритмосвиты — 600–850 м.

**Бесапанская ритмосвита.** Слагается средне-, редко-, тонкослоистыми крепкими серыми и темно-серыми хлорит-серицит-кварцевыми (12%), серицит-хлорит-кварцевыми (26%), биотит-хлорит-кварцевыми (24%), мягкими филлитовидными хлорит-серицитовыми микросланцами (21%) на юге Тамдытау и аналогичными сланцами, только с пиритом и графитом и реже — андалузитом, в районе Северного Нуратау.

Серые мелкозернистые олигомиктовые метапесчаники присутствуют в количестве 17%. В строении пачки наблюдается отчетливо выраженное погрубение материала снизу вверх.

В нижней части разреза наблюдаются трехкомпонентные ритмы. Мощности метапесчаников 0,2–0,5, слюдисто-кварцевых микросланцев — 0,8–1,2, хлорит-серицитовых — 0,6–0,8 м. Для пород ритмосвиты характерны серая окраска, преимущественно сланцевый состав пород, интенсивное рассланцевание и пloidчатость. Мощность ритмосвиты 200–250 м.

**Морфометрическая характеристика цирконов.** Работы М.А. Ахмеджана [8], Л.Н. Бельковой [13] и других исследователей выявили сложную историю метаморфизма рифей-вендского комплекса изучаемой территории. Метаморфические процессы изменили первичные характеристики осадочных пород и создали большие затруднения при восстановлении их первичного облика и условий накопления.

Для изучения акцессорных минералов [79, 110, 111, 133, 134] мы отобрали пробы из пород рифей-венда Западного Узбекистана и исследовали 80 искусственных шлихов, для которых были сделаны полуколичественные минералогические анализы. Кроме того, изучение обломочных акцессорных минералов проводилось нами в шлифах ( $> 1000$  шт.). Методика приготовления искусственных шлихов была близка к предложенной В.В. Ляховичем, но после дробления пробы отмучивались и отмывались в горячей воде, что способствовало задержке гидрофобных минералов и увеличению концентрации акцессорных минералов. Пробы имели различный вес — от 10 до 0,5 кг. Наши исследования показали, что пробы (штудфы) весом в 1,5–2 кг дают почти такой же выход тяжелой фракции, как и пробы большого веса, с разницей в единичных зернах. Проба весом в 1,5–2 кг дробилась, отмучивалась в горячей воде (50–60°C), затем высушивалась, пропускалась через сито 0,25 мм и сразу после отмывки в горячей воде разделялась в тяжелых жидкостях и центрифугировалась.

Всего в шлихах и шлифах нами установлено 32 минерала, составляющих тяжелую фракцию с удельным весом  $> 2,9$ . Большинство из этих минералов оказались метаморфогенными и только незначительная часть — обломочными. Принадлежность минералов к тому или иному типу определялась по форме минералов. Основными признаками обломочного происхождения акцессориев, которыми мы оперировали, являлись закономерное изменение размера их зерен и их округленная форма, которая могла возникать при разрушении и транспортировке первичных горных пород.

В тяжелой фракции сланцев обнаружены в порядке убывания: циркон, апатит, амфиболы, эпидот, турмалин, гранат, пирит, рутил, графит. Спорадически встречаются светлые пироксены, анатаз, барит, целестин, шеелит, ставролит. Все минералы, кроме циркона, реже — апатита и рутила, являются метаморфогенными. Для метапсаммитов и метаалевролитов типичны следующие минералы тяжелой фракции: циркон, апатит, фосфорит, лейкоксен, рутил, шеелит, молибденит, магнетит, пирит, графит. Спорадически отмечаются волластонит, гранат, силлиманит, дистен, диопсид, геденбергит, сфен. В кварцитах встречены апатит, фосфорит, пирит, магнетит, мартит в тесном сростании с лейкоксомом. Для доломитовых и кальцитовых мраморов характерны актинолит, магнетит, эпидот, спорадически — в некоторых линзах, содержащих алевролитовую примесь — циркон, рутил, сфен, анатаз.

В амфиболитах и актинолитовых сланцах отмечены актинолит, доломитовая обманка, магнетит, спорадически — ильменит, циркон, рутил.

К обломочным минералам по морфологическим признакам во всех изученных породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, относятся циркон, апатит, реже рутил. Для этих минералов характерны

округлая форма, шероховатая поверхность и реликты кристаллографических очертаний. Остальные минералы возникли в результате контактового и динамометаморфизма.

Циркон — один из самых распространенных минералов во всех изученных нами протолочках. Он встречается в большинстве литологических разностей пород, наименее подвержен процессам метаморфизма и поэтому был избран объектом исследования для использования его морфологических свойств в целях определения первичного состава метаморфических рифей-вендских образований.

Распределение циркона неравномерно. Наиболее богаты им (160–300 знаков на породу) кварциты и микрокварциты узунсайской свиты и метаалевролиты бесапанской. Меньше всего циркона, как впрочем и других минералов тяжелой фракции, в кварцитах и мраморах тасказганской ритмосвиты. В отдельных пробах кварцитов и доломитовых мраморов их нет.

Были изучены следующие его морфометрические характеристики: размеры, коэффициент удлинения, поверхность и габитус зерен, цвет, зональность, характер включений и трещиноватость, распространенность в породе, приуроченность его к тем или иным элементам ритма и связь определенных типов циркона с породами различного литологического и петрохимического состава.

Для морфометрической характеристики цирконов мы измеряли линейные размеры зерен и кристаллов под бинокляром и в шлифе. Сравнительный размер зерен определяли по формуле  $\sqrt{l \cdot b}$ , где  $l$  — длина минерала,  $b$  — ширина по методике [188, 189].

Как показали исследования И.К. Шулешко [141], коэффициент удлинения ( $l/b$ ) циркона можно получать при измерении зерен в шлифах, не готовя специальных препаратов.

Результаты изучения цирконов сведены в табл. 26, из которой следует, что все цирконовые зерна характеризуются хорошей и средней окатанностью (группы Б и В) цирконового и редко — гиацинтового типов [37].

Линейные размеры зерен варьируют от 0,004 до 0,6 мм по длинной оси и от 0,003 до 0,3 мм — по короткой. Наиболее крупными являются цирконы метапесчаников бесапанской ритмосвиты. Коэффициент удлинения цирконов почти во всех разновидностях пород приблизительно одинаков и колеблется в пределах 1,5–2. Эта величина характеризует осадочные породы (коэффициент удлинения меньше 2 вследствие истираемости зерен [188], тогда как в магматических породах он в среднем равен 3).

Цвет цирконов меняется снизу вверх по разрезу от бесцветного в породах узунсайской ритмосвиты до бурого в бесапанской. Поверхность цирконов также меняется от матовой на 90% до блестящей, глянцевой, снизу вверх по разрезу. Цирконы узунсайской ритмосвиты частично (группа А) имеют глянцевую, блестящую поверхность, наросты на гранях отдельных зерен и каемки нарастания (рис. 66). Большая часть зерен несет следы частичного растворения (рис. 67).

Цирконы тасказганской ритмосвиты и частично сувликсайской обладают зональным строением, изометричными включениями углеродистого вещества, изометричной формой зерен, часть которых приобрела грушевидную, оплавленную форму. Грушевидные цирконы с блестящей по-

Таблица 26

Морфологические и морфометрические характеристики цирконов рифей-вендских метасодочных формаций Западного Узбекистана

| Зона метаморфизма | Субфашия метаморфизма | Ритмосвита    | Наименование породы                           | Соотношение типов зерен, % |     |    | Длина, мм<br><i>l</i> | Ширина, мм<br><i>b</i> | Сравнительный размер, мм<br>$\sqrt{lb}$ | Кoeffициент удлинения, <i>l/b</i> | Габитус      |
|-------------------|-----------------------|---------------|---|----------------------------|-----|----|-----------------------|------------------------|---|-----------------------------------|--------------|
|                   |                       |               |   | A                          | B   | B  |                       |                        |   |                                   |              |
| 1                 | 2                     | 3             | 4   | 5                          | 6   | 7  | 8                     | 9                      | 10                                      | 11                                | 12           |
| Зеленосланцевая   | Хлорит-серпичитовая   | Бесалапская   | Метаспесчаники и металевролиты олигомиктовые  | 10                         | 30  | 60 | 0,03-0,25             | 0,02-0,2               | 0,02                                    | 1,4-2                             | Циркононовый |
|                   |                       |               | Кварциты                                      | -                          | 60  | 40 | 0,05-0,1              | 0,04-0,006             | 0,03                                    | 1,75-1,85                         | То же        |
|                   |                       |               | Сланцы слюди-сто-кварцевые                    | -                          | 100 | -  | 0,01-0,05             | 0,008-0,03             | 0,06                                    | 1,8-2                             | "            |
|                   |                       |               | Метаалевролиты кварц-плагио-клас-серпичитовые | 5                          | 70  | 25 | 0,05-0,10             | 0,02-0,06              | 0,02                                    | 1,5-2                             | "            |
|                   |                       |               | Сланцы биотит-кварцевые                       | 5                          | 60  | 40 | 0,009-0,02            | 0,006-0,003            | 0,07                                    | 1,8-2                             | "            |
|                   |                       |               | Микросланцы слюди-сто-уг-леродистые           | Единичные знаки            | 90  | 10 | 0,06-0,1              | 0,05-0,08              | 0,05                                    | 1,5-2                             | "            |
|                   | Биотит-мусковитовая   | Таскалганская | Кварцито-вые мраморы                          | -                          | 20  | 80 | 0,09-0,2              | 0,06-0,1               | 0,07                                    | 1,5-2                             | "            |
|                   |                       |               | Альбит-актино-литовые сланцы                  | 10                         | 40  | 50 | 0,07-0,09             | 0,04-0,06              | 0,05                                    | 1,4-2                             | "            |
|                   |                       |               | Амфиболиты                                    | -                          | 30  | 70 | 0,100-0,200           | 0,06-0,10              | 0,07                                    | 2-2,14                            | "            |
|                   |                       |               | Кварцито-вые мраморы                          | -                          | 20  | 80 | 0,09-0,2              | 0,06-0,1               | 0,07                                    | 1,5-2                             | "            |
|                   |                       |               | Альбит-актино-литовые сланцы                  | 10                         | 40  | 50 | 0,07-0,09             | 0,04-0,06              | 0,05                                    | 1,4-2                             | "            |
|                   |                       |               | Амфиболиты                                    | -                          | 30  | 70 | 0,100-0,200           | 0,06-0,10              | 0,07                                    | 2-2,14                            | "            |

| Цвет, количество (%)                           | Характер поверхности                                     | Включения | Количество проб | Количество замеров в шлифах | Зональность | Исходный состав пород                   |
|--|--|-----------|-----------------|-----------------------------|-------------|---|
| 13   | 14   | 15        | 16              | 17                          | 18          | 19                                      |
| Бурый - 88, розовый - 10, бесцветный - 2       | Матовая, глянцева у группы А                             | Есть      | 5               | 240-250                     | Есть        | Мелкозернистые алевролиты               |
| Бурый - 99, бесцветный - 1,                    | Матовая, наросты и новообразования (30%)                 | "         | 2               | 40-50                       | Нет         | Мелкозернистые алевропсаммиты           |
| Желтоватый - 89, розовый - 11                  | Матовая с наростами и выбоинами                          | "         | 2               | 45-50                       | "           | Мелкозернистые алевропелиты             |
| Бесцветный - 15, до густорозового - 85         | Шероховатая (90%). Блестящая у единичных зерен группы А  | "         | 2               | 150-170                     | "           | То же                                   |
| Густорозовый                                   | Шероховатая  | "         | 2               | 150-160                     | Есть        | "                                       |
| Розовый - 10, желтоватый - 70, бесцветный - 20 | Матовая  | Нет       | 4               | 100-102                     | Нет         | Глина с алевроитовой примесью           |
| Розовый - 100                                  | "  | Есть      | 3               | 10-15                       | Есть        | Карбонатные или с алевроитовой примесью |
| Розоватый - 30, бесцветный - 70                | Матовая (90%) и блестящая с грушевидными наростами (10%) | Нет       | 6               | 30-50                       | Нет         | Известковые глины с туфовым пеплом      |
| Бесцветный - 80, розоватый - 20                | Глянцевая (30%), матовая (70%)                           | "         | 5               | 40-67                       | "           | Туфы                                    |

Таблица 26 (окончание)

| 1 | 2 | 3           | 4   | 5  | 6  | 7          | 8           | 9           | 10     | 11     | 12             |
|---|---|-------------|---|----|----|------------|-------------|-------------|--------|--------|----------------|
|   |   | Узунсайская | Метаалевролиты серицит-кварцевые                        | 1  | 90 | 9          | 0,08-0,1    | 0,05-0,08   | 0,06   | 1,8-2  | широкоугольная |
|   |   |             | Кварцит   | -  | 80 | 20         | 0,06-0,1    | 0,03-0,06   | 0,05   | 1,70   | "              |
|   |   |             | Сланцы: серицит-биотит-хлоритовые                       | 10 | 70 | 20         | 0,004-0,007 | 0,002-0,004 | 0,03   | 1,85-2 | "              |
|   |   |             | мусковит-биотитовые узловые хлоритовые кварц-биотитовые | 10 | 90 | -          | 0,005-0,008 | 0,003-0,005 | 0,03   | 2      | "              |
|   |   |             | Еди-ничные кварц-биотитовые                             | 90 | 10 | 0,003-0,05 | 0,003-0,006 | 0,03        | 1,82-2 | "      |                |

Примечание. Результаты изучения цирконов из протолок 80 проб. Цирконов не оказалось в 30 пробах амфиболитов вулканогенного генезиса, а также кварцита + доломитов.

верхностью отмечаются в прослоях пород, подвергшихся термальному метаморфизму. Цирконы пород беспанской ритмосвиты имеют массу выбоин, царапин, трещин, создающих шероховатость, на 70% матовые (рис. 68). Однако в них появляются и более молодые цирконы, блестящие, идиоморфно ограненные, свежие, без включений, обладающие прозрачностью и розовым цветом.

Для определения первичного генезиса амфиболитов, кремней, сланцев и микросланцев, слагающих рифей-вендские образования, наряду с петрохимическими методами мы провели сравнительное изучение морфологии цирконов из всех разновидностей пород всех трех ритмосвит. Были выделены две группы пород: I — метапесчаники, метаалевролиты, мраморы, некоторые прослои кремней и кварцитов, микросланцы, слюдяные и кварцевые сланцы, осадочное происхождение которых подтверждается литологическими данными (ритмичность, переслаивание с карбонатными породами); II — амфиболиты, альбит-актинолитовые сланцы, первичный генезис которых не выяснен.

**Цирконы осадочных пород.** Метаалевролиты узунсайской ритмосвиты содержат по 500-800 зерен циркона на 100 г породы. Цирконы группы В составляют в них 90%, группы Б — 10%. В последней отмечаются зерна преимущественно цирконового габитуса, длина которых меняется от 0,03 до 0,05 мм, ширина — от 0,02 до 0,04 мм, а коэффициент удлинения 1,25-2. Графики частот встречаемости коэффициентов удлинения и длины цирконов из метаалевролитов характеризуются одним пиком (рис. 69).

| 13  | 14                  | 15                                    | 16 | 17      | 18  | 19   |
|---|---------------------|---------------------------------------|----|---------|-----|--|
| Бесцветный — 90, желтоватый — 10                    | Матовая, шагреневая | Нет                                   | 5  | 250-300 | Нет | Мелкозернистые алевропелиты                    |
| Бесцветный  | Матовая             | "                                     | 4  | 100-120 | "   | Мелкозернистые алевриты                        |
| Розоватый — 100                                     | "                   | Большое количество углестого вещества | 2  | 150-250 | "   | Высокоглиноземистые или с терригенной примесью |
| Бесцветный и слегка розоватый — 90, желтоватый — 10 | Шагреневая          | То же                                 | 4  | "       | "   |  |

Зерна цирконов бесцветные, большинство из них запылены значительным количеством углеродистых включений, нередко подчеркивающих их зональное строение. Поверхности кристаллов преимущественно матовые, шероховатые.

Метаалевролиты беспанской и узунсайской ритмосвит резко различаются. Циркона в породах узунсайской ритмосвиты значительно больше. Это в основном бесцветные зерна, округлые с обильными включениями углеродистого вещества. Полностью отсутствуют зональные зерна. Цирконы группы Б в узунсайской ритмосвите составляют 90, группы В — 10%. Последние имеют слабо-желтоватую окраску. Поверхность цирконов групп Б и В на 100% матовая. Линейные размеры их варьируют по длине — 0,05-0,08 мм, по ширине — 0,03-0,04 мм.

Метаалевролиты беспанской ритмосвиты наряду с зернами цирконов группы Б и В содержат и более молодые чистые цирконы группы А (до 10%). В основном это — от слабо-розового до бурого цвета цирконы, обладающие матовой шероховатой и блестящей поверхностью. Многие зерна цирконов имеют наросты на гранях. Цирконы группы Б содержат углистые включения. Коэффициенты удлинения у цирконов той и другой ритмосвиты варьируют от 1,25 до 2.

Гистограммы частот встречаемости метапесчаников и метаалевролитов (см. рис. 69) характеризуются идентичным однопиковым строением и довольно узким основанием, что характерно для осадочных терригенных пород.

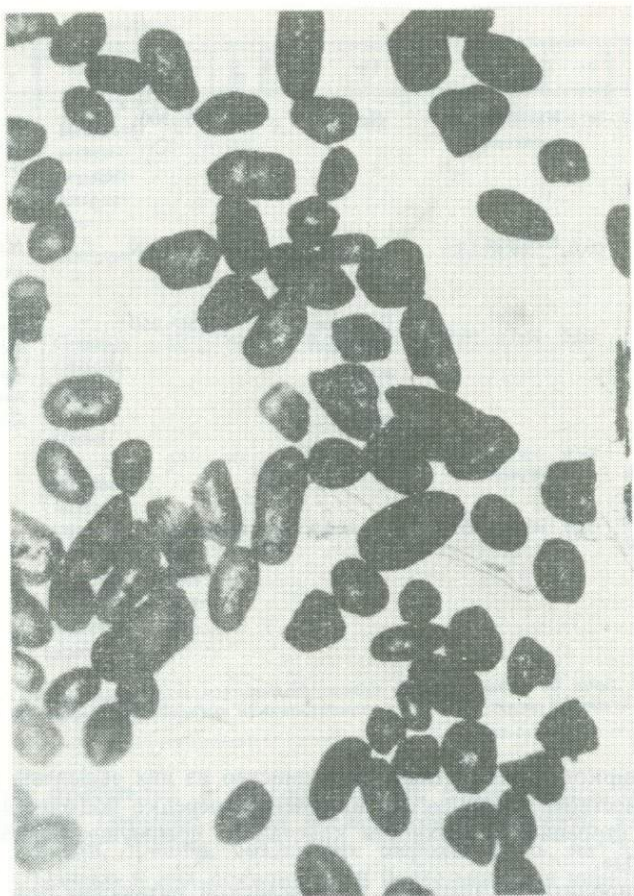


Рис. 66. Шероховатые с выбоинами зерна циркона в породах узунсайской ритмосвиты,  $\times 20$

В доломитовых мраморах тасказганской ритмосвиты цирконы не обнаружены; очевидно, эти породы имели в основном хомогенное происхождение, а их садка шла в условиях тектонической стабильности. В кальцитовых мраморах и известняках тасказганской ритмосвиты в десяти пробах (см. табл. 26) изучены морфометрические характеристики цирконов. Некоторые прослои кальцитовых мраморов имеют до 100 зерен цирконов на 100 г породы. Около 80% составляют цирконы группы В, 20% — группы Б. Окраска зерен в основном розоватая, поверхность матовая, габитус цирконовый, линейные размеры варьируют от 0,02 до 0,075 по длине и от 0,01 до 0,03 мм по ширине. Сравнительный размер зерен 0,02–0,03, коэффициент удлинения — 1,5–2. Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин, построенные по шести пробам для цирконов мраморов и известняков (рис. 70), характеризуются идентичным строением, сопоставляются с гистограммами для метаалевритов и



Рис. 67. Зональные кристаллы циркона с изометричными включениями и зерна с наростами и шипами в породах тасказганской ритмосвиты,  $\times 20$

свидетельствуют о генетическом единстве цирконов, а также о том, что во время их садки отмечались тектонические движения, что привело к их засорению алевритовой примесью. Данные по соляно-кислым вытяжкам из этих пород, пересчитанные на минералы, подтверждают эти выводы. Нерастворимый остаток в них составляет от 7 до 15%.

Кварциты встречаются в отложениях всех трех ритмосвит, но цирконы обнаружены только в кварцитах узунсайской и бесапанской ритмосвит. Очевидно, кварциты и кремни тасказганской ритмосвиты имеют преимущественно хемогенное происхождение. Цирконы кварцитов имеют в основном округлую форму. Зерна типа Б составляют от 80% в породах узунсайской до 60% в породах бесапанской ритмосвиты, соответственно типа В — от 20 до 40%, т.е. по мере уменьшения степени метаморфизма пород увеличивается количество зерен более окатанной формы. Очевидно, это еще связано и с дальностью переноса. Габитус всех цирко-

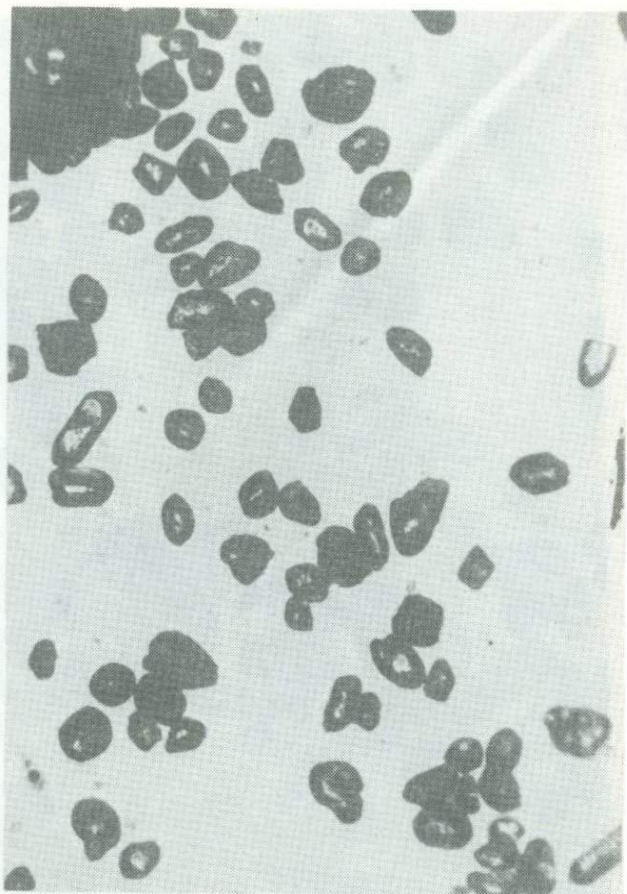


Рис. 68. Зерна с бугорками и наростами и идиоморфные кристаллы циркона в породах беспанской ритмосвиты,  $\times 20$

нов в основном цирконовый. В узунсайской ритмосвите они бесцветные, слабо розоватые, в беспанской — на 90% бурые. Большинство зерен в обеих ритмосвитах непрозрачны из-за значительного количества углеродистых пылеватых включений. Поверхность цирконов в кварцитах узунсайской ритмосвиты блестящая, реже матовая, кое-где отмечаются бугорки плавления, обязанные, очевидно, термальному метаморфизму. Цирконы кварцитов беспанской ритмосвиты все без исключения обладают матовой, шероховатой поверхностью.

Длина зерен меняется от 0,03–0,007 мм в узунсайской ритмосвите до 0,05–0,1 мм в беспанской при ширине соответственно 0,03 и 0,06 мм. Коэффициенты удлинения варьируют от 1,7 до 2. Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов из этих пород (рис. 71) почти не отличаются от построенных для металавролитов и метапесчаников. Очевидно, исходными породами для кварцитов слу-

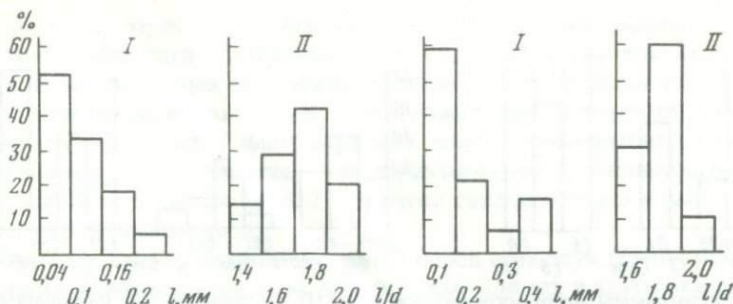


Рис. 69. Гистограммы частот встречаемости длин (I) и удлинений (II) цирконовых зерен из метабазальтов бесапанской ритмосвиты

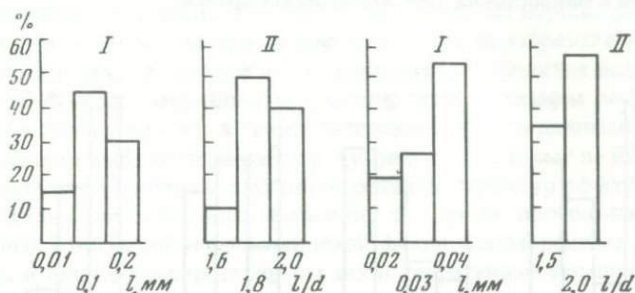


Рис. 70. Гистограммы частот встречаемости длин (I) и удлинений (II) цирконов из кальцитовых мраморов тасказганской ритмосвиты

жили в основном мелкозернистые алевроиты преимущественно кварцевого состава.

Микросланцы, слюдяные и кварцевые сланцы встречаются прослоями среди пород разного состава во всех трех ритмосвитах, но чаще в узунсайской и бесапанской. Сланцы узунсайской ритмосвиты имеют преимущественно слюдяный и двуслюдяной состав (мусковит, биотит, серицит), тогда как сланцы бесапанской — в основном серицит-кварцевые. Слюдисто-кварцево-углеродистые микросланцы встречаются в тасказганской ритмосвите и ее аналогах.

Слюдистые и углеродистые сланцы узунсайской ритмосвиты содержат до 70% цирконов типа Б, около 20% типа В и примерно 10% бурых. Включения обычно углистые пылевидные. Линейные размеры зерен в каждой пробе колеблются в пределах 0,004–0,02 мм по длине и 0,002–0,02 мм по ширине. Коэффициенты удлинения варьируют от 1,25 до 2. Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов характеризуются так же, как у метапесчаников, однопиковым строением, но более широким основанием. Поверхность зерен блестящая у 70% зерен типа А + Б и матовая у 30% типа В (рис. 72).

Кварцевые сланцы бесапанской ритмосвиты по 40–45 определениям на каждую пробу содержат цирконы типа Б, цирконового габитуса. Окраска розовая у 10% цирконов и желтоватая у 90%, поверхность матовая, включения углистые пылевидные. Зональность отмечается у единичных зерен груп-

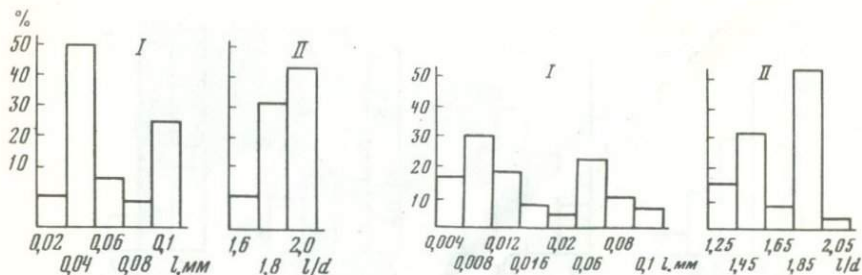


Рис. 71. Гистограммы частот встречаемости длин (I) и удлинений (II) цирконовых зерен из кварцитов и микрокварцитов (среднее по трем пробам)

Рис. 72. Гистограммы частот встречаемости длин (I) и удлинений (II) цирконовых зерен из сланцев и микросланцев (среднее по десяти пробам)

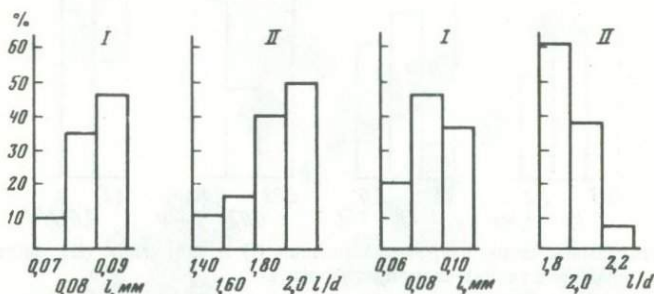


Рис. 73. Гистограммы частот встречаемости длин (I) и удлинений (II) цирконов из альбит-актинолитовых сланцев и амфиболитов тасказганской ритмосвиты (среднее из шести и пяти проб соответственно)

пы А и подчеркивается углистым веществом. Длина зерен — 0,01–0,05 мм и ширина — 0,032–0,04 мм, коэффициенты удлинения — 1,8–2, сравнительный размер — 0,02 мм. Гистограммы частот встречаемости цирконов из кварцевых сланцев и металевролитов беспанской ритмосвиты хорошо сопоставляются, т.е. исходным веществом для образования первых могли служить мелкозернистые алевролиты с глинистой примесью и глины с алевроитовой примесью.

Микросланцы тасказганской ритмосвиты содержат 90% цирконов типа Б, 10% типа В, единичные зерна типа А и вполне сопоставимы по облику с металевролитами узунсайской ритмосвиты. Линейные размеры их также близки. Поверхность зерен группы А блестящая и у цирконов групп Б + В преимущественно матовая. Исходными породами для образования микросланцев могли служить мелкозернистые алевролиты с глинистой примесью.

**Цирконы метаморфических пород.** Амфиболиты и альбит-актинолитовые сланцы нижней части тасказганской ритмосвиты содержат до 60 зерен циркона на 100 г породы, большинство которых имеет форму типа Б (70%) и типа В (30%). Это в основном кристаллы цирконового и в единичных случаях гиацинтового габитуса, бесцветные (до 80%) и розовые (20%). Бесцветные зерна запылены углеродистыми включениями, розовые, почти

все чистые, прозрачные. Длина зерен — 0,07–0,09 мм, ширина — 0,04–0,06 мм, коэффициент удлинения — 1,33–2,14, почти такой же, как у цирконов из микросланцев тасказганской ритмосвиты. Цирконы типа Б значительно светлее цирконов типа В. Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов альбит-актинолитовых сланцев и амфиболитов почти идентичны, они характеризуются однопиковым строением, узким основанием (рис. 73) и легко сопоставляются с гистограммами метатерригенных пород.

Остальные характеристики цирконов пород этих двух групп также сходны между собой почти по всем показателям. Для тех и других характерны цирконы округлой формы с матовыми и шероховатыми поверхностями, коэффициентами удлинения, близкими к 2 и в единичных случаях к 2,2, и линейными размерами в пределах 0,02–0,7 мм. Следовательно, амфиболиты и актинолитовые сланцы, так же как и все другие породы рифей-вендского комплекса, возникли при метаморфических преобразованиях первично-осадочных пород. Осадочное происхождение амфиболитов подтверждается литологическими (амфиболиты и актинолитовые сланцы располагаются в низах неполных ритмов), а также петрохимическими данными. Исключение составляют амфиболиты районы Ауминзатау, которые не имеют акцессорных минералов вообще и сохраняют реликты структур эффузивов.

Проведенные исследования показали, что среди песчано-глинистых и карбонатных отложений зеленосланцевой фации метаморфизма достаточно устойчивы и широко распространены такие терригенные компоненты тяжелой фракции, как циркон, апатит и рутил. Наиболее распространенным и информативным является циркон, морфометрические и минералогические характеристики которого указывают на общий источник обломочного материала для терригенных и карбонатных пород, а также могут быть использованы для анализа обстановки осадконакопления и корреляции отложений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение акцессорных минералов метаморфических пород, в первую очередь циркона, важно для познания генетических особенностей докембрийских комплексов, таких, как первичная порода кристаллических сланцев и гнейсов, радиологический возраст метаморфических пород и процессов, металогения, корреляция докембрийских комплексов. Авторами были изучены докембрийские комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций Балтийского, Украинского, Алданского, Анабарского щитов, фундамента Восточно-Европейской платформы, Прибайкалья, Памира, Дальнего Востока (Омолонский массив) и слабометаморфизованных отложений докембрия Урала, Малого Кавказа и Западного Узбекистана.

В региональных разделах II, III раскрывается сложная, полигенная природа цирконов и других акцессорных минералов метаморфических пород, и по ней устанавливается происхождение вмещающих пород. Для ряда регионов приведены подробные описания всего комплекса акцессорных минералов. Весь этот материал доказывает, что среди разнообразных комплексов докембрия широко распространены осадочные отложения, в большинстве случаев они отчетливо отделяются от магматогенных образований.

Опыт корреляции докембрия Карелии и Украинского щита показывает, что на стратиграфическом уровне беломорского комплекса преобладают терригенные (кластогенные) цирконы, тогда как на уровне гимольского — в Карелии появляются цирконы магматогенного облика. Исследованиями по Западному Узбекистану удалось доказать общность источника материала для терригенных и карбонатных отложений.

Несмотря на повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации, цирконы в амфиболитах и зеленых сланцах Западного Узбекистана унаследуют основные параметры как внешнего облика (размер, коэффициент удлинения, матовая шероховатая поверхность), так и внутреннего строения (насыщенность углеродистым веществом). Однако при изучении по единой методике широких стратиграфических интервалов в пределах одного региона выявляются систематические различия в облике цирконов. Так, цирконы метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях отложений верхней части разреза фундамента Белорусского массива имеют матовую, шероховатую поверхность, округлую и удлиненно-округлую форму и сохранили изначальный обломочный облик. Породы нижней части разреза, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях, содержат блестящие, без четких граней, округлые зерна, отражающие определенное метаморфогенное воздействие.

В породах амфиболитовой фации Карелии выделены два типа цирконов.

Преобладают округлые зерна с шероховатой поверхностью, в меньшем количестве (20—30%) в тех же образцах содержатся эвгедральные, удлиненные кристаллы. Одновременно встречаются зерна с наростами и ядрами обрастания, что свидетельствует о новообразовании циркона во время метаморфизма.

О существенном метаморфогенном воздействии на цирконы свидетельствуют материалы по Анабарскому массиву. Здесь блестящие округлые до шаровидных цирконы оказались полигенными. Исследования под электронным микроскопом обнаружили, что округлая форма является сложной комбинацией граней роста. Зерна содержат ядра призматического габитуса, а внешняя зона, лишенная вторичных изменений, является новообразованной. Анализ распределения зерен циркона и других акцессорных минералов позволяет предполагать, что округлые цирконы образовались в результате собирательной перекристаллизации при метаморфизме осадочных отложений, изначально обогащенных тяжелыми минералами. Первичный облик терригенного циркона был призматический, он сохранился при транспортировке вследствие весьма малых размеров кристаллов, когда существенной обработки их при водном переносе не происходит.

Экспериментальные исследования морфологической гетерогенности цирконов (рассмотренные в первой части книги) и их сопоставление с природными образцами позволяют разделить главные типы искаженных форм по их происхождению. Поскольку правильные эвгедральные формы прямо свидетельствуют о магматическом источнике циркона или его новообразованиях в породе, именно искаженный габитус представляет наибольший интерес для установления происхождения цирконов. Выявляется общая особенность микрорельефа роста — выдержанность и четкость границ отдельных деталей (бугорков, слоев, валиков и т.п.); блестящая гладкая поверхность зерен, преимущественно полужительные (выпуклые) формы. При стесненных условиях роста происходило дополнительное усложнение (структурирование) поверхности. В природных цирконах этого типа наблюдаются мелкие иррациональные субграни, во многом определяющие округлый облик цирконов гранулитов.

При растворении циркона в первую очередь возникают треугольники травления, которые, сливаясь, образуют ямки, переходящие в каналы; далее формируется ячеистый микрорельеф и грубая поверхность, характеризующаяся образованием останцов, заливов, петель и других скульптурных форм. При малых увеличениях эти детали не выделяются, возникает представление о неровном (шероховатом) микрорельефе. Общей особенностью этого типа микрорельефа является преобладание отрицательных (вогнутых) форм. При длительном растворении кристаллы приобретают округлую форму, что в совокупности с матовой поверхностью может привести к неверным выводам.

В отличие от форм роста и растворения механическое истирание поверхности кристалла не приводит к появлению скульптурных форм, возникает монотонная поверхность, которая начинает проявляться с ребер и вершин, оставляя нередко гладкими центральные части граней. Очевидно, что без тщательного анализа облика цирконов суждения о его генезисе носят предвзятый характер и нуждаются в подтверждении другими методами, в частности геолого-формационным анализом.

Рассмотрение внутреннего строения кристаллов и причин расхождения радиологических определений возраста по циркону (часть I) показывает, что важное значение имеет несовершенство кристаллической структуры цирконов (метамиктное состояние). Оно определяется физико-химическими условиями кристаллизации (генетическая метамиктность) и может быть противопоставлено метамиктному состоянию, возникающему под действием радиоактивного облучения (радиационная метамиктность). Признаки сохранности первоначальной генетической метамиктности свидетельствуют об отсутствии значительной перекристаллизации при метаморфизме, что позволяет получить сходящиеся и наиболее древние цифры возраста, близкие ко времени образования породы. Эти же признаки позволяют судить об условиях первоначальной кристаллизации при участии метасоматических (например, автомагматических), относительно низкотемпературных процессов. Метамиктное состояние этого типа может возникнуть в истории минерала повторно — при метаморфизме. Для того чтобы учесть эти изменения при радиогеохронологических исследованиях, необходимо использовать специальные методики обработки цирконов, предусматривающие разделение и самостоятельное исследование первоначальных и новообразованных (метамиктных и кристаллических) фаз.

С помощью селективного растворения нарушенных фаз открывается возможность индивидуального анализа различных фаз внутри зерен циркона, соответствующих разным этапам их жизни. Такой анализ позволяет установить на графиках с конкордией как возраст субстрата, так и время наложенного метаморфизма. Комплексное минералогическое и радиологическое изучение позволило получить наиболее древние для цирконов СССР датировки в 3,4 млрд. лет по первичному магматогенному циркону пироксеновых гнейсов Омолонского массива. В этих же породах по шаровидному циркону, возникшему при гранулитовом метаморфизме, определен возраст этого процесса в 2,8 млрд. лет.

Металлогения кристаллических комплексов докембрия во многом определяется составом акцессорных минералов. По этому признаку удалось наметить различную металлогеническую специализацию. Так, в пределах Малого Кавказа выделены ассоциации акцессорных минералов, характеризующие потенциальную рудоносность содержащих их метаморфических серий: 1) давидит-браннерит-колумбит-касситерит-вольфрамитовая, 2) турмалин-ортит-гранат-молибденит-монацитовая, 3) ильменит-рутил-магнетит-апатитовая и другие ассоциации.

Присутствие руд среди метаморфических толщ оказывается также важным генетическим признаком последних. Данные по магнетиту, титаномагнетиту и пирротину, образующих руды и входящих во вмещающие кристаллические сланцы, позволяют реконструировать первичную природу пород, выделить единую в формационном отношении вулканоплутоническую базальт-андезитовую рудоносную ассоциацию и, используя закономерности ассоциации рудных минералов, оценить параметры метаморфизма и рудообразования.

В результате специальных исследований системы опробования для слоистых пород амфиболитовой фации (Кольский полуостров) рекомендовано выбирать вес проб в обратной зависимости от содержания в породе акцессорных минералов. Экспериментально определен минимальный вес проб

от 4 кг для меланократовых пород до 10 кг для лейкократовых, причем количество проб должно быть не менее 5–10 на каждую разновидность пород.

Рассмотренные в книге исследования акцессорных минералов показывают, что это направление в изучении докембрийских вулканогенно-осадочных отложений и метаморфических комплексов является весьма перспективным. Бурное развитие этого направления в последнее десятилетие обусловлено внедрением прецизионной аппаратуры высокой степени разрешения. То, что в 50-е годы считалось достаточным и однозначным для решения генетических вопросов (например, окатанность циркона), сейчас является предметом высокоточных исследований.

С расширением и углублением генетического изучения докембрийских комплексов, особенно глубокометаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ, необходимо дальнейшее совершенствование акцессорно-минералогических исследований. Необходимы комплексные исследования акцессорных минералов на основе данных по минералогии и геохимии вмещающих пород, условиям и эволюции термодинамического и геохимического режимов их метаморфизма для получения полной палеогеологической модели.

Эти исследования должны базироваться в первую очередь на изучении акцессорных минералов современными оптическими, геохимическими методами высокой степени разрешения, с использованием принципов онтогении минералов; на моделировании условий их возникновения, переноса, отложений, метаморфического преобразования; на обобщении данных по акцессорным минералам осадочных пород и их изменениям для применения выявленных закономерностей при палеогеологических реконструкциях докембрия.

Самостоятельным аспектом является изучение генетических и парагенетических связей между ассоциациями акцессорных минералов и металлогенической спецификой вмещающих толщ.

В этих исследованиях особое место должно занимать изучение циркона, которое, помимо установления первичной природы метаморфических пород, стратиграфической корреляции, выявления вероятных источников обломочных пород, установления особенностей металлогении, позволяет изучать геохронологию метаморфических процессов и датировать образование исходных пород.

Циркон и другие акцессорные минералы занимают все более важное место в изучении докембрия, особенно в его эндогенной геологии. Расширение и углубление исследований этих минералов будет способствовать выявлению закономерностей формирования земной коры и ее металлогении.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абакумова Н.Б.* Зональные метакристаллы циркона и пироклора из щелочных пегматитов Елеть-Озерского массива. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л.: Наука, с. 98–103.
2. *Агамалян В.А.* Докембрий—нижний палеозой. — В кн.: Геология Армянской ССР. Т. 4. Литология. Ереван, 1974, с. 9–56.
3. *Агамалян В.А.* Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, № 1/2, с. 95–102.
4. *Агафонова Т.Н.* Морфология и образование акцессорных минералов украинских лабрадоритов. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1968, вып. 4, № 22, с. 369–377.
5. *Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А.* и др. Геологическое строение и вещественный состав пород кристаллического фундамента Припятского прогиба. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 27–37.
6. *Аксаментова Н.В., Пап А.М.* Стратиграфия нижнепротерозойских отложений юга Белоруссии. — В кн.: Проблемы региональной геологии Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1974, с. 155–164.
7. *Ахманова М.В., Леонова Л.Л.* Исследование метамиктного распада цирконов с помощью инфракрасных спектров поглощения. — Геохимия, 1961, № 5, с. 401–414.
8. *Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М.* и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1975. 170 с.
9. *Батурин В.П.* Петрография песков и песчаников продуктивной свиты. — Бюл. Азерб. нефт. НИИ, 1931, № 1, с. 1–96.
10. *Батурин В.П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку; Москва: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 292 с.
11. *Белевцев Я.Н.* Мобилизация рудных элементов из осадочных и метаморфических пород при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, с. 93–98.
12. *Бельков И.В.* Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Недра, 1979. 134 с.
13. *Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Тащиллов А.Ф.* Докембрий Среднего Тянь-Шаня. Л.: Недра, 1969. 190 с.
14. *Беспалько Н.А., Левковская Н.Ю., Елисеева Г.Д.* и др. Возраст метасоматитов северо-западной части Украинского щита. Изотопная геохронология докембрия. — В кн.: Тез. докл. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. Уфа, 1979, с. 152–154.
15. *Бибикина Е.В.* Циркон как изотопный геохронометр. — Геохимия, 1977, № 3, с. 382–393.
16. *Бибикина Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б.* Возраст древнейших пород Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434–436.
17. *Бозатырева Н.А., Вайтекунас А.К.* Генетические типы акцессорных цирконов в породах докембрия. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 923–925.
18. *Бордон И.П.* О докембрийском вулканизме в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии. — В кн.: Материалы второй науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1968, с. 68–70.
19. *Бордон И.П.* О происхождении Житковичского горста. — Докл. АН БССР, 1968, т. 12, № 10, с. 927–929.
20. *Бордон И.П., Красовский В.Ф., Бордон В.Е.* Палеореконструкции, геохимия и металлогения докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1977. 219 с.
21. *Вахрушев В.А., Шерemet Е.М.* Особенности формирования титаномагнетит-

ильменитовых руд в габбронда Бело-русского массива. — Докл. АН БССР, 1979, т. 23, № 8, с. 730—733.

22. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. М.: Госгеолтехиздат, 1955, т. 2. 324 с.

23. *Ворошилов Ю.В., Кирилук В.П.* О роли акцессорных минералов при выяснении генезиса гранито-гнейсов верховьев р. Амазар (Верхнее Приамурье.) — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 2, с. 232—235.

24. *Голдич С.С., Мадрей М.Дж.* Модель расширения для объяснения несогласных урано-свинцовых возрастов в цирконах. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 415—418.

25. *Горощенко Г.Л.* Обломочные акцессории в метаморфических породах как показатель их генезиса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 144—145.

26. *Грачева Т.В., Бибикова Е.В., Ахманова М.В.* Выяснение геохронологической роли метамиктности цирконов методом инфракрасной спектроскопии. — Геохимия, 1981, № 2, с. 274—291.

27. *Григорьев Д.П.* Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.

28. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов: Индивидуумы. М.: Наука, 1975. 340 с.

29. *Гурвич С.И.* Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978. 226 с.

30. *Дамаскина Г.Д.* Морфологические типы цирконов в гранитоидах гранулитовой фации Алданского щита. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 163—171.

31. *Дыбань Ю.П., Меркулов А.Г.* Кинетика твердофазного синтеза циркона при спекании под давлением. — Изв. АН СССР. Неорган. материалы, 1970, т. 6, № 8, с. 1432—1436.

32. *Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараяев С.В.* Железооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1979. 184 с.

33. *Ежов С.В.* Этапы формирования гнейсово-мигматитового комплекса Аллареченского рудного поля (северо-запад Кольского полуострова). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 9, с. 48—52.

34. *Ермолаев Н.П.* Физико-химические закономерности перераспределения радиоактивных элементов при прогрес-

сивном метаморфизме горных пород. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 140—146.

35. *Жабин А.Г.* Онтогенез минералов: Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.

36. *Жиров К.К.* О переходе циркона в метамиктное состояние. — Докл. АН СССР, 1952, т. 85, № 4, с. 889—891.

37. *Завьялова И.В.* Габитусные типы акцессорного циркона в гранитоидах Восточного Забайкалья. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, вып. 4, № 20, с. 524—531.

38. *Зедгенизов А.Н.* Морфогенетические типы цирконов из кварцитов иенгурской серии Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 264—269.

39. *Зубатарева Л.И.* Акцессорные минералы в кристаллических сланцах и мигматитах Кольской свиты. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 5, с. 54—61.

40. *Зубатарева Л.И.* Акцессорные минералы метаморфических пород. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М.: ВИНТИ, 1975, с. 116—153. (Итоги науки и техники; Т. 8).

41. *Зубатарева Л.И.* О некоторых типоморфных особенностях циркона, апатита и сфена в метаморфических породах (Кольский полуостров). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 7, с. 27—31.

42. *Ким В.Ф., Абакиров Ш.А., Мазитова И.Г.* и др. Новые сведения об акцессорном цирконе, цитролите и малаконе из магматогенных продуктов Малокеминского интрузива субщелочных лейкократовых гранитов и гранофиоров. — В кн.: Магматизм и металлогения Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1975, с. 131—156.

43. *Козлов В.И.* Верхний и терминальный рифей Башкирского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1975. 33 с.

44. *Комаров А.Н., Макеев А.Ф., Левченко О.А.* и др. Изучение термической истории некоторых минералов по сохранности радиационных нарушений для геохронологических целей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 47—54.

45. *Кошевченко М.К.* Цирконы докембрийских кристаллических пород Припятского прогиба как показатель их генезиса. — В кн.: Материалы респ. совещ. по пробл.: "Геология и металло-

ность кристаллического фундамента Белоруссии". Минск: БелНИГРИ, 1978, с. 71-76.

46. Кошевенко М.К. Цирконы метаморфизованных осадочных и вулканических пород протерозоя Житковичского горста. — В кн.: Геология твердых полезных ископаемых. Минск: БелНИГРИ, 1979, с. 75-80.

47. Красильникова А.В. Особенности химического состава циркона из гранитоидов Кокчетавской глыбы. — В кн.: Вопросы металлогении, вещественного состава и геологического строения месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазПТИ, 1978, вып. 13, с. 43-51.

48. Краснобаев А.А. Зональность цирконов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, т. 99, вып. 4, с. 487-490.

49. Краснобаев А.А. Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей сноса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 145-147.

50. Краснобаев А.А. Некоторые особенности метамиктности-гетерогенности цирконов в связи с возрастными исследованиями. — В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 188-203.

51. Краснобаев А.А. Минералого-геохимические особенности цирконов кимберлитов и вопросы их генезиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8, с. 85-96.

52. Краснобаев А.А. Роль цирконов чарнокитоидов в решении вопросов их генезиса и возраста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 97-110.

53. Краснобаев А.А., Вилисов В.А., Траянова М.В. Гетерогенность акцессорных цирконов в радиологических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 118-124.

54. Краснобаев А.А., Гвоздик Н.И. Циркон докембрийских пород Центрального Казахстана (в связи с радиохронологическим изучением). — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 5, с. 146-154.

55. Краснобаев А.А., Грачева Т.В., Бибикови Е.В. К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинария. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. — В кн.: Тр. XVIII сес. Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1976, с. 193-201.

56. Краснобаев А.А., Кравцов А.В.,

Сандлер Г.А. Микрогеохимическая гетерогенность и ее роль в решении некоторых вопросов петрологии и геохронологии. — Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979, вып. 143, с. 3-19.

57. Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М. О происхождении несовершенства метамиктных цирконов и природа их реклассификации. — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1976. Свердловск, 1977, с. 57-60.

58. Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юшков Б.А., Новоселов Б.К. О радиационной и генетической природе метамиктности цирконов (по экспериментальным данным). — Геохимия, 1974, № 2, с. 261-276.

59. Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юшков Б.А., Петрищева В.Г. К проблеме метамиктного состояния цирконов. — Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1976, вып. 118, с. 3-20.

60. Краснобаев А.А., Сплошнова Н.С. Пластические и хрупкие деформации акцессорного циркона гранитоидов. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 140-141.

61. Краснобаев А.А., Сплошнова Н.С. Микроморфологический анализ кристаллов циркона. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 152-163.

62. Красовский В.Ф. Структурные особенности, минерально-акцессорная специализация и критерии реконструкции вулканических пород докембрия Белоруссии. — В кн.: Литология, геохимия и перспектива на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975, с. 5-26.

63. Красовский В.Ф. Вулканизм в докембрии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1980. 215 с.

64. Крейгер Д.С. Минеральное опробование при детальной геологической съемке метаморфических комплексов (на примере флогопитоносных районов Алдана). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 4, с. 48-56.

65. Кременецкий А.А. Схема извлечения акцессорных минералов из меланократовых пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 5, с. 140-141.

66. Кременецкий А.А. Акцессорные минералы амфиболитов различного генезиса (северо-запад Кольского полуострова) и методика их извлечения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского

полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, с. 92–97.

67. Крылов И.Н., Шафеев А.А. Геология Прибайкалья. — В кн.: Путеводитель. Иркутск, 1969, с. 30–41.

68. Кулиш Е.А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан: Кн. изд-во, 1964. 119 с.

69. Кулиш Е.А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ВИМС, 1972. 38 с.

70. Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 369 с.

71. Кулиш Е.А., Пожидаева П.Т. Акцессорные минералы кварцитов Бугорькинских гольцов Алданского щита. — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 60–64.

72. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

73. Кухаренко А.А., Грушкова Н.Н. Атлас минералов россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 75 с.

74. Левченко О.А., Макеев А.Ф., Шулешко И.К. и др. Уран-свинцовое изохронное датирование цирконов гетерогенного строения. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 423–426.

75. Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблемы ее возраста. — В кн.: Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск, 1978, с. 33–43. (Тр. Ильменского заповедника; Вып. 19).

76. Липова И.М. Природа метамиктных цирконов. М.: Атомиздат. 1972. 158 с.

77. Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 123 с.

78. Ляхович В.В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. — В кн.: Новые методы в минералогии и петрографии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 141–156.

79. Ляхович В.В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М.: Недра, 1966. 46 с.

80. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.

81. Ляхович В.В. Акцессорные минералы гранулитов и чернокиотов. — Мине-

рал. сб. Львов. ун-та, 1967, вып. 2, № 21, с. 142–152.

82. Ляхович В.В., Туровский С.Д. Методика изучения акцессорных минералов: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968. 115 с.

83. Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1969. 276 с.

84. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 295 с.

85. Макаров Е.С. Физико-химическая причина метамиктизации минералов, в частности цирконов. — Геохимия, 1970, № 1, с. 54–58.

86. Макеев А.Ф. Дифференциальное растворение цирконов как метод изучения миграции изотопов свинца и урана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1979. 22 с.

87. Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. и др. Железородные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 142 с.

88. Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.Б. и др. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Сообщ. 1, 1975, т. 28, № 6, с. 52–69; сообщ. 2, 1976, т. 29, № 1, с. 31–50.

89. Меликсетян Б.М. Минералого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4/5, с. 64–77.

90. Назарян А.Н. Верхний протерозой–кембрий. — В кн.: Геология СССР, т. 43. АрмССР, 1970, с. 23–24.

91. Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР. М.: Наука, 1968. 339 с.

92. Носыров И.В., Крамских Е.П., Робул В.М. О циртолите и циртолитовой минерализации в гранитоидах Нижнего Побужья. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1977, вып. 1, № 31, с. 66–68.

93. Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Гранитные пегматиты — основа геохронологической шкалы. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и ее членения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1975, с. 241–248.

94. Пап А.М. Геология докембрия Белоруссии. — В кн.: Докл. сов. геологов на 22-й сесс. МГК. Пробл. 10. М.: Недра, 1964, с. 88–95.

95. Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977. 126 с.

96. Пап А.М., Черняховский А.Б. Некоторые петрологические особенности сланцев житковичской свиты и прорывающих их гранитов. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1971, с. 120—135.

97. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 3—25.

98. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов метасадочных пород нижней свиты криворожской серии (УКЩ) и нижней свиты курской серии (КМА). — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1978, с. 56—64.

99. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В., Лебедев И.П. Использование акцессорных минералов для литолого-стратиграфического расчленения метаморфических пород воронцовской серии ВКМ. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1978, с. 97—104.

100. Полежаев Ю.М. Количественное определение степени метамиктности цирконов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 278—281.

101. Полежаев Ю.М., Краснобаев А.А., Федоровский Ю.А. Гидротермальная рекристаллизация метамиктного циркона. — В кн.: Ежегодник, 1974. Свердловск, 1975, с. 89—91.

102. Полежаев Ю.М., Проценко Е.Г., Краснобаев А.А. Изотермы и полимеры рекристаллизации метамиктных цирконов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, ч. 104, вып. 1, с. 89—94.

103. Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. М.: Недра, 1966. Т. 2. Ч. 2. 272 с.

104. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Геол. ин-т Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.

105. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Гостеолтехиздат, 1959. 164 с.

106. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.

107. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

108. Розен О.М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: Проблема эволюции. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 132—156.

109. Роненсон В.М., Розенман В.М., Ортенберг Н.А. Методы расчленения метаморфических комплексов. Л.: Недра, 1976. 190 с.

110. Савельев А.А., Хильтова В.Я. Обломочные цирконы в глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных породах докембрия некоторых районов Сибири. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, с. 113—119.

111. Савельев А.А., Хильтова В.Я. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974. 192 с.

112. Савельев А.А., Шулешко И.К. Обломочные акцессории в метаморфических породах. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 2, с. 62—73.

113. Самвелян Е.В. Элементы-примеси в рудитах из метаморфических пород Цахкуняцкого хребта АрмССР. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1975, № 5, с. 41—48.

114. Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.

115. Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

116. Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X. Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1973, с. 4—7.

117. Сидоренко А.В. Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 9—25.

118. Сидоренко А.В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — В кн.: 250 лет АН СССР: Документы и материалы юбилейных торжеств. М.: Наука, 1977, с. 410—422.

119. Сидоренко А.В., Ляхович В.В. Орто- и параграниты докембрия. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.

120. Слошнова Н.С. О возможном применении "цирконового" метода при

изучении пород и руд Белорусского кристаллического массива. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975, с. 60—64.

121. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 198 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 4).

122. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 270 с.

123. Теодорович Г.И. Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 225 с.

124. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

125. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горощенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1052—1060.

126. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Шулешко И.К. и др. Уран-свинцовое датирование метаморфических пород Северного Приладожья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 21—36.

127. Фекличев В.Г. Микроморфологический анализ. М.: Наука, 1966. 200 с.

128. Фекличев В.Г. Микроморфологические исследования. М.: Наука, 1970. 176 с.

129. Фоминых В.Г., Доминиковская Д.А. О температуре формирования магнетит-ильменитовых руд Корелинской зоны Белорусского массива. — Докл. АН БССР, 1977, т. 21, № 8, с. 745—748.

130. Франк-Каменецкий В.А. Структурный типоморфизм минералов как метод выявления генетической информации. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар: Госкнигоиздат, 1976, с. 25—27.

131. Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Борисова К.Д. Окраска цирконов из архейских пород Восточного Саяна. — Геология и геофизика, 1967, № 9, с. 128—130.

132. Хоппе Г. Проблема морфологии акцессорного циркона. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, вып. 4, № 2, с. 554—558.

133. Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. — Геология и геофизика, 1962, № 12, с. 71—78.

134. Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 200—215.

135. Черняховский А.Б., Илькевич Г.И., Пасюкович В.И., Доминиковский Г.Г. Об аналогах толкачевской свиты Украинского щита в кристаллическом фундаменте БССР. — Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 8, с. 735—738.

136. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 332 с.

137. Шемякин В.М., Шулешко И.К., Шемякина К.М., Терентьева М.В. Акцессорный циркон как показатель генезиса чарнокитов. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974, с. 17—18.

138. Шемякин В.М. Чарнокитовиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.

139. Шестаков Г.И. Диффузия свинца в монаците, цирконе, сфене, апатите. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1197—1204.

140. Шуколоков Ю.А. Об интерпретации несопадающих значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . — Геохимия, 1964, № 9, с. 855—865.

141. Шулешко И.К. К методике изучения циркона в метаморфических и магматических породах. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, с. 146—148.

142. Шулешко И.К. Цирконы метаморфических пород архейского комплекса Восточного Саяна как показатель их генезиса. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 157—162.

143. Шулешко И.К., Савельев А.А. Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с. 76—82.

144. Шулешко И.К., Савельев А.А. Сохранность и значение морфологического изучения цирконов при геологических исследованиях метаморфических пород. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с. 90—122.

145. Щербак Н.П., Бартницкий Е.И.,

- Орса В.И., Елисеева Г.Д. Абсолютный возраст гранитов среднего Приднепровья и западной части Украинского щита по данным свинцово-изохронного метода. — В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967, с. 123—134.
146. Шербак Н.П., Бибикина Е.В., Жуков Г.В., Марков В.А. Изотопное датирование палеовулкаников консковерховцевской серии Среднего Приднепровья. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 146.
147. Яговдик В.В. Акцессорные минералы некоторых пород южной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. — Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1972, вып. 58, с. 57—62.
148. Ahrens L.H. The convergent lead ages of the oldest monazites and uranites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1955, vol. 7, N 5/6, p. 294—300.
149. Baadsgaard H. Further U—Pb dates on zircons from the early Precambrian rocks of the Gedthabsfjrd area, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 33, N 2, p. 261—267.
150. Boswell P.G.H. The rare detrital minerals of British sedimentary rocks. — *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 1927, vol. 18, p. 129—148.
151. Bramlette M.N. The stability of minerals in sandstone. — *J. Sediment. Petrol.*, 1941, vol. 11, p. 32—36.
152. Bubela B., Johns I.A., Ferguson J. A system for the simulation of sedimentary environments. — *BMR J. Austral. Geol. and Geophys.*, 1978, vol. 3, N 2, p. 166—169.
153. Bull P., Culver S. An application of scanning electron microscopy to the study of ancient sedimentary rocks from the Saionia, Sierra Leone. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1979, vol. 26, N 1/2, p. 159—172.
154. Butterfield J.A. Outgrowths on zircon. — *Geol. Mag.*, 1936, vol. 73, p. 511—520.
155. Buttermann W.C., Foster W.R. Zircon stability and the  $ZrO_2$ — $SiO_2$  phase diagram. — *Amer. Miner.*, 1967, vol. 52, p. 880.
156. Carroll D. Weatherability of zircon. — *J. Sediment. Petrol.*, 1953, vol. 23, p. 106—116.
157. Clark G.J., Gulson S.L., Cookson J.A. Pb, U, Tl, Hf and Zr distributions in zircons determined by proton microprobe and fission track techniques. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 6, p. 905—918.
158. Clarke R.S., jun., Wosinski J. Baddeleyite inclusion in the Martha's Vineyard tectite. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, p. 397.
159. Dietz V. Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. — *Contrib. Sedimentol.*, 1973, vol. 1, p. 69—102.
160. Dryden A.Z. A stratification method for the comparison of heavy mineral suites. — *Amer. J. Sci.*, 1935, vol. 29, p. 393.
161. Eckelmann F.D., Kulp J.L. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in Western North Carolina. — *Amer. J. Sci.*, 1956, vol. 254, N 5, p. 288—315.
162. El Goresy A. Baddeleyite and its significance in impact glasses. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 14, p. 3453—3457.
163. El Goresy A. The opaque mineral in impact glasses. — In: *Shock metamorphism of natural materials*/Ed. B.M. French, N.M. Short, 1968, p. 531.
164. Gastil R.G., DeLisle M., Morgan I. Some effects of progressive metamorphism on zircons. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, vol. 78, N 7, p. 879—906.
165. Georgiev V.M. Quartz grain surface texture from sediments of Bulgarias Black Sea shelf. — *Докл. Българ. Академии наук*, 1980, vol. 33, N 7, p. 945—948.
166. Goldich S.S., Mudrey M.C. Dylytency model for discordant U—Pb zircon ages. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, p. 7—22.
167. Goldich S.S., Hedge C.C., Stern T.W. Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks southwestern Minnesota. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 12, p. 3671—3696.
168. Götz H., White E.W. Minor and trace elements in HF soluble zircons. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 29, N 2, p. 180—182.
169. Grauert B., Seitz M.G., Soptrajanova G. Uranium and lead gain of detrital zircon studied by isotopic analyses and fission-track mapping. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, p. 389—399.
170. Holland H.D., Gottfried D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. — *Acta crystallogr.*, 1955, vol. 8, N 3, p. 291—300.
171. Hoppe G. Morfologische Unter-

- suchungen als Beiträge zu einigen Zirkons-Alterbestimmungen. — Neues Jb. Miner. Abh., 1964, Bd. 102, N 1, S. 18–32.
172. *Hurley P.M., Fairbairn H.W.* Radiation damage in zircon: A possible age method. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, p. 659–673.
173. *Kaldi J., Krinsley D.H., Lawson D.* Experimentally produced aeolian surface textures of quartz sand grains from various environments. — In: Scann. electron microsc. study sediments. symp. Swansea, 1977. Norwich, 1978, p. 261–272.
174. *Kalsbeek F.* Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). — Norsk geol. tidsskr., 1964, bd 44, N 1, s. 11–17.
175. *Kalsbeek F.* On the origin of some banded amphibolites and gneisses in the Belledonne massif (Granch Alps). — Neues Jb. Miner. Abh., 1965, Bd. 102, N 2, S. 45–63.
176. *King E.A.* Baddeleyite inclusion in Georgia tektite. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, vol. 47, p. 145.
177. *Kleinmann B.* The breakdown of zircon observed in the Libyan desert glass as evidence of its impact origin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 5, N 7, p. 497–501.
178. *Köppel V., Sommerauer J.* Trace elements and the behavior of the U–Pb system in inherited and newly formed zircons. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 43, N 1, p. 71–88.
179. *Lin I., Rohrich V., Slatkine A.* Surface microtextures of heavy minerals from the Mediterranean coast of Israel. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 4, p. 1281–1295.
180. *Lun Ty.* Zroznicowanie składy mineralogicznego mineralow cieżkich strefie rewowej wybranego odcinka brzegu Południowego Bałtyku. — Rozpr. hydrotechn., 1974, N 33, s. 187–205.
181. *Moorbath S.* Ages, isotopes and evolution in Precambrian continental crust. — Chem. Geol., 1977, vol. 20, N 2, p. 151–187.
182. *Murthy M.V., Siddiquie N.H.* Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (Khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. — J. Geol., 1964, vol. 72, N 1, p. 123–127.
183. *Nickel E.* Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. — Contrib. Sedimentol., 1973, vol. 1, p. 1–68.
184. *Pauly N.* Jgdługuaq nickeli-ferous pyrrhotite. — Medd. Grønland., 1958, N 3, s. 157.
185. *Pettijohn P.* Etude sur la recristallisation termique des zircons metamoctes. — Mém. Mus. nat. hist. natur. C, 1965, N 12, fasc. 5, p. 77–82.
186. *Pettijohn F.J.* Persistence of minerals and geologic age. — J. Geol., 1941, vol. 49, p. 610–625.
187. *Pidgeon R.T.* 3450 m.y. old volcanics in the archean layered greenstone succession of the Pilbara block, Western Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 37, N 3, p. 421–428.
188. *Poldervaart A.* Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. — Amer. J. Sci., 1955, vol. 253, N 2, p. 433–461.
189. *Poldervaart A.* Zircon in rocks. 2. Ingeous rocks. — Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, N 3, p. 521–554.
190. *Poldervaart A., Backström J. von.* A study of an area of Kakamas (Cape Province). — Trans. Geol. Soc. S.Afr., 1949, vol. 52, p. 453–459.
191. *Pupin J.P., Turco G.* Le zircon accésiore en geotherwetrie. — C. r. Acad. sci. D, 1972, vol. 271, N 15, p. 2121–2124.
192. *Saxena S.K.* Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. — Sedimentology, 1966, vol. 6, N 1, p. 1–33.
193. *Scharm B., Burda J., Hofreiter V.* et al. Hydrozircon with microspherical structure. — Cas. miner a geol., 1977, sv. 22, N 4, s. 339–346.
194. *Silver L.T., Deutsch S.* U–Pb isotopic ages variations in zircons: A case study. — J. Geol., 1963, vol. 71, N 6, p. 721–758.
195. *Tomita T.* Geologic significance of the colour of zircons and the discovery of precambrian in Japan. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D, 1954, vol. 4, p. 135–161.
196. *Trueman J.D.* The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. — J. Geol., 1912, vol. 20, p. 228–258.
197. *Verspyck G.W.* Zircons of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston and Hospitalet massifs (Central Pyrenees). — Geol. en mijnbouw, 1961, vol. 40, N 2, p. 58–70.
198. *Wetherill G.W.* Discordant uranium-lead ages. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, vol. 37, p. 320–326.
199. *Whitney M.* Electron micrography of mineral surfaces subject to wind-blast erosion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, pt 1, vol. 90; N 10, p. 917–934.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ

17—23, 25, 26, 31—33, 35—38

Рис. 17. Микрорельеф роста искусственных цирконов

Здесь и далее: X 50—400; объяснение см. в тексте

Рис. 18. Микрорельеф роста природных цирконов

Рис. 19. Микрорельеф растворения искусственных и природных цирконов

Рис. 20. Облик природных цирконов, подвергнутых растворению

Рис. 21. Микрорельеф природного растворения цирконов

Рис. 22. Облик природных цирконов, испытавших растворение

Рис. 23. Микрорельеф и облик окатанных цирконов

Рис. 25. Оптическая гетерогенность метамиктных цирконов

Рис. 26. Перекристаллизация метамиктных цирконов

Рис. 31. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из диорито-гнейсов тараташского комплекса

Рис. 32. Оптическая и геохимическая гетерогенность циркона из очковых гнейсов тараташского комплекса

Рис. 33. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из бластомилонитов тараташского комплекса

Зд — разновидности цирконов, заштрихованные участки — зоны дробления; здесь и далее: цифры на графиках — содержания %; ф — фоновые концентрации

Рис. 35. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из песчаников айской свиты, разновидности I—II

Рис. 36. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из песчаников айской свиты, разновидности II—III

Рис. 37. Оптическая и геохимическая гетерогенность цирконов из пегматитов, изофациальных чарнокитоидам Юго-Западного Памира

Рис. 38. Геохимическая гетерогенность цирконов из гиперстеновых сланцев Балтийского щита

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие . . . . .   | 5   |
| <br><b>Часть I</b>  |     |
| Генезис и возраст метаморфических пород на основании изучения акцессорных минералов . . . . .   | 7   |
| Акцессорный циркон метаморфических пород: состояние и перспективы исследований генезиса кристаллических комплексов докембрия. <i>А.Н. Белов, О.М. Розен</i> . . . . . | 7   |
| Геохронологическое датирование метаморфических процессов по циркону. <i>Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, Т.И. Кириозова</i> . . . . .                                     | 15  |
| Морфологическая и геохимическая гетерогенность цирконов. <i>А.А. Краснобаев</i> . . . . .   | 30  |
| Реконструкция первичной природы метаморфических пород по некоторым рудным минералам. <i>А.М. Махнач, В.Ф. Красовский</i> . . . . .                                    | 55  |
| <br><b>Часть II</b>   |     |
| Акцессорные минералы фундамента древних платформ . . . . .  | 62  |
| Балтийский щит . . . . .  | 62  |
| Акцессорные минералы метаморфических пород Кольского полуострова. <i>Л.И. Зубатарова</i> . . . . .  | 62  |
| Восточно-Европейская платформа . . . . .  | 72  |
| Генезис и корреляция некоторых метаморфических комплексов Карелии и Украины по циркону. <i>Р.А. Хайдаров, О.Б. Кузнецов, С.В. Игнатьев</i> . . . . .                  | 72  |
| Цирконы кристаллического фундамента Белоруссии. <i>М.К. Кошевенко</i> . . . . .   | 78  |
| Петрогенезис метаморфических пород Житковичского горста по особенностям циркона. <i>Л.А. Костинская</i> . . . . .   | 90  |
| Литолого-стратиграфическое расчленение супракрупных комплексов Курской магнитной аномалии по акцессорным минералам. <i>Н.А. Плаксенко, В.В. Ильяш</i> . . . . .       | 100 |
| Алданский щит . . . . .   | 120 |
| Акцессорные минералы кварцсодержащих седиментогенных пород. <i>Е.А. Кулиш</i> . . . . .   | 120 |
| Анабарский щит . . . . .  | 133 |
| Генетические особенности цирконов в седиментогенных породах гранулитовой фации. <i>А.Н. Белов, М.А. Мухина, В.Е. Солюшкин</i> . . . . .                               | 133 |
| <br><b>Часть III</b>  |     |
| Акцессорные минералы метаморфического основания фанерозойских складчатых областей . . . . .   | 142 |
| Малый Кавказ . . . . .  | 142 |
| Акцессорные минералы доальпийского гранитно-метаморфического фундамента и их геохимические особенности. <i>Б.М. Меликсетян</i> . . . . .                              | 142 |
| Средняя Азия . . . . .  | 171 |
| Морфологическая характеристика цирконов и литологические особенности метаморфического основания. <i>Д.М. Сургутанова, В.П. Лоцинин</i> . . . . .                      | 171 |
| Заключение <i>О.М. Розен</i> . . . . .  | 186 |
| Литература . . . . .  | 190 |
| Объяснение к рисункам 17–23, 25, 26, 31–33, 35–38 . . . . .   | 198 |

## CONTENTS

|  |            |
|--|------------|
| Preface . . . . .  | 5          |
| <br><b>Part I</b>  |            |
| <b>Genesis and age of metamorphic rocks on the basis of study of accessory minerals. . . .</b>   | <b>7</b>   |
| Accessory zircon of metamorphic rocks: recent knowledge and prospects of study of the Precambrian crystalline complexes. <i>A.N. Belov, O.M. Rosen</i> . . . . .   | 7          |
| Geochronological dating of metamorphic processes by zircons. <i>E.B. Bibikova, T.B. Gracheva, T.I. Kirnozova</i> . . . . .   | 15         |
| Morphological and geochemical features of polygenetic zircons. <i>A.A. Krasnobaev</i> . . . .  | 30         |
| Reconstruction of primary nature of metamorphic rocks by some ore minerals. <i>A.M. Makhnach, B.F. Krasovski</i> . . . . .   | 55         |
| <br><b>Part II</b>   |            |
| <b>Accessory minerals in basements of ancient platforms . . . . .</b>  | <b>62</b>  |
| The Baltic Shield . . . . .  | 62         |
| Accessory minerals of metamorphic rocks of the Kola peninsula. <i>L.I. Zubatava</i> . . . .  | 62         |
| The East-European platform. . . . .  | 72         |
| Genesis and correlation of some Karelian and Ukrainian metamorphic complexes revealed by zircon. <i>R.A. Khaidarov, O.B. Kuznetsov, S.V. Ignatiev</i> . . . . .    | 72         |
| Zircons of the crystalline basement of the Belorussia. <i>M.K. Koshevenko</i> . . . . .  | 78         |
| Petrogenesis of metamorphic rocks from the GItkovich horst studied by zircons. <i>L.A. Kostinskaya</i> . . . . .   | 90         |
| Lithological and stratigraphical subdivision of the Kursk magnetic anomaly supra-crustals made by accessory minerals. <i>N.A. Plaksenko, B.B. Ilyash</i> . . . . . | 100        |
| The Aldan shield . . . . .   | 120        |
| Accessory mineral of quartz bearing sedimentogenous rocks. <i>E.A. Kulish</i> . . . . .  | 120        |
| The Anabar shield. . . . .   | 133        |
| Genetic features of zircons in sedimentogenous rocks of granulitic facies. <i>A.N. Belov, M.A. Mukhina, B.E. Sonyushkin</i> . . . . .                              | 133        |
| <br><b>Part III</b>  |            |
| <b>Accessory minerals of metamorphic basement of the Phanerozoic folded areas. . . . .</b>   | <b>142</b> |
| The Minor Caucassus. . . . .   | 142        |
| Accessory minerals of the pre-Alpine granite-metamorphic basement and their geochemical features. <i>B.M. Meliksetyan</i> . . . . .                                | 142        |
| Middle Asia . . . . .  | 171        |
| Morphological data on zircons and lithological features of the metamorphic basement. <i>D.M. Surgutanova, B.P. Loschinin</i> . . . . .                             | 171        |
| Conclusion <i>O.M. Rosen</i> . . . . .   | 186        |
| Bibliography. . . . .  | 190        |
| Explanations to il. 17-23, 25, 31-33, 35-38 . . . . .  | 198        |

2 р. 50 к.

4352

