

А.И.ТУГАРИНОВ, Е.В.БИБИКОВА

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ
БАЛТИЙСКОГО
ЩИТА
ПО ДАННЫМ
ЦИРКОНОМЕТРИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского

А. И. ТУГАРИНОВ, Е. В. БИБИКОВА

ГЕОХРОНОЛОГИЯ
БАЛТИЙСКОГО
ЩИТА
ПО ДАННЫМ
ЦИРКОНОМЕТРИИ

3494



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1980



Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980.

В книге предлагается и обосновывается данными измерения абсолютного возраста пород по аксессуарным цирконам геохронологическая схема Балтийского щита. Рассмотрены основы цирконометрии, возможности и ограничения метода при датировании пород различного состава и генезиса, преимущества его перед другими методами при расшифровке этапов эволюции горных пород в докембрии. Анализ фактического материала позволяет выделить в пределах Балтийского щита основные эпохи магматической деятельности, соответствующие глобальным тектоно-магматическим циклам, а также региональные проявления магматизма. Проводится сравнение истории становления и развития Балтийского щита с другими докембрийскими щитами мира.

Табл. 5, ил. 53, библиогр. 196 назв.

Ответственный редактор

Ю.А. ШУКОЛЮКОВ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время разработано несколько различных методов определения возраста горных пород, на основании которых строится представление о геохронологии регионов, континентов, всей Земли в целом. Не вдаваясь в серьезную критику получаемых этими методами данных, мы решили сделать попытку изложить свои представления о геохронологии Балтийского щита, опираясь главным образом на данные U—Pb метода

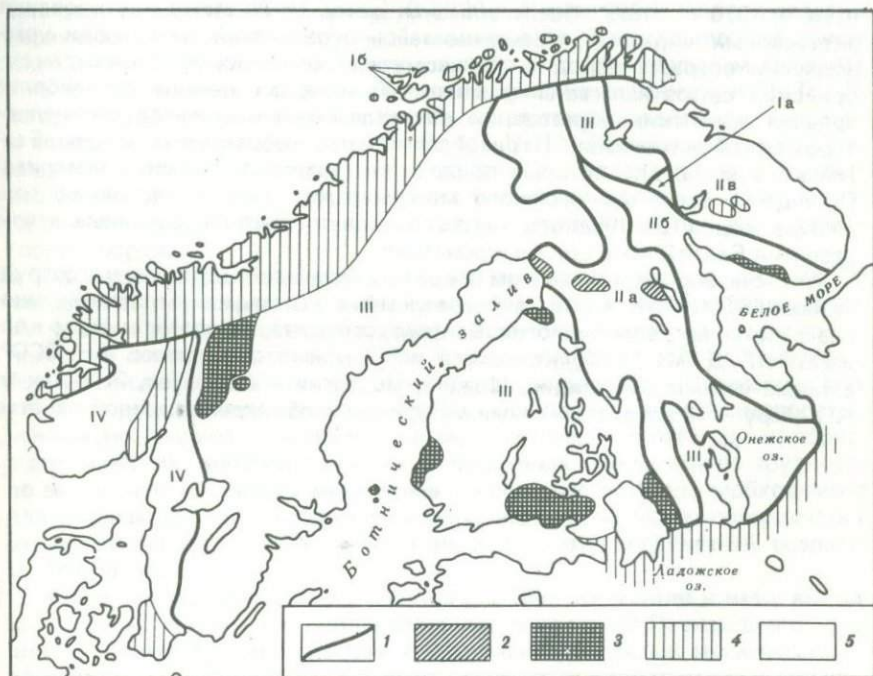


Рис. 1. Схема Балтийского щита с указанием районов, для которых дается геохронологическое описание

1 — границы районов; 2 — выходы глубинных основных пород и чарнокитов; 3 — образование иотния и субиотния; 4 — более молодые породы; 5 — архей — протерозой Балтийского щита; Ia — массив Чуна-Монча-Волчьих тундр; Iб — Лофонтенские острова; II — архейские образования Балтийского щита: IIa — Карелия и Финляндия; IIб — Беломорский регион; IIв — Кольский регион; III — свеко-карельская зона; IV — свеко-норвежская зона

измерения возраста акцессорных цирконов различных пород. Большинство приводимых данных явилось результатом наших геологических исследований различных районов Балтийского щита, сопровождавшихся детальными исследованиями акцессорных минералов, и преимущественно циркона, с хронологическими целями. Наш выбор метода был обусловлен длительным господством на Балтийском щите К—Аг метода измерения возраста горных пород, приведшего ко многим ошибочным представлениям из-за свойственного этому методу искажения истинных возрастов (их омоложения или удревления) в результате значительной подвижности радиогенного аргона в сложной обстановке геологического развития докембрийских щитов. Мы отдаем себе отчет в серьезных несовершенствах также и избранного нами метода датирования, который не всегда дает точные данные о времени формирования интенсивно метаморфизованных горных пород, однако нам кажется, что именно цирконометрия способна сегодня расшифровать отдельные этапы жизни горных пород и скорректировать возникшие недоразумения из-за исключительного использования К—Аг метода для датирования древнейших горных пород.

Все приводимые в книге данные пересчитаны на новые величины констант распада урана, принятые Геохронологической подкомиссией Стратиграфической комиссии Международного союза геологических наук в 1976 г. [182]. После описания основ U—Pb метода датирования акцессорных цирконов, возможностей и ограничений метода при установлении возраста пород в сложнометаморфических условиях докембрийских щитов излагается фактический материал, начиная от наиболее древних архейских образований до заключительных этапов верхнепротерозойской активизации. На рис. 1 схематично обозначены районы Балтийского щита, для которых приводится геохронологический материал. Обобщение всего фактического материала по U—Pb датированию различных пород Балтийского щита позволяет наметить основные этапы развития Балтийского щита в докембрии.

Мы считаем своим долгом выразить признательность всем сотрудникам ГЕОХИ АН СССР, в соавторстве с которыми выполнены многие работы по геохронологии Балтийского щита, многочисленным коллегам ИГГД АН СССР, Кольского и Карельского филиалов АН СССР, а также ученым Финляндии, Швеции, Норвегии — О. Коувс, Э. Веллину, Р. Хейеру — за предоставленные материалы и обсуждение данной работы.

ЦИРКОНОМЕТРИЯ — U—Pb
ИЗОТОПНЫЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД
ПО АКЦЕССОРНОМУ ЦИРКОНУ

Радиологические методы датирования горных пород возникли в самом начале нашего века, вскоре после открытия явления радиоактивности, и исторически первым был U—Pb метод, разрабатываемый первоначально исключительно для урановых минералов. Болтвуд [100] в 1907 г. впервые рассчитал возраст уранового минерала исходя из содержания в нем свинца и скорости распада урана. В 1939 г. Ниром [158] были проведены первые измерения возраста урановых минералов, базирующиеся на знании изотопного состава свинца, определенного масс-спектральным методом. Уже в этих первых работах наметились главные ограничения U—Th—Pb метода датирования — необходимость отсутствия нерадиогенного свинца в минерале и ненарушенности изотопной U—Th—Pb системы в нем. Урановые минералы не всегда отвечают этим требованиям; кроме того, достаточная редкость нахождения этих минералов в природе препятствует широкому применению их в качестве геохронометров при датировании горных пород.

По мере совершенствования методов анализа исследования U—Th—Pb методом были распространены на минералы с более низкими содержаниями урана и тория. Первые указания на возможность датирования горных пород по акцессорным минералам были сделаны в 1950 г. Кивилом и Гаутермансом. Уже в этих первых работах предпочтение отдавалось циркону — ортосиликату циркония $ZrSiO_4$, одному из наиболее распространенных акцессорных минералов в самых различных типах горных пород: магматических, метаморфических и осадочных. Несмотря на трудности по выделению из породы значительных количеств циркона, необходимого для анализа, ни один из акцессорных минералов не может соперничать с цирконом по количеству выполненных по нему определений возраста U—Th—Pb методом.

Какие же положительные свойства циркона привлекли к нему внимание ученых с первых лет становления геохронологии? Прежде всего большая устойчивость минерала как к химическому, так и к механическому воздействию, сравнительно высокие содержания радиоактивных элементов, изоморфно замещающих цирконий в структуре минерала, что позволяет с достаточной точностью проводить измерения, и, наконец, отсутствие сродства к свинцу, что обеспечивает в нем чисто радиогенную природу свинца. Акцессорный циркон в горных породах различного генезиса отличается своими морфологическими особенностями, что помогает геохронологу правильно увязывать полученные даты с определенными геологическими событиями. Морфологические особенности циркона в горных породах изучали многие исследователи, и в первую очередь Польдерварт [171,

172], Хоппе [131, 132], Шидловский [179], Саксена [177], Ляхович [51], Краснобаев [42, 43] и др. В основных породах большая часть циркония изоморфно входит в породообразующие минералы, главным образом пироксены, и лишь при избытке его на заключительных этапах кристаллизации при температуре около 1000° образуется циркон в виде ксеноморфных скелетообразных выделений. Содержание радиоактивных элементов в цирконе очень низкое, обычно это $10^{-3}\%$, однако по мере совершенствования методов анализа он все больше используется для геохронологических целей.

В средних и кислых горных породах циркон кристаллизуется одним из первых, он идиоморфен, характерны призматические кристаллы с удлинением 2—3 и четко видимыми структурами роста (рис. 2, а, б); предполагаемая температура образования $600-800^{\circ}$. Содержание радиоактивных элементов сильно варьирует: $10^{-3}-10^{-10}\%$, причем здесь оказывают влияние основность породы, глубинность ее становления, а также региональные различия. Несмотря на большую устойчивость циркона к механическому воздействию, связанную с малыми размерами его кристаллов, отсутствием спайности, а также легкостью превращения обломков кристаллов в более устойчивые округлые зерна, в терригенных осадочных породах он присутствует в виде окатанных зерен с корродированными матовыми поверхностями и удлинением всегда меньше 2. Известковые щелочные поверхностные воды растворяют циркон и переносят его в виде геля. Часть его может тут же дать аутигенные обрастания либо исключительно мелкие кристаллы, но большая часть сорбируется гидроокислами алюминия и железа и рассеивается в структуре глинистых минералов. Содержание урана в аутигенных цирконах очень низкое, возможно, в связи с большой подвижностью урана в карбонатных водах.

Наиболее сложна история этого минерала в метаморфических породах. При прогрессивном региональном метаморфизме с участием водной 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 ядер уже полное, цирконы имеют овальную, округлую форму (см. рис. 2, в). Наиболее правильная округлая форма у цирконов из гранулитов (см. рис. 2, г). По-видимому, кристаллизация в условиях высоких давлений и температур способствует приобретению кристаллами изометричной формы. Однако блестящие поверхности, часто наблюдаемые многочисленными грани свидетельствуют о новом росте зерен либо о полной перекристаллизации старых, но не о терригенности циркона. В породах гранулитовой фации метаморфизма, образовавшихся в условиях умеренных и низких давлений, кристаллизуются идиоморфные удлиненные зерна цирконов, аналогичные цирконам из магматических пород. При анатексисе происходит кристаллизация идиоморфных призматических зерен циркона, однако первично осадочная природа породы улавливается иногда по сохранившимся округлым ядрам. При метаморфизме магматических пород цирконы обычно сохраняют призматический облик и зональное строение, характерное для цирконов магматических пород, однако отмечается некоторое сглаживание ребер и головок кристаллов (см. рис. 2, д). Содержание радиоактивных элементов в метаморфогенных кристаллах сильно колеблется, причем часто различие в их содержании между ядром и оболочкой достигает целого порядка. Обычно каждый последующий метаморфизм приводит к более высоким содержаниям радиоактивных элементов в оболочках циркона.

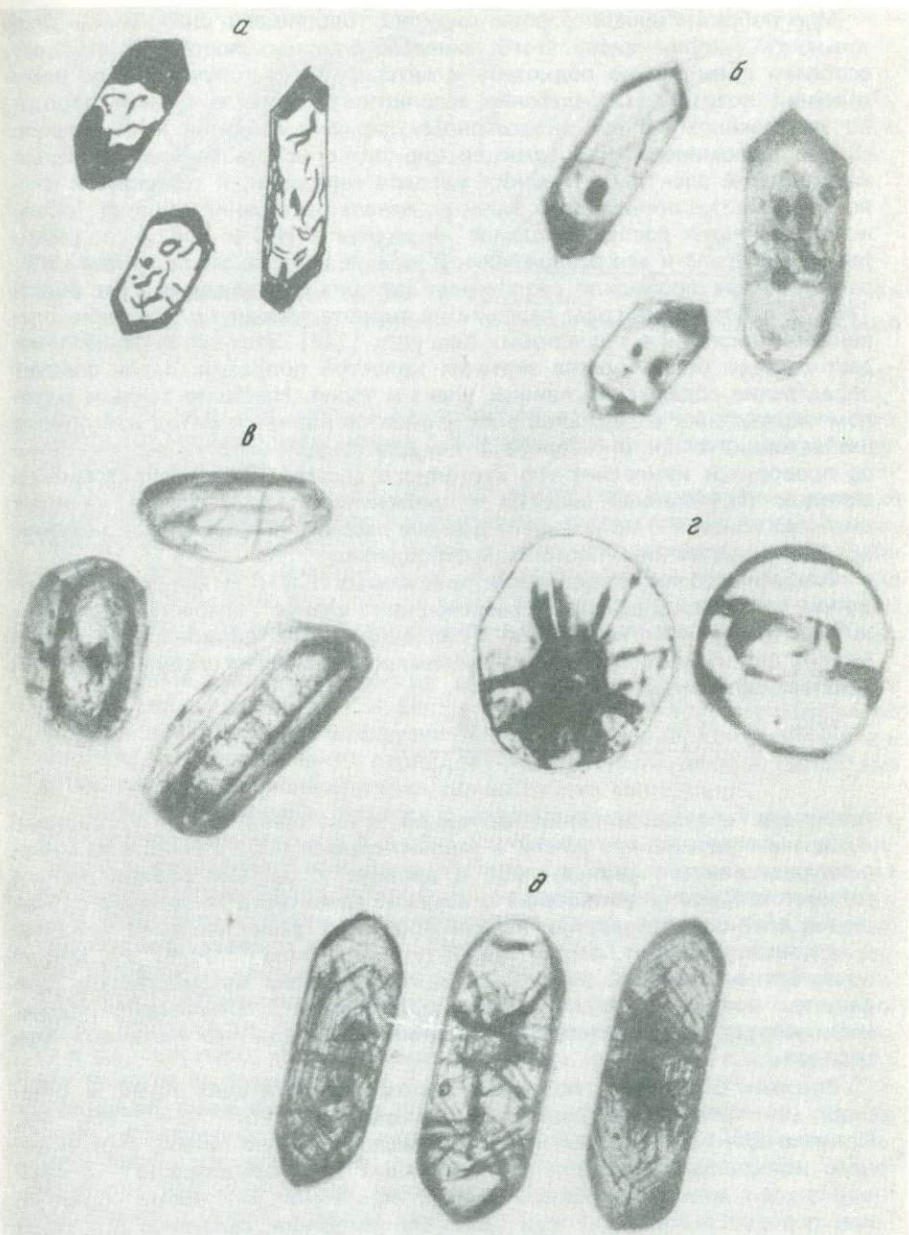


Рис. 2. Форма выделения акцессорного циркона в магматических и метаморфических породах, увел. 200–300

а — в гранитоидах; *б* — в чарнокитах; *в* — в парагнейсах; *г* — в гранулитах; *д* — в ортогнейсах

Многообразие внешних форм циркона, говорящее о сложности и длительности истории жизни этого минерала в горных породах, заставляет особенно внимательно подходить к интерпретации получаемых по нему значений возраста. Определение абсолютного возраста горной породы по заключенному в ней акцессорному циркону сводится к выделению из нее мономинеральной фракции циркона с использованием тяжелых жидкостей и электростатических методов сепарации, к тщательной кислотной очистке поверхности зерен до начала растирания образца (обычно применяется последовательное кипячение в HCl и HNO₃), к растиранию минерала и его разложению. В течение многих лет почти все лаборатории мира проводили разложение циркона сплавлением его с бурой [36], а в последние годы перешли на гидротермальное разложение плавиковой кислотой в тefлоновых капсулах [146]. Этот метод разложения дает гораздо более низкие значения холостой поправки. Затем следует определение содержания свинца, урана и тория. Наиболее точным методом определения содержания этих элементов является метод изотопного разбавления, точность которого ± 1%. Для выделенного из циркона свинца проводится измерение его изотопного состава на масс-спектрометре методом термоионной эмиссии с применением силикагеля в качестве эмиттера ионов. По полученным данным рассчитываются четыре значения возраста по различным изотопным отношениям.

Главная особенность возрастов, получаемых U—Th—Pb методом по циркону, — это дискордантность, расхождение значений возраста, рассчитанных по различным изотопным отношениям. Для циркона, как и для многих других урансодержащих минералов, характерна следующая последовательность возрастов:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} > \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} > \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} > \frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$$

говорящая о существовании нарушений в изотопной U—Th—Pb системе минерала в течение его жизни и заключающаяся либо в выносе из минерала радиогенного свинца, либо в добавке к системе радиоактивных элементов. Сделать заключение о возрасте единичного минерала в случае дискордантности возрастов невозможно, ибо даже наиболее близкий к истинному возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, может оказаться значительно омоложенным при древнем метаморфизме. Для расчета возрастов в случае дискордантности предлагаются различные варианты графического решения для ряда когенетических минералов.

Впервые объяснение подобной дискордантности дали Аренс и Везерилл [91, 194] на диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²³⁸U—²⁰⁷Pb/²³⁵U. Получив для серии когенетических минералов прямую линию, пересекающую конкордию — кривую согласованных значений возраста — в двух точках, они интерпретировали верхнее пересечение как время образования породы, а нижнее — как время ее изменения, связанное с потерей радиогенного свинца минералами (рис. 3, а). В большинстве разобранных примеров значения возраста, рассчитанные таким способом, соответствовали реальной геологической ситуации, однако наблюдались случаи, когда для возраста, получаемого по нижнему пересечению, не удавалось найти правильного толкования. Так, для целого ряда докембрийских щитов с различной геологической историей были получены пересечения, соответствующие возрастам 2700 и 600 млн. лет [187, 105]. Если воз-

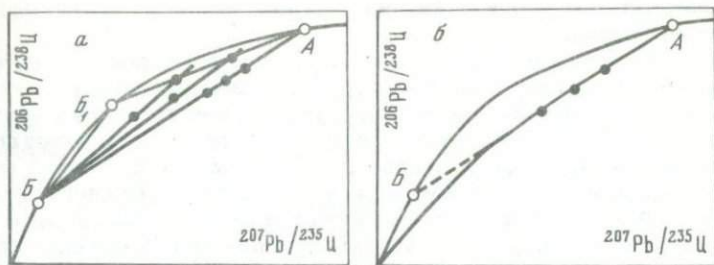


Рис. 3. Диаграмма с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
 а — модель эпизодического нарушения U—Pb системы; б — модель непрерывной диффузии свинца

раст 2700 млн. лет мог рассматриваться как время становления этих щитов, то метаморфизм возраста 600 млн. лет не подтверждался геологическими данными.

Тилтон и Вассербург [183, 187, 193] обосновали иную теорию, которая объясняла положение точек на диаграмме с конкордией, теорию непрерывной объемной диффузии свинца в минерале, определяемой коэффициентом диффузии (см. рис. 3, б). Все шестидесятые годы прошли под знаком борьбы этих двух толкований с перевесом то в одну, то в другую сторону, но к окончательному решению не пришли. и до настоящего времени [92].

Серьезные возражения против диффузионной модели потери радиогенного свинца выдвинул Г.И. Шестаков [86], который экспериментально измерил коэффициенты диффузии свинца в сфене, цирконе, монаците и показал, что они на 8—10 порядков ниже значений, необходимых для объяснения диффузионной утечки свинца из этих минералов.

Графическое решение вопроса о возрасте на изохронной диаграмме с конкордией возможно как для ряда цирконов из разновозрастных, когенетичных образований, так и для различных фракций циркона, выделенных из одной породы. Метод датирования по внутренней изохроне по различным фракциям циркона, выделенного из одной породы, был впервые предложен Сильвером и Деутч [180] еще в 1963 г. при детальном изучении циркона из докембрийского гранодиорита Джонни Льон в Аризоне. Изучение U—Pb изотопной системы в цирксонах, различающихся по морфологии, зональности, окраске, включениям, размеру зерен, радиоактивности и т.д., показало, что на графике Везерилла (диаграмма с конкордией) они ложатся на прямую линию с пересечениями 1655 и 900 млн. лет. Действительно, фракции циркона представляют собой когенетичные образования, а различную степень нарушенности в них U—Pb системы авторы связывали с нарушенностью структуры минерала под действием радиоактивного излучения. Наблюдалось постепенное увеличение в содержании радиогенного свинца, урана и тория и в степени дискордантности с уменьшением размера фракции. Причину подобной закономерности авторы видели в увеличении в ходе кристаллизации содержания урана и тория в расплаве, что сказалось в обогащении внешних зон и более тонкой фракции минерала этими элементами. Повышенное содержание радиационных нарушений вследствие большего ионизирующего излучения привело к большому нарушению U—Pb системы при метаморфизме. Метод датирования по внутренней изохроне, построенной по фракциям циркона, раз-

личающимся по размеру и магнитной восприимчивости, нашел широкое применение в геохронологии.

В работе Сильвера и Деутч впервые четко поставлен вопрос о причинах дискордантности цирконовых возрастов и о связи их со структурными особенностями минерала. Отличительной особенностью структуры циркона является легкий переход от кристалличности в метамиктное состояние. Метамиктность впервые определена Брэггом как состояние граничных кристаллов, по внутреннему строению и физическим свойствам приближающихся к стеклам. Хотя метамиктные цирконы более характерны для пегматитов и гидротермальных образований, но и среди акцессорных цирконов гранитоидов и метаморфических пород распространены полуметамиктные цирконы с разупорядоченной кристаллической структурой. В качестве основной причины метамиктности большинство исследователей считают влияние ионизирующего излучения урана и тория, приводящего к возникновению радиационных нарушений в структуре минерала [103, 112].

Влияние ионизирующего излучения сказывается на изменении параметров решетки кристаллов циркона, уменьшении его удельного веса (до 16%), изменении оптических свойств. Все эти вопросы впервые были подробно освещены в работе Холланда и Готфрида [130]. Авторы полагают, что изменения в структуре циркона вызваны смещением атомов под воздействием ядерной отдачи. Структура циркона оказывается полностью нарушенной при дозе облучения $1,2 \cdot 10^{16} \text{ а/мг}$, в этом случае происходит смещение 30% всех атомов. Разрушение структуры минерала рассматривается как четырехстадийный процесс, начинающийся с насыщения структуры атомными смещениями, распада ее на отдельные кристаллиты и окончательное превращение в стекло.

Холланд и Калп [130, 147] предложили использовать изменение параметров решетки циркона под действием излучения как меру их возраста. В большинстве случаев, однако, возрасты, рассчитанные по параметру решетки цирконов, отличаются от истинных в сторону занижения, что может быть следствием целого ряда причин [163]. Пропорциональное увеличение параметров решетки цирконов от доли излучения происходит лишь до дозы в $0,22 \cdot 10^{16} \text{ а/мг}$; именно в таких пределах и возможно проведение измерений возраста. Реальные кристаллы цирконов многофазны, что связано с условиями их образования, изменения и как следствие этого — с неравномерным распределением урана по объему зерен. В этом случае участки высокой концентрации радиоэлементов могут достичь полной метамиктности, в то время как в других фазах циркона доза облучения еще будет незначительной. А.Ф. Макеевым [52] был предложен метод измерения возраста циркона по параметру его решетки после предварительного селективного удаления из кристаллов метамиктной фазы. Развитием подобных исследований явилась работа бельгийских геохронологов [109, 110]. Ими показано пропорциональное возрастание степени метамиктности, определяемой по изменению инфракрасного спектра циркона при равном содержании радиоактивных компонентов в зависимости от возраста минерала. Это наблюдение позволило авторам работы датировать предложенным методом целый ряд акцессорных цирконов. Наложенный метаморфизм в ряде случаев полностью восстанавливал структуру минерала, начав новый отсчет времени по степени метамиктности, новое разупорядочение структуры минерала. Интересно, что восстановление кристаллической структуры циркона при метаморфизме может быть либо полным, либо совсем не иметь места. Частичного восста-

новления структуры на наблюдалось. Однако не существует прямой связи степени метамиктности минерала со степенью нарушенности изотопной U—Pb системы в нем. Возраст, рассчитанный по степени метамиктности, в одних случаях соответствует верхнему пересечению на диаграмме с конкордией, т.е. возрасту образования минерала, а в других — нижнему пересечению, т.е. времени его метаморфизма. Очевидно, связь степени метамиктности структуры циркона с нарушенностью его изотопной U—Pb системы более сложная. Метамиктность лишь подготавливает условия для более легкой потери радиогенного свинца из минерала, но необходимо наложение еще химического, термического и других воздействий на минерал, чтобы эта потеря осуществилась.

Ряд исследователей [43] придает большое значение в возникновении метамиктности различным генетическим признакам, таким, как первичные дефекты структуры, высокое содержание примесей и др. Изучение распределения микропримесей в цирконах проводится с применением микрозонда и методов осколковой радиографии.

Изучение распределения микроэлементов в цирконах с помощью электронного микрозонда сопровождает многие геохронологические исследования. Изучается обычно распределение U, Th, Pb, Hf, Y, TR, Ca, Fe и ряда других элементов [43, 122].

Микрозондовое изучение цирконов показало прежде всего крайне неравномерное распределение микроэлементов по объему кристаллов. Для цирконов гранитоидов характерно в целом увеличение содержания урана и тория от центра к периферии, причем это различие может достигать целого порядка. Подобные данные были получены Коппелем и Зоммерауэром [139], изучавшими цирконы из гранитоидов и парагнейсов Альп. Обогащение внешних зон магматогенных цирконов микропримесями авторы связывают с относительным обогащением этими компонентами расплава в ходе его кристаллизации. В дальнейшем эти наиболее обогащенные ураном и торием зерна наименее устойчивы к процессам выветривания. Поэтому цирконы парапород менее радиоактивны — переживают седиментогенез лишь наиболее "чистые" кристаллы.

Исследованиями Герца, Романса и других [119, 120, 174] показано существование положительной корреляции между содержанием иттрия и фосфора, с одной стороны, и электромагнитной восприимчивостью цирконов — с другой. Известно, что ксенотим изоструктурен циркону. Однако даже в тех случаях, когда ксенотим как самостоятельная минеральная фаза не обнаружен в цирконе, кристаллы или участки кристаллов, обогащенные ксенотимовой компонентой, отличаются большей электромагнитной восприимчивостью. К этим же обогащенным участкам приурочены и повышенные концентрации урана. Возникшие из-за большего размера иона иттрия ($Y^{3+} - 1,06 \text{ \AA}$) по сравнению с ионом циркония ($Zr^{4+} - 0,87 \text{ \AA}$), первичные нарушения в структуре минерала усиливаются в результате появления радиационных нарушений. Микрозондовые исследования четко связывают содержание ксенотимовой составляющей в цирконе с устойчивостью структуры минерала.

Ценные сведения о распределении радиоактивных элементов в зернах акцессорных цирконов дает изучение распределения треков нейтронно-индуцированного деления урана. Подобные исследования достаточно широко проводятся в последние годы во всем мире.

Какова бы ни была природа метамиктности, однако именно метамиктные кристаллы легче подвержены влиянию химического воздействия, поэтому многие исследователи вслед за Ю.А. Шуколюковым придавали

большое значение в нарушении U—Pb системы. [87]. Реальные кристаллы, по мнению Шуколокова, пронизаны сетью микротрещин и микропор, образующих мозаичную структуру с размером блоков 10^{-4} — 10^{-5} см. Атомы свинца, оказавшиеся в конце каналов, доступны воздействию любых химических агентов, находящихся в межкристаллическом пространстве. Скорость потери свинца минералом будет определяться скоростью химического взаимодействия, приводящего к переходу свинца в подвижную форму. При непрерывной химической потере свинца на диаграмме с конкордией (см. рис. 3, б) получаются кривые, аналогичные кривым диффузионных потерь, где нижнее пересечение не имеет реального смысла.

Метамиктность цирконов еще не является свидетельством нарушения U—Pb системы в них. Американским исследователям Кроу и Дэвису удалось выявить в пределах метамиктных цирконов отдельные участки, ответственные, по их мнению, за нарушение U—Pb системы в кристалле [144, 145]. Эти участки выявлялись при протравливании приполированных кристаллов акцессорных цирконов парами HF в течение нескольких секунд. В результате подобной обработки выявлялись гроздевидные участки, наиболее поддающиеся травлению. Авторы полагают, что потеря свинца, а возможно, и урана связана именно с этими участками, которые чаще всего встречаются в обогащенных ураном метамиктных зернах или зонах роста и обычно ассоциированы с беспорядочно ориентированными микрокристаллитами, видимыми на поверхностях воздействия. Большинство дискордантных цирконов содержали такие участки, локализованные вдоль трещин и границ зерен. Проведя предварительное дифференциальное растворение дискордантных цирконов в 48%-ной HF в течение одного часа, авторы получили согласные значения возраста.

Эти экспериментальные работы показали неоднородность зерен акцессорных цирконов, представляющих собой смесь нарушенных и ненарушенных фаз. Нарушенные фазы кристаллов содержат повышенные количества урана, иттрия и фосфора, обладают повышенной магнитной восприимчивостью и легче растворимы в HF. Вследствие этого возможно предварительное удаление дискордантных фаз и получение согласных значений возраста. В чем же состоит нарушение U—Pb изотопной системы в цирконах при различных геологических процессах? Существует ли реальная возможность для идентификации природы нарушения, учета его величины и расчета истинных значений возраста?

Наиболее часто нарушение изотопной U—Pb системы в цирконах связывают с потерей минералом радиогенного свинца при метаморфическом воздействии. Возможность таких потерь продемонстрирована экспериментально как для урановых минералов, так и для цирконов [168, 169]. Лиджен, О'Нил и Сильвер изучали устойчивость цейлонского метамиктного циркона к гидротермальному воздействию. При воздействии на циркон 2M раствором NaCl при $T = 500^{\circ}\text{C}$ и давлением 1000 бар максимальная потеря свинца составила 61% за 13 дней. Этот эксперимент явился наглядным подтверждением реальности ухода радиогенного свинца из цирконов.

В каких же случаях может происходить процесс выноса радиогенного свинца из цирконов в природе? Примером подобной геологической ситуации могут служить зоны контактового метаморфизма. Для цирконов из этих зон на диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ получаются четкие дискордии с пересечениями, отвечающими реальным геологическим событиям [151].

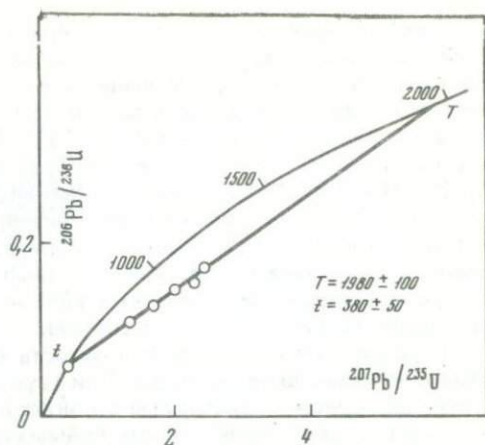
Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из мигматитов ильменогорского комплекса [5]

Дэвисом, Хартом и Тилтоном [108] рассмотрено поведение цирконов из докембрийских метасадков штата Колорадо в контакте с третичной интрузией. Построена дискордия с четкими пересечениями, отвечающими 1615 и 70 млн. лет. Наряду с потерей свинца отмечается обрастание цирконов новой генерацией с заметно более высоким содержанием урана.

Нами [5] было изучено влияние на U—Pb возраст цирконов наложенного метаморфизма, связанного с внедрением верхнепалеозойских интрузий щелочных пород в докембрийские мигматиты ильменогорского комплекса (Урал). Наблюдается эволюция цирконов по мере приближения к интрузиям щелочных пород, реликтовый характер цирконов сменяется разновидностями гранитного облика. На изохронной диаграмме они ложатся на дискордию с пересечениями, отвечающими возрастам 1980 и 380 млн лет (рис. 4), что соответствует возрасту пород ильменогорского комплекса и прорывающих его интрузий.

Однако для потери радиогенного свинца из акцессорных цирконов совсем необязательны высокие температуры контактового метаморфизма. Интересную модель эпизодичной потери свинца, связанной с химическим взаимодействием, предложил Голдич [118]. Он связал потерю свинца цирконами с падением гидростатического давления при выводе пород к поверхности, в результате чего 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 поднятия отдельных его участков.

Изучение поведения U—Pb системы в акцессорных цирконах из районов проявления регионального метаморфизма свидетельствует о том, что значительные потери радиогенного свинца наблюдаются уже на зеленосланцевой стадии изменения, когда температуры составляли всего 350—400°C [114, 115]. Процессу выноса свинца, с одной стороны, способствует более высокое содержание в минерале радиоактивных элементов и большой разрыв во времени между моментом образования и наложенным метаморфическим воздействием, т.е. степень нарушенности структуры, а с другой — наличие флюидной фазы в метаморфизирующем процессе. Благоприятное сочетание этих условий может привести к тому, что нарушенность U—Pb системы в цирконах из зон более низких степеней метаморфизма окажется выше, чем в более высоких. Большая кажущаяся нарушенность изотопной U—Pb системы в цирконах из метаморфических пород связана с обрастанием зерен циркона при метаморфизме новой генерацией с высоким, как правило, содержанием радиоактивных элементов.



Максимальна потеря свинца в цирконах из зон проявления гранулитовой степени метаморфизма; здесь наблюдается почти полная перекристаллизация старых либо образование новых зерен циркона, начинается новый отсчет времени. Лишь очень тонкие исследования последних лет, проводимые методом внутренних изохрон [137], позволяют нащупать терригенную компоненту в этих цирконах, содержание которой редко превышает 1—2%. Интересные данные о сохранении реликтового материала в цирконах из зон гранулитового метаморфизма приведены в работе бельгийских исследователей [162]. Ими показана зависимость величины изотопной памяти от состава пород. Максимальная память наблюдается в цирконах из кордиеритовых и гранатовых гнейсов и кварцитов, а минимальная — в породах гранито-гнейсового состава.

Гораздо более сложная зависимость возрастов получается при многократном метаморфизме пород. При двукратном нарушении U—Pb системы точки цирконов на диаграмме с конкордией (см. рис. 3, а) будут лежать в треугольнике, ограниченном прямыми, соединяющими точки конкордии, соответствующие возрасту минералов и времени нарушения системы. Иногда может возникнуть ложная линейность точек, связанная с возможной пропорциональностью потерь. Ложная пропорциональность точек на диаграмме с конкордией была продемонстрирована и объяснена нами с позиций двухфазности акцессорных цирконов для метаморфических пород Северного Приладожья [79], что будет подробно рассмотрено в главе IV.

Пиджен и Холгуд [167] рассчитали серию параллельных линий на графике с конкордией, по которым расположатся точки когенетичных цирконов, претерпевших двукратный метаморфизм. Пересечения этих линий с конкордией не будут отвечать реальным возрастам. Авторы считают, что каждый циркон обладает определенными потенциальными возможностями потерь радиогенного свинца в ответ на метаморфическое воздействие, что может быть выражено произведением ZJ , где Z — потенциал циркона — свойство, присущее его структуре, а J — интенсивность метаморфического воздействия. В этом случае мы всегда будем иметь линейную зависимость точек (ложную) на графике с конкордией для родственных цирконов, претерпевших двукратный метаморфизм, так как согласованность результатов определяется зависимостью $C = \frac{1}{(1 + ZJ)}$.

К аналогичным графическим построениям пришли ленинградские исследователи [53], объясняя зависимость многофазностью циркона и различной устойчивостью фаз при метаморфическом воздействии в зависимости от содержания в них радиоэлементов.

Голдич, Хедж и Штерн [117] изучали цирконы из древнейших гнейсов серий Мортон и Монтевидео (рис. 5). На диаграмме видно линейное расположение точек с пересечениями, соответствующими 3500 и 1850 млн. лет; реальность нижнего пересечения подтверждается наличием низкотемпературного метаморфизма с нарушением K—Ar системы в биотитах и наличием незначительных тел гранитоидов подобного возраста. Однако комплексное изучение района с применением всех методов датирования убеждает этих авторов в ложности изохроны [117, 184]. Ими датирован в 2650 млн. лет высокотемпературный метаморфизм, сопровождавшийся внедрением огромных гранитных масс. Авторы приходят к выводу, что нарушение U—Pb системы имело место дважды; сначала при высокотемпературном метаморфизме 2650 млн. лет назад, а затем 100 млн. лет назад при выводе пород к поверхности. Действительно, все точки цир-

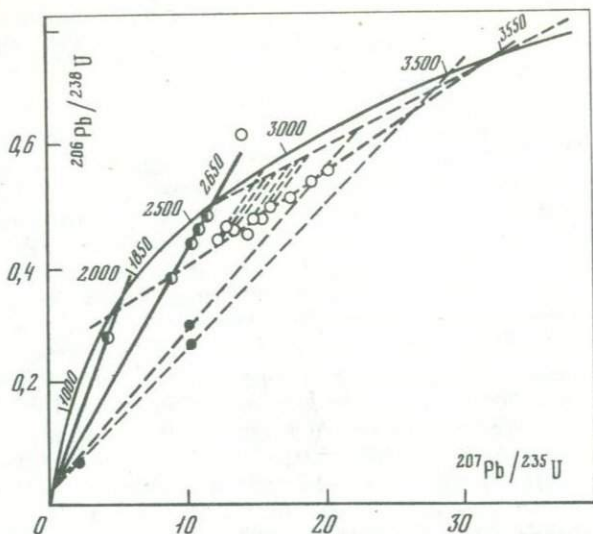


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для древнейших гнейсов серий Мортон и Монтевидео [117]

конов лежат в треугольнике, ограниченном этими дискордиями. Возникает вопрос: почему не каждый метаморфизм вызывает нарушение U—Pb системы в цирконе, почему не отразился на ней метаморфизм 1850 млн. лет назад? Штерн, Фэр и Ньюэлл [185] описали поведение U—Pb системы в цирконах батолита Боудлер Крик. Цирконы, полностью перекристаллизованные 1700 млн. лет назад при ассимиляции парапород внедрившимся батолитом, не откликнулись на метаморфизм 1400 млн. лет назад при внедрении интрузии Сильвер Плум, однако они изменились 60 млн. лет назад под воздействием интрузий ларамидного возраста (рис. 6). Подобные примеры многочисленны.

Особенно часто в молодых фанерозойских образованиях наблюдается последовательное наложение на породы метаморфического воздействия каледонского, герцинского и мезозойского возраста. U—Pb система цирконов запечатлевает обычно лишь каледонский метаморфизм, оставаясь нечувствительной к более поздним воздействиям. Подобная закономерность нарушается в случае появления новообразованных зерен циркона. Однако новообразования возникают уже при анатексисе. Объяснение этому явлению заключено опять же в структурных особенностях минерала. Интенсивный термический метаморфизм отжигает структуру минерала, делает ее недоступной метаморфизирующим растворам. Требуется определенное время, измеряемое обычно сотнями миллионов лет, чтобы нарушения возникли вновь, чтобы циркон стал снова доступным метаморфизирующим флюидам.

Мы разобрали примеры, когда нарушение изотопной U—Pb системы в цирконе связано с выносом из минерала радиогенного свинца. Однако аналогичная последовательность возрастов на изохронной диаграмме с конкордией получится и при добавлении к минералу урана в некоторый момент его жизни. Эта сторона возможных нарушений в U—Pb системе изучена еще недостаточно.

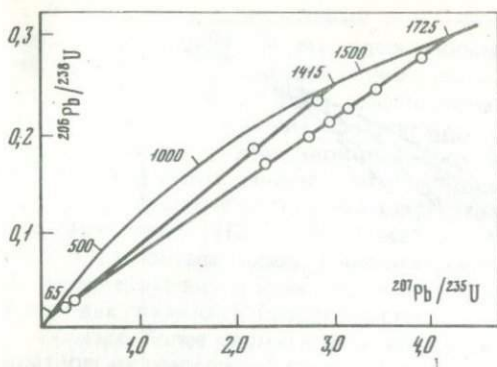


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из батолита Булдер Крик [185]

Интересная работа была выполнена недавно Грауэром с соавторами [121]. В результате изучения распределения треков нейтронно-индуцированного деления урана доказана сорбция этого элемента в цирконе. В детритовые округлые

цирконы докембрийского возраста с неровными поверхностями добавка урана произошла 200 млн. лет назад в узкой поверхностной зоне. Если первоначально циркон содержал 100 ч. на млн. урана, то в отторочке его содержание повышено до 1900 ч. на млн. Подобные отторочки содержали более 90% всех цирконов из ксенолитов, метакварцитов, зажатых в мезозойском пегматите. Обогащение внешней зоны циркона ураном шло без видимого нарастания циркона другой генерации. Авторы приходят к выводу, что способность к сорбции является специфическим свойством детритовых зерн. Последующая термическая перекристаллизация минерала прочно закрепляет захваченный уран.

Аналогичная картина обнаружена нами для цирконов из метакварцитов и мигматитов Северного Приладожья [79]. Проведенные нами исследования показывают, что добавка урана к акцессорным цирконам в процессе метаморфизма — явление, достаточно часто встречающееся в природе. Этот процесс, по-видимому, наиболее характерен как для условий контактового метаморфизма при внедрении интрузий кислого состава с повышенным содержанием урана, так и для цирконов из зон регионального метаморфизма, где, с одной стороны, происходит временное насыщение метаморфизирующих растворов ураном за счет выноса его из породообразующих минералов, а с другой — имеется минерал — циркон, подготовленный в ходе седиментации к сорбции урана из этих растворов. Правильность датирования по акцессорному циркону заключается, во-первых, в умении вскрыть и оценить те нарушения, которые имели место с момента образования минерала и до наших дней. Этому разбору было посвящено все предыдущее изложение. Во-вторых, не менее важно выявить наличие реликтового, более древнего материала, который относится уже к предыстории минерала и может привести при неумении его учета к завышению возрастов, рассматриваемых как возраст образования минерала.

Обычно идентификация подобного реликтового материала в цирконе возможна по его морфологическим особенностям. Так, в осадочных породах мы с уверенностью можем различить детритовые зерна циркона и датировать по ним возраст терригенной составляющей в осадочной породе, что часто представляет очень большой интерес для региональных стратиграфических корреляций.

В метаморфических породах, где цирконы часто имеют внутренние ядра, удается установить и возраст реликтового терригенного материала, и время метаморфизма породы. Особенно надежен для выявления детритовых возрастов в молодых фанерозойских метаморфических породах

метод построения внутренней изохроны. Возможность построения дискордии определяется тем, что в более крупной фракции циркона содержание реликтового материала будет выше, чем в мелкой. Пример подобной дискордии для парапород Швейцарских Альп [137, 138] показан на рис. 7.

Исключительную сложность в цирконометрии представляет вопрос о сохранении реликтовой изотопной памяти в цирконах из магматических пород. Как известно, циркон имеет очень высокую температуру плавления, около 2550°С. Очень часто в палингенных гранитоидах цирконы содержат видимые внутренние ядра, послужившие как бы затравками для роста новых кристаллов. Может ли сохраниться в этих древних ядрах, подверженных в течение длительного времени остывания интрузии высоким температурам, древний радиогенный свинец, который при неумении его учета приведет к получению завышенных значений возраста для времени становления интрузии?

Прецизионные измерения последних лет показывают, что действительно в магматогенных цирконах, даже при отсутствии в них видимых ядер, возможно сохранение некоторой доли древней радиогенной компоненты [123, 125, 129, 146]. Учет подобной составляющей особенно важен при датировании молодых мезо-кайнозойских интрузий, где уже 1% реликтового свинца приводит к значительным завышениям возраста. Именно в присутствии неучтенной реликтовой составляющей и лежит причина обычно завышенных значений возраста у фанерозойских цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Исследование американских ученых [129] показало наличие унаследованного радиогенного свинца в цирконах из палеозойских метавулканических пород Центральных Аппалачей. Цирконы, не несущие внутренних ядер, содержали различные пропорции древнего докембрийского радиогенного свинца, трудно поддающиеся учету. На изохронной диаграмме с конкордией точки подобных цирконов хаотично располагались правее конкордии, между значениями возраста в 400–500 млн. лет. По мнению авторов, вулканические породы могли образоваться при частичном плавлении в основании докембрийской коры либо могли возникнуть палингенно в пределах земной коры. Растущие зерна циркона были локально приурочены к существовавшим ранее цирконам и унаследовали часть древнего радиогенного свинца. Такое возможное удревнение возраста магматических пород наиболее опасно для фанерозойских образований. В докембрийских цирконах примесь древнего радиогенного свинца менее ощутима. Однако при большом различии в возрасте между унаследованной составляющей и временем образования породы она может привести к завышению возраста магматических пород.

Так, при датировании основных и ультраосновных магматических пород, поднятых, как правило, с больших глубин, возникает вопрос о том моменте, с которого начинается отсчет времени изотопных часов. Хорошо известно, что многие минералы, в частности такие высокотемпературные, как циркон, существуют в кристаллической форме задолго до подъема магм и становления основных пород во внешних зонах Земли. Будут ли в этом случае аксессуарные цирконы датировать время становления породы или же мы получим только возраст существования циркона в виде минеральной фазы? Исследования последних лет, выполненные, в частности, Дэвисом [106, 107] для цирконов из кимберлитовых трубок, показали, что отсчет времени в изотопных системах начинается лишь с внедрения пород в поверхностные зоны. На больших глубинах при высоких параметрах циркон остается открытой системой относительно радио-

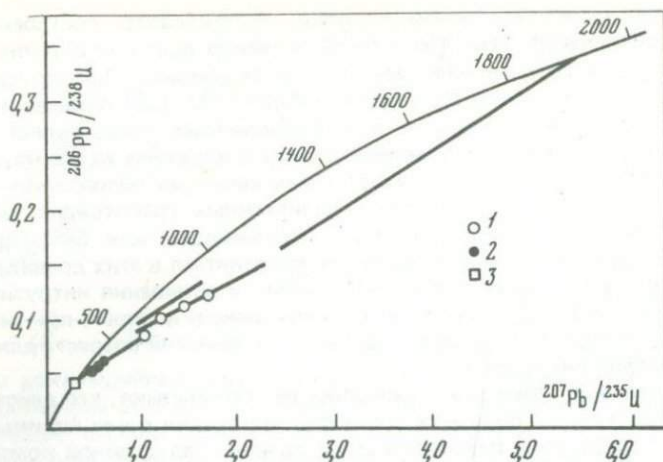


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из парапород Швейцарских Альп [135, 136]

1 — цирконы парагнейсов амфиболитовой фации; 2 — цирконы парагнейсов гранулитовой фации метаморфизма; 3 — монациты

генного свинца. Таким образом, датируя основные породы по акцессорным цирконам, мы получаем возраст внедрения и раскристаллизации пород уже в пределах верхних зон земной коры.

Из приведенного обзора следует, что к настоящему времени цирконометрия располагает достаточно надежными приемами как для анализа, так и интерпретации получаемых значений возраста, позволяющих надежно датировать по ним самые различные по возрасту и происхождению горные породы. Наибольшую трудность для датирования данным методом представляют, во-первых, многократно метаморфизованные породы, для которых существует опасность получения промежуточных возрастов по ложным изохронам, и, во-вторых, учет возможного присутствия древнего радиогенного свинца в цирконах из гранулитов, вулканитов и палингенных гранитоидов [5].

Далеко шагнувшая вперед техника химического анализа в геохронологических исследованиях, позволяющая измерять изотопный состав нанogramмовых количеств свинца, открывает перед U—Pb методом датирования новые возможности. Так, стало реальностью измерение единичного зерна акцессорного циркона, т.е. такого зерна, которое по минералогическим особенностям отвечает определенному этапу жизни породы [150]. Очевидно, на этом пути лежит будущее цирконовой геохронометрии, когда после детального минералогического анализа акцессорного циркона с применением электронного микроскопа, осколочной радиографии и рентгеноструктурных исследований будут отбираться единичные зерна, возникновение которых отвечает определенному моменту геологической истории, и именно по ним будут проводиться измерения возраста изотопным U—Pb методом. Успехи, достигнутые геохронологией, не исключают необходимости знания прежде всего геологической истории развития изучаемого региона. Только при сочетании геологических, геохимических и геохронологических исследований возможно получение надежных радиологических датировок.

ДРЕВНЕЙШИЕ ПОРОДЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Современные геохронологические данные говорят о том, что континентальная кора неизвестной мощности, но уже состоящая из разнообразных изверженных, осадочных и метаморфических пород гранит-зеленокаменной ассоциации существовала 3,6–3,8 млрд. лет назад. По мнению ряда исследователей [93, 102, 155], рост континентов происходил дискретно в относительно короткие интервалы времени (200–150 млн. лет), в течение которых имели место почти синхронный магматизм, метаморфизм и геохимическая дифференциация. Согласно Мурбасу [155], определяющими в становлении новой коры были следующие факторы: 1) образование нового сиалического материала из верхней мантии, вероятно, в пределах зон, близких по строению к современным островным дугам; 2) быстрая дифференциация вновь образовавшегося материала вплоть до формирования метаморфических пород; 3) относительная стабильность уже сформировавшейся коры.

По геохронологическим данным выделяются следующие основные эпохи наращивания континентальной коры в докембрии: 3,8–3,5 млрд. лет назад, 2,9–2,6 млрд. лет назад, 2,0–1,8 млрд. лет назад. Наиболее проявленным породообразующим моментом, создавшим около 50% современных докембрийских щитов, был период 2,9–2,6 млрд. лет назад, им завершилось создание кратонов — стабильных ядер в пределах докембрийских щитов.

Для древнейших образований наиболее характерны формации.

1. С преобладанием гнейсов высоких степеней метаморфизма и мигматитов (для Северо-Атлантического кратона — Гренландия, Лабрадор, Миннесота; Северо-Азиатского кратона — Алданский щит, Северо-Восток СССР).

2. С преобладанием пород гранит-зеленокаменной ассоциации (характерно для кратонов Южного полушария — Южная Африка, Западная Австралия, Индия).

По всей вероятности, эти два типа древнейших образований представляют собой лишь различные уровни вскрытия докембрийских кратонов, поскольку и среди полей развития древнейших гнейсов (Амитсок — Гренландия, Уивак, Хеброн — Лабрадор, Монтевидео и Мортон — Миннесота) встречаются реликтовые включения — ксенолиты переработанных пород зеленокаменной ассоциации, превращенных в настоящее время в амфиболиты, кристаллические сланцы, метаморфизованные железные руды. В пределах гнейсов Амитсок такой крупной 2–3-километровой зоной является супракратальный комплекс Ишуа с возрастом 3,8 млрд. лет.

Породы гранит-зеленокаменной ассоциации, представляющие собой в основном непосредственное поступление вещества из мантии, характеризуются независимо от их возраста определенным химизмом своего состава, резко отличающим их от продуктов повторной переработки пород земной коры.

Древнейшие магматические породы представлены интрузиями тоналит-гранодиоритового состава. Они отличаются сравнительно низким содержанием литофильных элементов, низкими отношениями K/Na , Ba/Sr , низким первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, не превышающим 0,7030, часто (но не всегда) примитивным изотопным составом свинца. В пределах Северо-Атлантического кратона, где эти породы превращены в полосчатые плагиигнейсы, представляющие собой чередование прослоев тоналитового и гранитного состава, основные черты химизма тоналитовых интрузий сохраняются [95, 98, 101, 133, 161].

Зеленокаменные пояса гранит-зеленокаменной ассоциации представлены метавулканическими и метаосадочными породами, отличительной чертой которых является низкая степень метаморфизма. Некоторые черты зеленокаменных поясов предполагают их формирования в условиях тонкой коры, сходных с условиями в современных островных дугах. Для большинства поясов характерно трехъярусное строение с ультраосновными вулканическими породами, близкими по составу к низкокальциевым толеитам океанических хребтов в основании разрезов, затем следует собственно зеленокаменная островодужная ассоциация пород с непременным присутствием в разрезе полосчатых железных руд. Венчают разрез осадочные породы. Наиболее типичные зеленокаменные пояса развиты в Южной Африке (Каапваальский и Родезийский кратоны) и Западной Австралии. Базальты характеризуются низким содержанием SiO_2 (<52%), K (0,3–0,5%), высоким отношением $Na/K \sim 10$, низким первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ — меньше 0,7030. Для ультраосновной группы пород характерно развитие коматиитов — высокомагнезиальных, низкокальциевых пород [93, 126, 135, 136].

Одним из наиболее сложных вопросов, широко дискутируемых в современной геологической литературе о раннем этапе развития нашей планеты, является возрастное соотношение зеленокаменных поясов и гранитов. Образовались ли зеленокаменные пояса на уже существующей гранитной коре или же плагииграниты — тоналиты представляют собой результат гранитизации первичных базальтов?

Уникальной пока является супракрустальная формация Ишуа (Гренландия), возраст которой в 3,75–3,8 млрд. лет определен $Pb-Pb$ и $Rb-Sr$ изохронными методами, $U-Pb$ методом по акцессорным цирконам, и, наконец, совсем недавно опубликованы данные $Sm-Nd$ метода для основных вулканитов этой формации, также датирующие ее образование в 3,77 млрд. лет [94, 96, 124, 154]. Из других наиболее достоверных датировок максимальные возрасты получены пока для интрузий плагиигранитного состава, а не вулканитов зеленокаменных поясов, что, однако, может быть связано с различной сохранностью изотопных систем в данных типах пород.

Возраст тоналитовых интрузий, даже превращенных в гнейсы и мигматиты, надежно датируется совпадающими результатами изохронных $Rb-Sr$, $Pb-Pb$ методов и $U-Pb$ метода по акцессорным цирконам в 3,6–3,5 млрд. лет [97, 98, 101, 113, 126, 154]. Серьезное препятствие к обнаружению первичных возрастов — проявившийся почти повсеместно в пределах кратонов наложенный метаморфизм гранулитовой фации, при-

ведший к удалению из пород таких элементов, как K, U, Th, Rb, и тем самым нарушивший U—Th—Pb и Rb—Sr изотопные системы. Наиболее ранняя эпоха проявления метаморфизма гранулитовой фации оценивается на различных щитах интервалом времени 3,0—2,8 млрд. лет назад, свидетельствуя о достаточной мощности коры к тому времени, необходимой для создания P—T условий гранулитовой фации.

Изотопная память о предыстории в районах проявления наложенного метаморфизма гранулитовой фации почти полностью стерта. Более того, уход из пород урана при сохранении в ней древнего радиогенного свинца приведет к получению заведомо завышенных значений возраста при построении Pb—Pb и U—Pb изохрон. Это же все относится и к метаморфизованным в условиях гранулитовой фации породам вулканического происхождения, превращенным в основные кристаллические сланцы.

Определение абсолютного возраста собственно вулканических пород зеленокаменной ассоциации достаточно сложно из-за низкого содержания в них урана и рубидия и нарушения Rb—Sr и U—Pb изотопных систем даже при низкотемпературном метаморфизме. Для большинства вулканитов Южной Африки получены изохронные возрасты, не превышающие 3,1 млрд. лет. Лишь для базальтовых коматиитов Барбертона (Каапваальский кратон) получено Rb—Sr изохронное значение в 3,5 млрд. лет, однако биминеральный состав породы оставляет сомнение в его правильности [126, 135, 136, 157].

Перспективным для датирования вулканитов зеленокаменных поясов оказался U—Pb метод по акцессорному циркону, несмотря на значительные трудности по его выделению. Так, Пиджену [164] удалось выделить акцессорный циркон из датитов зеленокаменного пояса Пилбора (Западная Австралия) и определить по нему возраст в 3,45 млрд. лет. Rb—Sr система в этих породах была нарушена. Интересная работа выполнена недавно Наном и Серстаном [159], изучившими U—Pb изотопные системы в цирконах, выделенных из риолитов трех основных вулканических циклов зеленокаменного пояса Учи-Лейк, Онтарио, Канада. Полученные возрасты оказались соответственно равными 2959 ± 3 млн. лет, 2880 ± 12 млн. лет и 2738 ± 5 млн. лет. Эти исследования показали, что длительность вулканической деятельности в пределах одного зеленокаменного пояса 200 млн. лет.

Обзор геолого-геохимических данных для древнейших образований Земли показывает, что отнесение того или иного региона к первому (3800—3500 млн. лет назад) либо второму (2900—2600 млн. лет назад) циклу наращивания земной коры базируется пока исключительно на геохронологических данных, так как химизм обоих поясов сходен. Акцессорный циркон гранитоидов и вулканогенных пород показал себя одним из лучших геохронометров при датировании этих древнейших образований Земли.

Переходя теперь к геохронологии Балтийского щита, с сожалением приходится констатировать, что надежных реперных измерений, подтверждающих существование в его пределах древнейших образований с возрастом, превышающим 3,5 млрд. лет, к настоящему времени не существует. Геологическими исследованиями в пределах Балтийского щита устанавливается присутствие образований, характерных для ранней коры Земли, — зеленокаменных поясов с характерными ассоциациями пород, включающими полосчатые железные руды и железистые кварциты, и фундамент этих поясов, представленный в основном олигоклазовыми гранитами. Однако геохронологические исследования не подтверждают

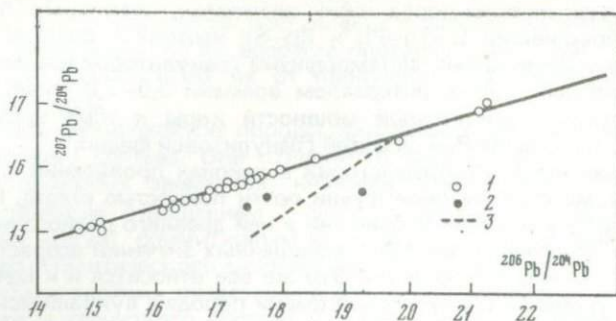


Рис. 8. Изохронная диаграмма в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для гнейсов и мигматитов островов Лофотен — Вестерлен (Северная Норвегия) [186]

1 — образцы, по которым рассчитывалась изохрона; 2 — образцы, не принимавшиеся в расчет при построении изохроны; 3 — нулевая изохрона

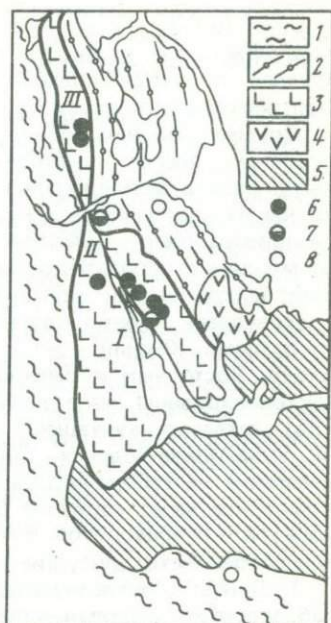
правильность отнесения этих образований к самому раннему этапу становления земной коры. Так, мы не располагаем U—Pb измерениями акцессорных цирконов из этих пород, превышающими 3,0 млрд. лет. К сожалению, до настоящего времени не имеется прямых датировок акцессорных цирконов, выделенных непосредственно из вулканитов зеленокаменных поясов. Наиболее древние возрасты для пород Балтийского щита были получены Pb—Pb изохронным методом по породам в целом для мигматизированных гнейсов Викан (о-ва Лофотен — Вестерален, Северная Норвегия) [186] — 3460 ± 70 млн. лет и для габбро-норитов и лабрадоритов массива Чуна-Монча-Волчьих тундр (Кольский полуостров) [60] — 3800 ± 300 млн. лет. Однако как для тех, так и для других пород подтверждения этих величин другими методами датирования не было. Более того, Rb—Sr изохронным методом для пород в целом получены значения возраста 2300 и 2000 млн. лет соответственно [127, 128, 99], свидетельствующие о нарушении изотопного равновесия в Rb—Sr системе.

Древнейшие породы Северной Норвегии включают гнейсы, метаморфизованные как в амфиболитовой, так и в гранулитовой фации метаморфизма [127, 128]. Они подразделяются на две группы: мигматитов монцонитового и диоритового состава, для которых предполагают первично-магматическое происхождение, и более молодую группу пород супра-крустального происхождения. Гнейсы включают прослои мраморов, графитовых сланцев и полосчатых железных руд. Как по химическому составу в целом, так и по соотношению малых элементов, они близки к древнейшим породам Северо-Американского континента.

Для построения Pb—Pb изохроны Тейлор использовал изотопные данные для образцов гнейсов гранулитовой фации метаморфизма, интенсивно мигматизированных. Гранитный материал в них перемежается с материалом тоналитового и диоритового состава, что предполагает образование гнейсов за счет изверженных пород промежуточного состава [186]. Изохрона в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, рассчитанная для 31 пробы гнейса, определяет возраст в 3460 ± 70 млн. лет, однако для построения изохроны аналитическая погрешность была увеличена в 7 раз (рис. 8).

Рис. 9. Схема расположения массива основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр

1 — гнейсы беломорской формации; 2 — гнейсы и гранулиты кольской серии; 3 — габбро-нориты Чуна-Монча-Волчьих тундр; 4 — Мончегорский плутон; 5 — породы свиты и мандра-варзуга; 6 — места взятия проб габбро-норитов; 7 — места взятия проб базальных конгломератов; 8 — места взятия проб гнейсов и гранулитов



Рассчитанная по двухстадийной модели развития свинца величина μ составляет $10,2 \pm 0,1$, что достаточно высоко, если исходить из мантийного источника вещества пород. Rb—Sr изохрона для десяти выбранных образцов определила возраст в 2300 млн. лет, показав исключительно высокое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в 0,7126, что предопределяет

длительное коровое развитие этих пород и свидетельствует о перераспределении Rb и Sr в процессе метаморфизма. Удивительным является тот факт, что, несмотря на большую подвижность урана при процессах метаморфизма, отмечаемую многими исследователями [33, 62, 194], в данном случае даже при наложении гранулитового метаморфизма удаления урана из пород не отмечается, а изотопный состав свинца в гнейсах радиогенен. Таким образом, хотя П. Тейлор и предлагает рассматривать значение

возраста в 3460 млн. лет как время высокотемпературного метаморфизма, которое привело к формированию мигматитовой формации островов Лофонтен, этот вывод представляется нам преждевременным, тем более что наложение последующего метаморфизма гранулитовой фации 1900 млн. лет назад должно было привести к удалению из породы урана при сохранении накопленного радиогенного свинца, удревив возраст пород при изучении изотопного состава свинца в породе в целом. В этом случае история развития гнейсов Викана будет ближе отвечать модели, предложенной Хейером и Компстоном [127], где возраст мигматитов датирован Rb—Sr методом в 2800 млн. лет.

Некоторым подтверждением ошибочности возрастов, полученных Тейлором, являются недавно выполненные Якобсоном и Вассербургом работы по измерению возраста гранулитовых мигматитов Викана Sm—Nd методом [134].

Изучение поведения Sm—Nd системы в высокотемпературированных породах указывает на отсутствие фракционирования Sm и Nd при наложении гранулитового метаморфизма. Возраст, полученный Sm—Nd методом для архейских мигматитов, оказался равным 2,64 млрд. лет, что согласуется с Rb—Sr возрастом, приводимым Хейером. Приняв 2,64 млрд. лет за время образования данных пород, а 1,8 млрд. лет — за время наложения метаморфизма гранулитовой фации, Якобсон и Вассербург рассчитывают коэффициенты фракционирования $F = \mu_1/\mu_2$ для U—Pb, Rb—Sr. Полученные данные находятся в хорошем согласии с данными Хейера и Торенсена [128]: $F_{\text{U-Pb}} = 0,25$ (0,36) и $F_{\text{Rb-Sr}} =$

= 0,46 (0,47). Таким образом, последними изотопными данными не подтверждается древность данных образований и мигматиты о-ва Вестерален являются представителями широко проявленной в пределах Балтийского щита эпохи с возрастом 2,8–2,6 млрд. лет.

Другим районом обнаружения древнейших пород явился массив основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр (Кольский полуостров), вытянутый в меридиональном направлении на 80 км при ширине в 2–20 км. Он расположен между тремя различными по составу и строению разновозрастными комплексами горных пород (рис. 9). Западная граница массива с породами беломорского блока представляет собой отчетливый тектонический контакт. По данным геофизических исследований он совпадает с зоной крупнейшего на Кольском полуострове глубинного разлома. Южный контакт с породами свиты имандра-варзуга изучен плохо. Восточный и северный контакты с кольскими гнейсами также тектонизированы, но в значительно меньшей степени. В.А. Масленникову [55], детально изучавшему соотношение пород кольской серии и массива Чуна-Монча-Волчьих тундр, удалось установить стратиграфическое налегание на габбро-нориты-лабрадориты супракрустального гнейсового комплекса через горизонт базальных конгломератов с галькой габбро-норитов и лабрадоритов. В.А. Масленников отмечает следующие характерные особенности, присущие данным конгломератам.

1. Линзы конгломератов залегают непосредственно на габбро-норит-лабрадоритах в основании перекрывающих их гнейсовых толщ.

2. Состав валунов и галек соответствует различным разновидностям пород.

3. Цемент конгломерата представлен гнейсами гиперстенгранатовыми с биотитом вплоть до образования прослоев гранулитов. По составу цемент аналогичен породам нижней части разреза кольской серии, с которой он связан непосредственными переходами.

Характерно, что железистость пород кольской серии уменьшается от пород нижней свиты к породам верхней свиты, отражая, по-видимому, вклад разрушавшихся основных пород.

Возраст основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр изучался нами Рb-изохронным методом по породам в целом, а также по отдельным минеральным фракциям [73]. Были отобраны образцы пород, наименее затронутых наложенными процессами, с обязательным присутствием двух пироксенов (гиперстен и диопсид), а также образцы цемента конгломерата в двух участках его обнаружения (оз. Сейд и ручей Вайкис). Из образцов габбро-норитов, а также из мономинеральных фракций полевого шпата и пироксена был выделен свинец и определен его изотопный состав. Возраст для пород в целом, рассчитанный по изохроне в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, равен 3800 ± 300 млн. лет, $y = (0,3496 \pm \pm 0,0818)x + (9,51 \pm 1,39)$. Разброс точек на изохронной диаграмме превышает аналитическую погрешность. Интересно, что пары полевого шпата – пироксен дают возраст 2700 и 1800 млн. лет, указывая на более позднее перераспределение урана и свинца между минеральными фазами.

В цементе конгломерата, представленного гиперстен-гранат-амфибол-биотитовым гнейсом, содержалось значительное количество идиоморфного циркона исключительно мелкого размера – $< 0,05$ мм. По морфологии он резко отличался от циркона гранулитов кольской серии, находящихся в непосредственном контакте с основными породами. По-види-

тому, в момент своего образования цемент представлял собой гиперстен-плагноклазовую породу, а свой настоящий состав, включая образование циркона, порода приобрела при метаморфизме, изофациальном метаморфизму кольской серии.

Результаты свинцово-изотопного изучения цирконов показывают, что образование их имело место около 2700 млн. лет назад, а затем они дважды испытали потерю свинца — 1800 млн. лет назад и во время, близкое к настоящему. Возможно, что зона контакта оставалась ослабленной зоной, на которой активно сказывались более поздние метаморфические процессы. Однако выполненное Аллегре [99] определение возраста основных пород массива Rb—Sr изохронным методом дало значение возраста в 2000 млн. лет и указало на значительное перераспределение Rb и Sr в этих породах. Так же, как и в случае мигматитов Вестералена, представляется маловероятным, чтобы при нарушении Rb—Sr изотопной системы U—Pb система оставалась ненарушенной. Таким образом, и в данном случае вопрос о возрасте пород массива Чуна-Монча-Волчьих тундр не может считаться окончательно решенным. Других датировок, превышающих 3,0 млрд. лет по данным U—Pb и Pb—Pb изотопных методов, для пород Балтийского щита пока не существует.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Наиболее проявленной на территории Балтийского щита является эпоха магматизма и становления земной коры с возрастом 2900—2600 млн. лет. Породы этого возраста слагают до 50% поверхности щита, преимущественно в его восточной части. Они представлены как высокометаморфизованными образованиями, так и гранит-зеленокаменной ассоциацией пород. К первым относятся беломорская и кольская серии пород, сложенные преимущественно гнейсами высоких ступеней метаморфизма и гранулитами, а ко вторым — зеленокаменные пояса Карелии и Финляндии, залегающие среди обширных полей гранитоидов. Попытки отнести хотя бы часть этих образований к более древнему циклу не подкреплены пока геохронологическими данными. Синтез материалов по стратиграфии и геохронологии пород Балтийского щита позволяет рассматривать разновозрастными (2900—2600 млн. лет) супракрустальные породы, прошедшие этап гранулитового метаморфизма (кольская и беломорская серии), и сланцы зеленокаменных поясов Карелии и Финляндии.

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОРОДЫ КАРЕЛИИ
И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Гранит-зеленокаменные ассоциации пород являются характерными образованиями архея. Отмечается однородность стратиграфии (трехчленное деление), структуры, метаморфизма, минерализации, ассоциированных гранитов и геотектонических условий в зеленокаменных поясах всего мира. Наиболее характерной отличительной чертой докембрийских зеленокаменных поясов являются метаморфизм низких степеней и сохранение первичных вулканических и осадочных черт [93]. Собственно супракрустальные образования залегают в узких троговых зонах среди обширных полей гранитоидов. Часть гранитоидов относится к фундаменту зеленокаменных поясов, другая часть — к прорывающим образованиям. Деление это в целом условно, ибо непосредственные контакты гранитоидов с вулканиками зеленокаменных поясов всегда секущие, что может быть, однако, результатом более поздней ремобилизации гранитного вещества. Абсолютный возраст, как правило, и тех и других гранитов одинаков.

Представления о возрастном положении зеленокаменных поясов Карелии претерпели значительную эволюцию. В течение долгого времени они рассматривались в составе нижнего подразделения нижнего протерозоя — лопия — по К.О. Кратцу [44]. Иных представлений уже в те годы придерживалась М.А. Гилярова [21] о сопоставимости супракру-

Таблица 1

Абсолютный возраст акцессорных цирконов архейских образований Балтийского щита

№ п/п	№ пробы	Место взятия образца, порода	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет по отношениям		
			Pb	U	204	206	207	208	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I. Фундамент карелид [8, 10, 11]											
1	621/15	Суна, олигоклазовый гранит	0,0128	0,0325	0,086	73,15	15,60	11,17	2820	1795	2320
2	592	То же	0,0222	0,0423	0,453	58,96	16,78	23,80	2770	1760	2270
3	544	Оз. Викаса, гранодиорит	0,008	0,015	0,056	71,32	13,74	14,88	2680	2345	2510
4	549	Оз. Викаса, гранит	0,0052	0,012	0,067	69,57	13,72	16,65	2700	1910	2300
5	501	Оз. Нижнее, гранит	0,0053	0,0076	0,17	66,96	13,94	18,93	2630	2700	2650
6	502	То же	0,0128	0,0265	0,022	74,33	13,52	12,13	2640	2240	2440
7	506	Оз. Нижнее, гранит	0,0049	0,0087	0,180	70,77	14,04	15,01	2530	2380	2450
8	2442	Реболы, гранит	0,0134	0,0264	0,007	71,53	13,22	15,24	2690	2270	1700
9	2442a	То же	0,011	0,0247	0,008	71,09	13,19	15,71	2690	2020	2350
10	2444	Реболы, эндербит	0,033	0,065	0,006	79,33	15,78	5,08	2790	2475	2630
11	2445	То же	0,057	0,051	0,007	38,18	7,45	54,36	2770	2590	2670
12	704	Сортавала, гранито-гнейс	0,008	0,019	0,04	76,51	14,30	9,15	2660	2040	2350
13	1346	Гирвас, гранит	0,031	0,042	0,61	52,08	17,63	29,68	2820	2020	2600
14	706	Суоярви, гнейс	0,0132	0,028	0,066	70,19	13,57	16,17	2670	2070	2390
II. Интрузии в зеленокаменных поясах Карелии [6, 8, 52]											
15	10380	Костомукша, плагиогранит	0,0097	0,026	0,066	75,92	14,64	9,37			
16	10381	Костомукша, плагиомикроклиновый гранит	0,041	0,075	0,027	75,73	14,18	10,07	2680	2520	2610

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
17	10382	Костомукша, микроклиновый гранит	0,026	0,074	0,054	72,43	13,85	13,67	2660	1655	2140
18	711	Надвоицы, гранодиорит	0,0105	0,026	0,034	72,05	13,91	14,01	2720	1870	2310
19	712	Надвоицы, диорит	0,0138	0,029	0,050	69,73	13,80	16,42	2740	2085	2410
20	717	Машозеро, гранодиорит	0,0017	0,0068	0,25	65,05	15,72	18,98	2790	1060	1780
21	1350	Карташи, микроклиновый гранит	0,019	0,023	0,07	53,33	11,45	33,15	2860	2500	2710
22	575	Тикшозеро, гнейс	0,003	0,0054	0,217	67,05	15,45	17,28	2750	2230	2495
23	1367	Хаутовара, гранит	0,082	0,07	0,53	52,83	16,04	30,60	2670	3060	2810
24	2011	Суоярви, гранодиорит	0,0070	0,0134	0,082	73,59	15,25	11,07	2770	2345	2500
25	2011	То же	0,0097	0,0227	0,105	72,91	15,21	11,78	2750	1950	2370
26	2011	"	0,0094	0,0153	0,161	70,66	15,49	13,69	2755	2550	2630
27	2011	"	0,0065	0,0124	0,005	76,16	14,79	9,05	2770	2445	2660
III. Гранито-гнейсы основания, Финляндия [195]											
28	34	Матасваара, гранито-гнейс	0,0220	0,0541	0,057	100	19,49	11,33	2730	2495	2620
29	A-28	Суомуссалми, гранодиорит	0,0132	0,0345	0,052	100	18,95	18,52	2710	2380	2540
30	A-50	Иломанцы, гранит	0,0115	0,0306	0,065	100	19,32	18,90	2610	2340	2540
31	35	Коли, гнейс	0,0244	0,084	0,053	100	18,04	8,41	2600	1875	2240
32	47	Хутилампи, гнейс	0,0121	0,043	0,089	100	18,55	19,74	2510	1800	2210
33	A-52	Сомпурви, гранит	0,0199	0,0654	0,107	100	17,87	18,65	2580	1950	2235
IV. Беломорская серия [8, 75, 77]											
34	566	Г. Ряба-Вара, гранито-гнейс	0,012	0,024	0,034	78,62	14,71	6,63	2670	2420	2540
35	571	То же	0,016	0,031	0,026	79,96	14,91	5,11	2680	2520	2595
36	565	Чупа, гранито-гнейс, котозерская свита	0,012	0,022	0,049	77,33	15,05	7,57	2720	2550	2630
37	533	Рух-Наволоок, гнейс, котозерская свита	0,025	0,050	0,038	74,52	13,44	12,00	2600	2305	2450
38	576	Малиновая Варакка, гнейс, чупинская свита	0,0167	0,0384	0,045	77,36	14,86	7,76	2700	2110	2410
39	577	Плотина, гнейс, чупинская свита	0,012	0,023	0,04	80,66	14,73	4,57	2620	2550	2575
40	556	То же	0,0142	0,028	0,04	81,05	13,97	4,93	2540	2480	2500
41	564	Лоушки, альбитизированный гнейс	0,0225	0,0626	0,056	79,97	13,53	6,49	2460	1840	2140
42	570	Хето-Ламбина, гнейс, хетоламбинская свита	0,0065	0,0154	0,05	77,30	15,20	7,45	2730	2060	2390
43	578	Карташ, гранито-гнейс керетьская свита	0,0126	0,0263	0,024	80,15	15,30	4,52	2720	2370	2545
44	600	Чун-озеро, гнейс	0,0105	0,029	0,035	73,38	14,54	12,03	2760	1725	2225
45	108	Витта-Ая, мигматизированный гнейс	0,011	0,021	0,052	73,94	11,23	14,78	2255	2360	2300
46	107	То же	0,0084	0,0165	0,068	70,44	11,12	18,37	2300	2260	2270
47	619	Порья губа, мигматит	0,0177	0,039	0,079	62,84	12,18	24,90	2630	1660	2220
V. Кольский регион [9, 36, 38, 73, 76]											
48	628	Магматиты, гнейс, гранулитовая фация	0,019	0,0295	0,020	40,62	7,57	51,79	2660	1700	2155
49	608	Пулозеро, гнейс, гранулитовая фация	0,0145	0,0217	0,40	58,31	14,69	26,60	2530	2220	2360
50	2906	Чудзьярв, гнейс, гранулитовая фация	0,0103	0,0175	0,094	72,60	13,78	13,52	2590	2490	2560
51	2902	То же	0,0103	0,0173	0,025	72,71	13,97	13,30	2690	2590	2660
52	626	Вайкис, гранулит	0,0095	0,018	0,027	58,84	10,38	30,75	2670	1910	2260
53	627	Вайкис, цемент конгломерата	0,0054	0,015	0,017	72,23	10,70	17,05	2290	1700	1960
54	603	оз. Сейд, цемент конгломерата	0,002	0,005	0,15	66,04	12,32	21,60	2440	1810	2100
55	587	Монч-озеро, гнейс, амфиболитовая фация	0,0045	0,0068	0,085	63,89	12,34	23,69	2650	2540	2560

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
56	587а	То же	0,011	0,0073	0,12	72,26	15,42	12,20	2770	4300	2920
57	588	Монч-озеро, гнейс	0,051	0,0115	0,44	60,98	17,01	21,57	2490	1860	2160
58	584	Оленегорск, гнейс	0,0097	0,0159	0,04	72,31	14,76	12,88	2800	2660	2720
59	724	Г. Кола, гнейс	0,018	0,041	0,028	74,53	13,78	11,65	2660	2060	2380
60	609	Ура-Губа, гнейс	0,016	0,046	0,102	74,29	14,34	11,27	2620	1665	2110
61	109	Алла-Акка-Ярви, гнейс	0,01	0,026	0,047	69,30	13,12	17,53	2660	1720	2180
62	608	Ура-Губа, гранито-гнейс	0,0069	0,023	0,021	75,13	14,10	10,75	2810	1850	2325
63	614	Пулдозеро, гранито-гнейс	0,0252	0,095	0,045	81,52	12,45	5,90	2310	1440	1810
64	110	Алла-Акки-Ярви, мигматит	0,058	0,136	0,07	51,54	8,03	40,36	2210	1430	1770
65	1336	Кумужье, гранит, монацит	0,57	0,3	0,043	21,38	4,84	73,74	2880	2400	2650
66	606	Оленегорск, гранито-гнейс	0,0084	0,023	0,013	78,00	14,54	7,45	2690	1840	2240
67	63Б	Гримяха-Вырмес, гранит	0,0083	0,091	0,11	71,60	14,75	13,54	2720	470	1080
68	20С	Мурмаши, пегматит, монацит	0,90	0,035	0,01	2,41	0,58	97,00	2740	3340	2960
69	19а	Воронья, микроклиновый гранит	0,033	0,087	0,07	72,50	14,68	12,75	2750	1765	2240
70	196	Воронья, монацит	2,15	0,15	0,11	7,17	2,63	90,09	2650	4280	3230
71	1610/60	Воронья, олигоклазовый гранит	0,010	0,024	0,35	62,88	15,97	20,80	2720	1615	2140
72	8	Умба, олигоклазовый гранит	0,020	0,034	0,15	71,00	15,14	13,71	2740	2485	2610
73	589	Риж-губа, кварцит, имандра-варзуга	0,0112	0,027	0,018	73,71	14,49	11,78	2770	1960	1640
74	1514	Мурманский блок, чарнокит	0,017	0,056	0,060	70,11	12,83	17,00	2600	1410	1940
75	1513	То же	0,027	0,062	0,065	49,92	9,21	40,81	2540	1430	1920
76	1507	"	0,091	0,10	0,46	59,35	24,47	25,73	2300	2860	2530
VI. Глубинные чарнокиты [74, 75]											
77	518	Вичаны, оз. Нален	0,0043	0,0083	0,05	74,04	12,19	13,72	2415	2370	2370
78	522	То же, пегматоид	0,102	0,21	0,012	77,95	12,15	9,89	2390	2350	2350
79	522а	"	0,0053	0,0095	0,117	71,64	12,56	15,67	2400	2400	2395
80	520	Вичаны, Рух Наволок	0,0038	0,0075	0,092	73,27	12,60	14,04	2415	2275	2345
81	525	Вичаны, оз. Нален	0,0035	0,009	0,076	74,16	12,46	13,30	2405	1850	2100
82	537	Топозеро, о. Летмани	0,003	0,0081	0,21	67,04	13,02	19,37	2400	1590	1960
83	540	Топозеро, Нуму	0,005	0,0075	0,237	63,21	12,40	24,15	2340	2440	2370
VII. Кварцевые порфиры [45]											
84	718	Пушное, гранит-порфир	0,0011	0,0041	0,462	58,27	14,94	26,33	2425	962	1495
85	97	Лехта, фракция 0,16	0,0016	0,0062	0,309	49,78	12,61	37,61	2610	842	1490
86	97а	Лехта, фракция от -0,16 до +0,08	0,00262	0,0048	0,267	59,99	13,10	26,642	2470	1930	2210
87	100	То же, фракция +0,08	0,00757	0,0129	0,172	59,79	11,40	28,640	2385	2120	2260
88	534	То же	0,0036	0,0052	0,266	62,05	13,06	24,621	2410	2475	2440
89	534	То же, фракция от -0,14 до +0,1	0,00182	0,0056	0,213	63,30	12,43	24,05	2375	1320	1775
90	534	То же, фракция от -0,1 до +0,05	0,00288	0,0062	0,260	60,11	12,85	26,78	2435	1715	2060

Принятые константы распада [182]:

$$\lambda_{238\text{U}} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \lambda_{235\text{U}} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \text{ атомное отношение } {}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U} = 137,88.$$

гальных пород Карелии с кольскими и беломорскими гнейсами. В последние годы намечается тенденция резкого удревления зеленокаменных тоясов Карелии, попытка сопоставления их с вулканитами Южной Африки и Западной Австралии и отнесения их к первому циклу становления земной коры, датированному 3500—3800 млн. лет. Так, С.Б. Лобач-Жученко при детальном картировании района р. Суна в Центральной Карелии удалось выделить фундамент супракрустальных пород, представленный олигоклазовыми гранитами. Наблюдаются структуры облекания зеленокаменными породами гранитных глыб. Олигоклазовые граниты Центральной Карелии слагают крупные блоки и глыбы, позднее мигматизированные и спаянные между собой супракрустальными породами. Олигоклазовые граниты сохраняются среди более молодых плагиомиоклиновых гранитов в виде небольших участков, слагая антиклинальные структуры [47, 50]. Это мелкозернистые или среднезернистые породы, состоящие из кварца (25—50%), плагиоклаза (N 30—10, 35—70%), биотита (0—4%). Обычны эпидот, мусковит, ортит, хлорит, рудный минерал, сфен. Олигоклазовые граниты отличаются по ряду химических особенностей от других типов гранитов. Они характеризуются более высокими содержаниями Al_2O_3 , MgO, Na_2O и меньшими — MnO и K_2O . Для них характерны высокие содержания Sr, Ni, V, Cr и низкие — Ba, Rb, Th и U. По составу они сопоставимы с гранитоидами тоналитового состава, обнаруженными в полях развития метавулканитов Канадского, Родезийского и Каапваальского кратонов.

Нами были выполнены два единичных измерения возраста U—Pb методом для акцессорных цирконов, выделенных из олигоклазовых гранитов бассейна р. Суна. Цирконы призматического, магматогенного облика, содержание их в граните исключительно низкое (табл. 1). Значения возраста, рассчитанные по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, не превышали 2850 ± 50 млн. лет. Чтобы подойти к возрасту фундамента зеленокаменных поясов, Коуво [141] проанализировал несколько цирконов, выделенных из гальки олигоклазовых гранитов во внутриформационных конгломератах зеленокаменных поясов Кухму и Иломантцы (Финляндия). Несколько измерений по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ лежало в пределах 2900—3000 млн. лет. Более высоких значений возраста получено не было. Таким образом, есть все основания полагать, что в пределах Карелии и Центральной Финляндии проявился второй цикл становления земной коры, охвативший интервал времени начиная с 3,0 млрд. лет назад.

Обширные поля Карелии и Центральной Финляндии занимают гранитоиды и гранито-гнейсы, различающиеся по составу от диоритов и гранодиоритов до микроклиновых гранитов. Часть этих гранитоидов рассматривается в фундаменте зеленокаменных поясов. Нами изучались акцессорные цирконы гранитоидов, относимых к фундаменту зеленокаменных поясов в ряде обнажений Центральной и Западной Карелии [10, 11, 75, 78, 80]. Одним из таких районов были выходы гранитоидов в районе оз. Нижнего (система Елеть-озеро) и оз. Викса (севернее пос. Кестеньга). Пробы были представлены гранито-гнейсами гранодиоритового состава и розовыми микроклиновыми разновидностями. Цирконы в гранитоидах имеют идиоморфные, призматические, кристаллографические формы лишь со слегка сглаженными вершинами, удлинённый габитус, зональное внутреннее строение, светло-коричневую окраску. По морфологическому облику это цирконы интрузивных гранитоидов (рис. 10). Выполненные по ним измерения абсолютного возраста изотопным U—Pb

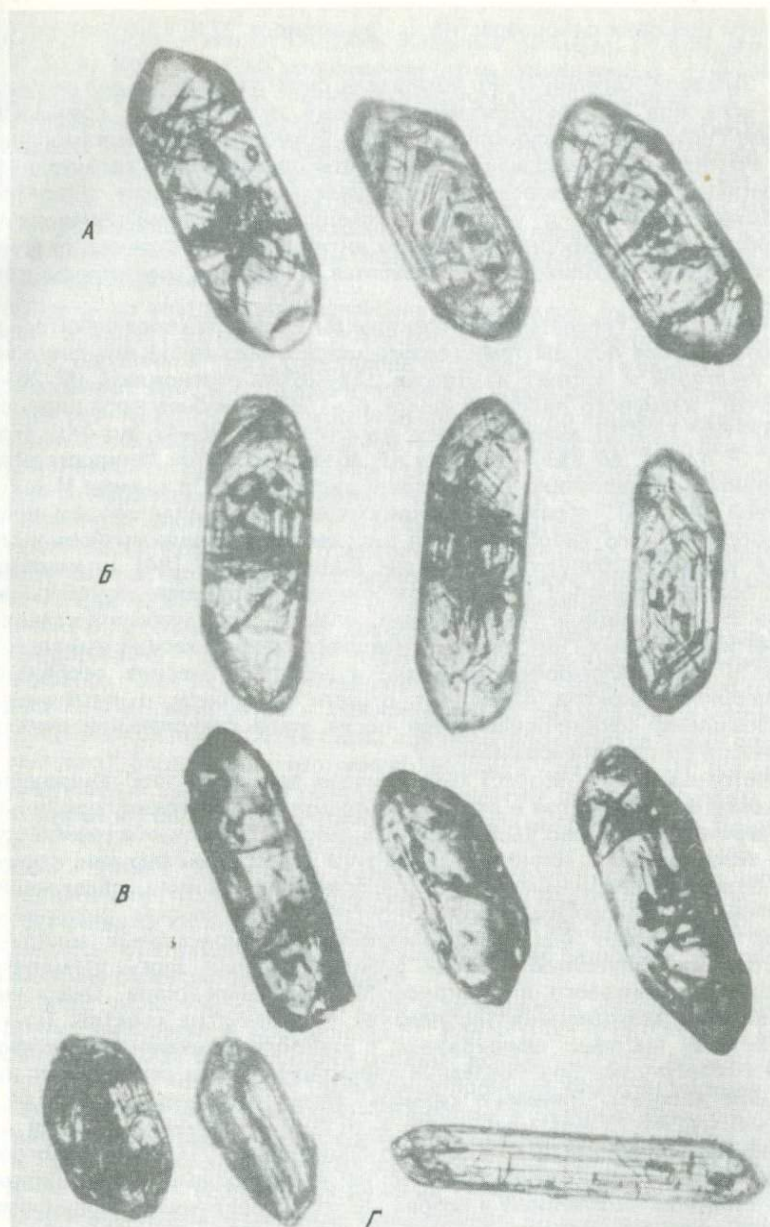


Рис. 10. Морфологические типы акцессорного циркона в гранито-гнейсах фундамента карелид (см. табл. 1) *А* — проба 4; *Б* — проба 3; *В* — проба 5; *Г* — проба 6; см. пояснения в тексте

методом показали разновозрастность гранитоидов 2710 ± 50 млн. лет (см. табл. 1).

В Западной Карелии U—Pb измерения были проведены для акцессорных цирконов из ультраметаморфических эндербитов и гранитоидов Колвас-Тулосозерской синклинали [11]. Комплекс ультраметаморфических гранитоидов, вмещающих эндербиты, представлен автохтонными, существенно плагиоклазовыми породами — кварцевыми диоритами, сформировавшимися в условиях амфиболитовой фации. Аналогичные породы известны практически во всех антиклинорных структурах фундамента карелид Карелии; они выделяются в качестве гранитоидов комплекса основания.

Эндербиты — гиперстеновые гранитоиды — представляют собой средне-мелкозернистые породы темно-серого цвета с массивной или гнейсовидной текстурой и состоят из кварца (11–26%), плагиоклаза (№ 26–41, 48–54%), калиевого полевого шпата (2–10%), ромбического пироксена (F 52–65, 7–10%), моноклинного пироксена (F 35–47, до 4%), амфибола (F 62–64, до 9%) и биотита (F 46–65, до 11%). Микроструктура эндербитов глипидиоморфнозернистая и диоритовая. По мнению М.А. Корсаковой [41, 64], образование эндербитов происходило за счет ультраметаморфического преобразования пироксенсодержащих гнейсов и сланцев в условиях гранулитовой фации. В.М. Шемякин [84] относит их к типу позднескладчатых интрузивных эндербитов. Резкие контакты массивов с вмещающими гранитоидами, наличие в эндербитах ксенолита мигматизированных гнейсов, сохранившиеся магматические микроструктуры и кристалломорфологические и морфологические особенности акцессорного циркона позволяют отнести эндербиты к интрузивным образованиям, сформировавшимся после этапа региональной мигматизации и до ультраметаморфизма.

Изотопный U—Pb возраст был измерен для двух проб акцессорных цирконов из эндербитов и двух из ультраметаморфических гранитоидов. В эндербитах отчетливо выделяются три морфологических и генетических типа зерен циркона. Циркон первого типа представлен бурыми, коричнево-бурыми прозрачными и полупрозрачными зернами, обладающими пониженным двупреломлением. Округленные и хорошо округленные зерна преобладают над субидиоморфными, идиоморфные кристаллы практически отсутствуют. Среди субидиоморфных зерен доминируют цирконы гиацинтового и цирконового габитусных типов. Очень часто встречаются параллельные (по призме) и коленчатые сростки. Поверхности зерен матовые, шероховатые с микротрещинками, но наблюдаются и блестящие. Для последних характерны следы растворения и небольшие каверны. Линейные размеры зерен: длина (l) — от 0,04 до 0,25 мм ($l_{ср} = 0,16$ мм), ширина (b) — от 0,02 до 0,12 мм ($b_{ср} = 0,08$ мм). Коэффициент удлинения $l : b = Ku$ в среднем равен 2,0. Второй тип образуют крупные короткопризматические идиоморфные зерна цирконового габитуса, окрашенные в розоватые тона, прозрачные и полупрозрачные. Внутри некоторых кристаллов различаются округлые ядра. Средние линейные размеры: $l = 0,33$ мм, $b = 0,14$ мм, $Ku = 2,36$. И наконец, цирконы третьего типа, присутствующие в эндербитах в малых количествах, представлены сильно удлиненными, часто уплощенными зернами, со сглаженными ребрами и вершинами. Габитусный тип кристаллов неопределим. Зерна прозрачные, реже полупрозрачные, светло-желтые до бесцветных. Внутреннее строение зерен часто зонально прерывистое. Цирконы третьего типа наблюдаются иногда в виде тонких обрастаний вокруг зерен

второго и третьего типов. Средние линейные размеры: $l = 0,37$ мм, $b = 0,07$ мм, $Ky = 5,3$. Для уплощенных зерен отношение $b : c$ (линейные параметры зерна в сечении, перпендикулярном длине) достигает 5,0.

Приведенная кристалломорфометрическая характеристика акцессорного циркона из эндрбитов позволяет сопоставить цирконы второго типа с цирконами из интрузивных гранитоидов. Наличие в пробах еще двух типов зерен может свидетельствовать, во-первых, о загрязнении магмы при ее формировании парапородами (цирконы первого типа) и, во-вторых, о наложении на эндрбиты позднейших метасоматических процессов (цирконы третьего типа).

Циркон из ультраметаморфических гранитоидов (пр. 2442 и 2442а) слагают крупные, вытянутые, уплощенные зерна с блестящими поверхностями. Вершины и ребра кристаллов сглажены, грани волнисто-бугристые, неровные. Чаще всего зерна напоминают неравномерно растворенный леденец. Наблюдаются сростки нескольких зерен по граням призмы. Отмеченные морфологические особенности цирконовых зерен, по всех вероятности, являются следствием роста кристаллов в стесненной обстановке, в среде с меняющимися условиями кислотности — щелочности, когда рост сменяется растворением, и наоборот. Характерна прерывистая зональность роста кристаллов. Подавляющее количество зерен содержит большое количество мельчайших включений рудного минерала. Размеры зерен: $l = 0,06-0,55$ мм, $b = 0,02-0,10$ мм, Ky варьирует от 2,5 до 6-7, отношение $b : c$ около 3, иногда достигает 5 и больше. Циркон из ультраметаморфических гранитоидов, судя по кристалломорфологическим особенностям его зерен и линейным размерам, идентичен цирконам третьего типа из эндрбитов и характеризует их образование в условиях метасоматической переработки пород при повышенной щелочности среды.

Результаты определения изотопного возраста (см. табл. 1) показали исключительную сходимости полученных значений по обоим пробам как для эндрбитов, так и для ультраметаморфических гранитоидов. По отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ первые имеют датировки 2790 ± 50 млн. лет, а вторые — 2690 ± 50 млн. лет. Более высокие значения возраста цирконов из эндрбитов могут быть объяснены присутствием циркона I генерации, сохранившей часть древнего радиогенного свинца. Следует учитывать, что процессы ультраметаморфизма гораздо слабее затронули эндрбиты по сравнению с вмещающими породами.

Для всех цирконов из гранитоидов в фундаменте карелид построена изохронная диаграмма в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Верхнее пересечение прямой с конкордией отвечает возрасту 2720 ± 50 млн. лет. Следует отметить, что нижнее пересечение проходит близко от начала координат, указывая на нарушение U—Pb системы в цирконах только в сравнительно недавнее время, несмотря на то что породы бесспорно подвергались термическому воздействию около 1800 млн. лет назад, о чем говорят K—Ar значения возраста для многих гранитоидных пород Карелии.

Собственно супракрастальные образования зеленокаменных поясов Балтийского щита залегают в узких троговых зонах среди полей гранитоидов (рис. 11). Стратотипами этих образований на территории Карелии являются спилито-кератофировая парандовская серия, развитая преимущественно в Восточной и Центральной Карелии, лептитосланцевая гимольская серия Западной Карелии и преимущественно терригенная тикшозерская серия Северной Карелии. В пределах Кольского полуострова с лопием Карелии сопоставляются серии полмос—порос и кейвы; в Финляндии — сланцевые зоны Суомуссалми, Кухмо, Иломантцы, объединяемые Симо-

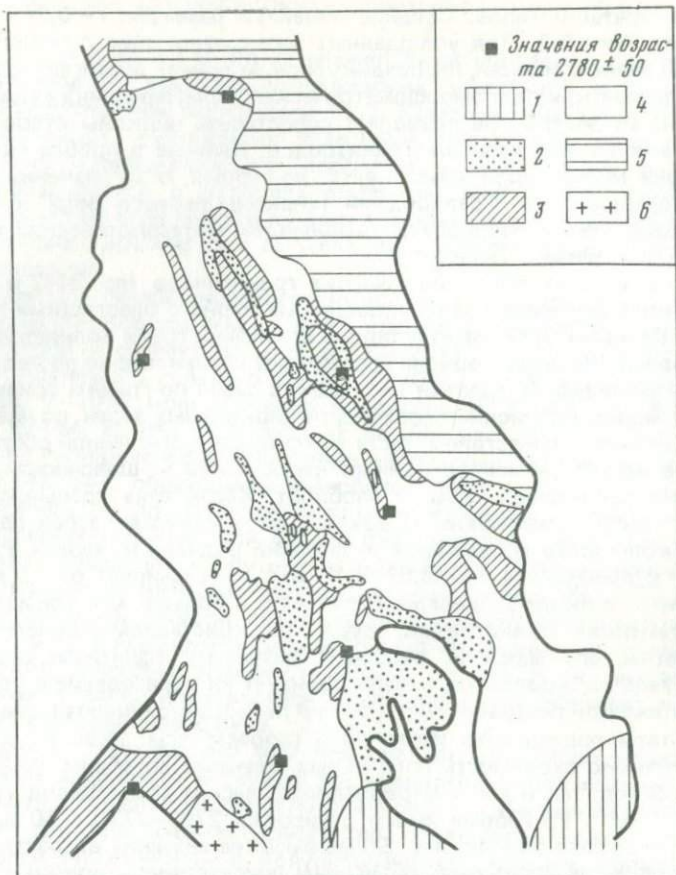


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Центральной Карелии

1 — нижний палеозой; 2 — верхне- и среднепротерозойские образования; 3 — зеленокаменные пояса; 4 — фундамент зеленокаменных поясов; 5 — породы беломорской серии; 6 — граниты рапакиви

неном [181] под общим названием кухмоиды. Все эти образования имеют трехчленное строение, характерное для зеленокаменных поясов всего мира, и к ним приурочены железисто-кремнистые формации и колчеданные образования с промышленными залежами магнетитовых кварцитов и пирротино-пиритовых руд, что способствовало геолого-геохимическому изучению данных образований. Как уже отмечалось ранее, предполагалось залегание этих серий в узких складчато-синклинальных структурах среди гранито-гнейсового фундамента с конгломератами в основании. В пределах Карелии подобные конгломераты обнаружены лишь в основании гимольской серии. Однако наличие базальных конгломератов в основании зеленокаменных толщ, сопоставляемых с лопием Карелии, описаны для лаппония Северной Финляндии и Северной Швеции. Исследования последних лет [61] не подтвердили наличия базальных конгломератов в основании гимольской серии. Породы лопия метаморфизованы в условиях

эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Формирование их завершилось складчатостью (ребольская фаза на западе) и сопровождалось интенсивным магматизмом с внедрением ультраосновных и основных пород.

Огромное площадное развитие ультраметаморфических гранитоидов, связанных с ребольской фазой складчатости, наблюдается в Западной Карелии в пределах развития гимольской серии, что обусловлено как химическим составом супракрустальной толщи, так и геотектоническим положением территории [44].

Геохронологические данные для этих пород весьма противоречивы. Исторически первыми были измерения возраста, выполненные в ИГГД АН СССР [65] К—Аг методом преимущественно по слюдам. Как для фундамента карелид, так и для нижних карелид и прорывающих их гранитов были получены идентичные возрасты в интервале 1600—1900 млн. лет. Использование для измерения возраста К—Аг методом амфиболов и пироксенов значительно "удревнило" все названные выше формации. Были получены значения возраста вплоть до 3,0—3,6 млрд. лет.

Результаты изучения возраста вулканитов Rb—Sr изохронным методом также не были однозначны. Для метаморфических пород гимольской серии была построена изохрона по шести образцам мусковитовых, кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых сланцев [30]. Вычисленный возраст оказался равным 2280 ± 30 млн. лет. Однако отклонения точек от прямой превышали экспериментальную ошибку. По мнению авторов этой работы, возраст 2280 млн. лет отвечал времени регионального метаморфизма. Для гранитоидов, прорывающих нижние карелиды, были получены изохронные возрасты в интервале 2200—1700 млн. лет.

Несмотря на противоречивость К—Аг и Rb—Sr датировок, большие колебания и разброс получаемых возрастов, авторы всех перечисленных работ говорят о нижнепротерозойском возрасте нижних карелид, о накоплении их субстрата 2300—2500 млн. лет назад. Поскольку К—Аг и Rb—Sr методы часто на оправдывают себя в древних, многократно переработанных районах, представляло интерес провести измерения возраста древнейших пород Карелии U—Pb методом по акцессорным цирконам на геологически представительном материале. Первые измерения возраста сульфидной минерализации в нижних карелидах, выполненные А.П. Виноградовым с сотрудниками [16] Pb—Pb методом, указали на значительную древность колчеданных руд, достигавших возраста 3000 млн. лет. Это дало возможность А.П. Виноградову и А.И. Тугаринову [17] высказать предположение о более древнем возрасте нижних карелид по сравнению с беломорскими и свекофенскими образованиями. Исследования последних лет ряда зарубежных ученых [160, 164], показали, что возраст вулканических пород можно измерить непосредственно по акцессорному циркону, в них заключенному. Однако подобное изучение для вулканитов Балтийского щита пока не проведено. Представляло интерес провести и радиологическое изучение акцессорных цирконов из гранитоидов, прорывающих зеленокаменные толщи.

Г.О. Глебова-Кульбах [22] среди гранитоидов, прорывающих парандовскую серию, выделяет три типа, различающиеся по тектоническому положению, размеру, составу и другим параметрам. Наиболее ранними являются интрузии плагиомикроклиновых гранитов и плагиогранитов, прорывающие осадочно-эффузивные образования гимольской, парандовской и тикшозерской серий и сосредоточенные в краевых частях подвижных зон в областях стыка с гнейсо-гранитами архея. Типичным представи-

телем подобных гранитоидов может служить Хаутоварский массив гранодиоритов. Следующий тип гранитоидов в основном плагиомикроклинового состава концентрируется как в пределах синклиналиных зон, так и в областях стыка с образованиями фундамента. Они во многом схожи с ранними гранитоидами. И, наконец, третий тип, типично представленный в массивах Карташи, Палаламби, образует интрузии трещинного типа плагиомикроклинового и микроклинового состава. Для них характерно отсутствие ареалов мигматизации и наличие хорошо выраженных магматических структур.

Первые определения абсолютного возраста цирконов, выделенных из гранитоидов, прорывающих нижние карелиды, были опубликованы нами еще в 1964 г. [6]. Образцы были отобраны в пределах гранитных массивов Центральной Карелии Гирвас, Хаутовары и Карташи. Принадлежность этих пород к магматическим образованиям нижних карелид документируется по наличию эруптивных контактов с осадочно-эффузивными образованиями парандовской серии.

В районе Гирваса, к северу от Линдозера, была взята проба гранитоидов, мигматизирующих осадочно-эффузивные нижнепротерозойские образования. Граниты плагиомикроклинового состава среднезернистые. В районе Хаутовары взята проба роговообманкового гранодиорита (серые среднезернистые породы), содержащего большое количество шлиров пород парандовской серии. При формировании этих пород значительную роль играли процессы гибридизации и контаминации кислой магмы материалом вмещающих основных пород. Массив Карташи представлен микроклиновым гранитом, взятым из скважины с глубин 40–60 м. Массив приурочен к ядру антиклинали в зеленокаменных эффузивах нижнего протерозоя площадью около 15 км². Это ярко-розовые массивные породы; в зоне эндоконтактов появляются массивные разновидности, относящиеся к наиболее позднему интрузиям в нижних карелидах. Отмечается их активный контакт с породами парандовской серии и с покровами метадиабазов тунгудско-надвоцкой серии.

Для аксессуарных цирконов идиморфного магматогенного облика U—Pb методом были получены значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пределах 2700–2800 млн. лет (см. табл. 1). В течение более десяти лет к этим измерениям относились с большим сомнением. Хотя эти измерения определенно датировали даже наиболее поздние гранитоиды Карташовского массива архейским возрастом, нижние карелиды продолжали рассматриваться в составе нижнего протерозоя. В течение последних лет мы провели систематическое изучение цирконов из гранитоидов, прорывающих нижние карелиды. Ряд проб был взят на Костомукшинском железорудном месторождении и представлен плагиогранитами, плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами. Мы остановились на районе Костомукшинского железорудного месторождения, расположенного в Западной Карелии по двум причинам. Во-первых, в Западной Карелии в районе выходов гимольской серии нижнекарельские гранитоиды имеют максимальное площадное развитие, обусловленное геотектоническим положением территории и химическим составом супракрастальных пород. Гнейсы и гранито-гнейсы фундамента имеют здесь незначительное распространение. Во-вторых, детальная геологическая изученность месторождения [83] облегчала правильный отбор проб для определения абсолютного возраста. В свою очередь, геохронологические работы способствовали всестороннему изучению месторождения в связи с решением проблемы генезиса железистых формаций.

Костомукшинское железорудное месторождение приурочено к восточному борту одноименной синклинальной зоны, протягивающейся в субмеридиональном направлении южнее системы озер Куйто на расстояние около 25 км, при ширине до 4,5—7 км. В его пределах породы гимольской серии, заключающие продуктивные горизонты железистых кварцитов, образуют дуговую изогнутую структуру, обращенную на запад. Геологи Северо-Западного геологического управления С.И. Эвенчик и В.А. Гурович пришли к выводу о моноклинальном залегании пород гимольской серии, что не противоречит результатам разведочных работ последних лет (1974—1975 гг.), руководимых главным геологом Костомукшинского ГРП Е.И. Мошковым. В районе месторождения развиты плагиомиоклиновые и микроклиновые граниты, интрузивный контакт которых с породами гимольской серии признается всеми исследователями, а также плагиоклазовые граниты. Часть исследователей [82] относит их к докарельскому фундаменту. В то же время геологи Костомукшинского ГРП А.П. Мартынов и другие обнаружили активные контакты плагиогранитов с породами гимольской серии.

С целью датирования мы отобрали три большие пробы гранитоидов плагиоклазовых, плагиомиоклиновых и микроклиновых. Плагиогранит (см. табл. 1) был представлен полнокристаллической, среднезернистой разностью с реликтовой полосчатой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Основные породообразующие минералы — плагиоклаз (олигоклаз) — 50%, кварц — 40%, биотит — 5%. В незначительном количестве присутствуют микроклин, мусковит, эпидот. Аксессуары, составляющие около 1%, представлены цирконом и апатитом. Порода изменена достаточно сильно, плагиоклаз серицитизирован вплоть до образования пластин мусковита; встречаются наряду со свежими нацело хлоритизированные зерна биотита. Присутствуют отдельные зерна карбоната. Циркон прозрачный, красноватый, исключительно мелкие зерна < 0,1 мм, преобладают округлые овальные формы с удлинением 2—3. Поверхность зерен блестящая.

Плагиомиоклиновый гранит (см. табл. 1) неравнозернистый с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (кислый олигоклаз) — 20, микроклин — 35, кварц — 35, биотит — 5, эпидот — 2, мусковит — 1, аксессуары — 2. Зерна плагиоклаза интенсивно изменены (серицитизированы, мусковитизированы), биотит частично хлоритизирован. Аксессуары минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом. Циркон прозрачный, сиреневатый, размером 0,2—0,05 мм. Призматические кристаллы правильной тетрагональной формы с удлинением 3—7. Поверхности граней блестящие.

Микроклиновый гранит (см. табл. 1) среднеравнозернистый, с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Микроклин составляет около 45%, кварц — 35%, плагиоклаз — 10—15%, полностью измененный вплоть до образования мусковита, биотит — 2%. Из аксессуарных минералов, составляющих менее 1%, присутствуют циркон, сфен, апатит, ортит. Циркон полупрозрачный, бурый, преобладают призматические кристаллы с оформленными головками и удлинением 3—5; около 20% более округлых зерен со сглаженными формами и удлинением 2—3, размер зерен 0,2—0,1 мм. Таким образом, петрографическое изучение показало, что породообразующие минералы всех изученных гранитоидов сильно затронуты вторичными изменениями, поэтому неудивительно нарушение равновесия в K—Ag и Rb—Sr системах. С другой стороны, цирконы, присутствующие в породах, не несут видимых следов изменения. Следует

также отметить, что форма выделения этого минерала — однородность, четкие кристаллографические формы, блестящие поверхности зерен, отсутствие следов окатанности — исключают в то же время вероятность реликтового характера минерала, говорят об образовании циркона в момент становления гранита.

Результаты анализа и рассчитанные значения возраста представлены в табл. 1. Мы видим, что для всех гранитоидов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, наиболее надежному для докембрийских образований, получено значение возраста около 2700 млн. лет, подтверждающее архейский возраст всех названных выше гранитоидов и явно противоречащее отнесению вулканогенной гимольской серии к нижнему протерозою. Был изучен также U—Pb методом возраст гранитоидов, прорывающих породы парандовской и тунгудо-надвоицкой серий. В районе Воицкого зеленокаменного пояса, являющегося южным продолжением парандовского, содержащего крупнейшее в Карелии серноколчеданное месторождение, были изучены две пробы гранитоидов, прорывающие породы парандовской серии. Вулканогенно-осадочные породы здесь образуют сложнопостроенный синклиниорий, залегающий среди полей гранитоидов, по своим размерам значительно превышающий размеры зеленокаменного пояса и имеющий с ним рвущие контакты. Гранитоиды представлены преимущественно меланократовыми разностями с хорошо выраженной порфиروبластовой структурой. Есть предположение о возможности образования подобных пород диоритового состава по древним вулканитам.

Гранодиорит представлен полнокристаллической среднекрупнозернистой породой с реликтовой полосчатостью и лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав: (в %) кварц — 40, плагиоклаз (андезин) — 20, биотит — 5, эпидот — 2, карбонат — 2, акцессории — 1, представленные апатитом, цирконом, сфеном. Порода изменена, заметна реликтовая полосчатость, некоторая ориентированность пластин биотита, зерен плагиоклаза и кварца. Циркон прозрачный и полупрозрачный, размером 0,15—0,1 мм, красноватый, короткостолбчатый, удлинение 2—3. Зерна имеют часто шарообразную форму с развитием множества мелких граней.

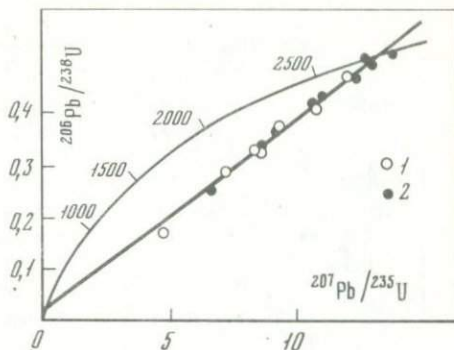
Кварцевый диорит — полнокристаллическая среднезернистая порода с массивной текстурой и лепидобластовой структурой. Состоит (в %) из плагиоклаза (андезина) — 40, кварца — 25, биотита — 10, эпидота — 10, карбоната — 3, акцессориев — 1. Порода очень сильно изменена, плагиоклаз интенсивно мусковитизирован, участками в шлифе до 20% эпидота. Обилие эпидота предполагает субстрат сильно основного состава. Акцессории представлены цирконом, сфеном, апатитом. Циркон прозрачный, красноватый, призматические зерна с хорошо оформленными головками, удлинение 3—5, размер зерен 0,15—0,1 мм.

В районе Машозера (Лехтинская структура) была взята проба гранодиорита, секущего породы тунгудо-надвоицкой серии (см. табл. 1). Выделенный циркон размером 0,1—0,05 мм — прозрачный, розовый с преобладанием призматических зерен со сглаженными ребрами, поверхность зерен блестящая.

На восточном берегу Тикшозера был изучен мелкозернистый слюдяной гнейс тикшозерской серии. Циркон в нем представлен исключительно мелкими, прозрачными, идиоморфными зернами с блестящими поверхностями, свидетельствующими о метаморфогенном генезисе циркона в этих породах. Результаты U—Pb измерения возраста акцессорных цирконов и всех пород представлены в табл. 1. Значение возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для всех цирконов превышает 2700 млн. лет.

Рис. 12. Диаграмма с конкордией для гранитоидов Центральной Карелии

1 — гранитоиды в зеленокаменных поясах; 2 — гранитоиды в фундаменте зеленокаменных поясов; T — 2740 ± 20 млн. лет



О гибридном характере гранитоидов, образовании их по различному субстрату говорят резкие колебания в содержании радиоэлементов в этих породах и в цирконах, в частности. В тех случаях, когда формирование гранитоидов шло за счет субстрата основного состава, содержание урана в цирконах составляет всего сотые или даже тысячные доли процента, в отдельных же пробах оно повышается до 0,07–0,08%. Аналогичные значения возраста были получены в последние годы ленинградскими исследователями [52] методом внутренней изохроны для цирконов из гранитоидного массива Суоярви.

Для более точной оценки возраста гранитоидов построена изохронная диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 12). Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ рассчитан методом наименьших квадратов отдельно для гранитоидов в фундаменте карелид, для гранитоидов, рвущих нижние карелиды, и для всех данных, представленных на диаграмме. Во всех трех случаях получено одно и то же значение возраста — 2740 ± 20 млн. лет. Уравнения изохроны: для гранитов в фундаменте карелид $y = (0,037297 \pm 0,000005)x + 0,01911 \pm 0,00058$; для гранитов в нижних карелидах $y = (0,0357990 \pm 0,000004)x + 0,03227 \pm 0,00038$; общая изохрона: $y = (0,0374113 \pm 0,000002)x + 0,01798 \pm 0,00026$.

В пределах Кольского полуострова с нижними карелидами Карелии сопоставляются вулканогенно-осадочные серии полмос-порос и кейвы, а в последние годы и недавно выделенная В.А. Токаревым свита Колмозеро-Воронья. Эта свита рассматривается В.А. Токаревым как реликт геосинклинальной складчатой зоны на месте глубинного регионального разлома. Ширина зоны от 1–3 до 12 км, по простиранию она прослежена на 300 км. Мощность свиты достигает 3 км. Для средней подсвиты весьма характерна ассоциация амфиболитов и джеспилитов. На протяжении зоны известно до 50 массивов микроклиновых гранитов, прорывающих породы этой серии. Среди пород свиты обнаружены магнетитовые кварциты. На востоке в контакте со свитой Кейв в породах серии отмечаются гнейсы-метасоматиты. Свита Кейв стратиграфически сходна со свитой Колмозеро-Воронья. В основании ее залегают гранат-биотитовые гнейсы, сверху — высокоглиноземистые осадки.

Большой объем измерений для гранитоидов, прорывающих породы этих серий, был выполнен коллективом геохронологической лаборатории Института геологии Кольского филиала АН СССР. Изохроны, построенные для акцессорных цирконов из диоритов и гранодиоритов района Колмозера, датируют эти образования в 2745 ± 70 млн. лет (Pb–Pb), порфиридные граниты Коловайского массива (район Кейвы) в 2560 ± 30 млн. лет (6 цирконов, Pb–Pb), плагиомикроклиновые граниты и пегматиты р. Воронья (U–Pb) в 2700 ± 65 млн. лет. Плагиомикроклиновые граниты и

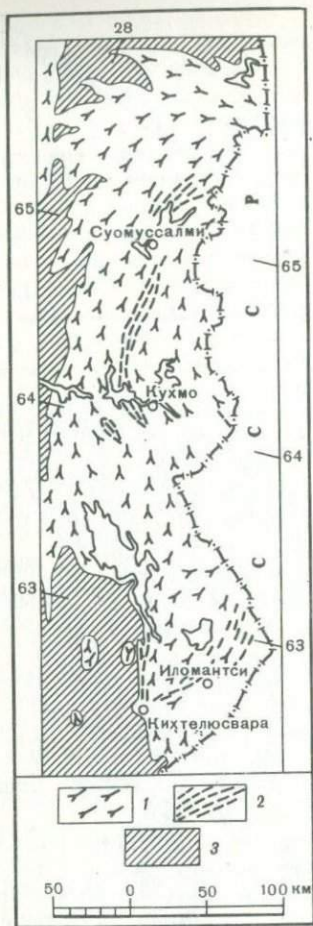
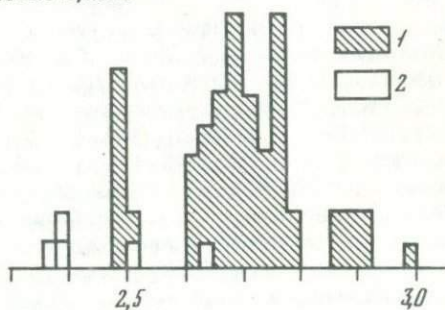


Рис. 13. Главные группы пород площади развития фундамента в Восточной Финляндии [63]

1 — гнейсы основания; 2 — сланцевые пояса; 3 — область свеко-карельской складчатости

Рис. 14. Гистограмма возрастов, полученных по акцессорным цирконам, для гнейсов основания Восточной Финляндии [141]. Каждый прямоугольник отвечает возрасту, полученному во внутренней изохроне

1 — гнейсы основания; 2 — гранито-гнейсовые купола



пегматиты Колмозера по породе имеют возраст 2760 ± 35 млн. лет. Эти данные, с одной стороны, подтверждают разновозрастность вулканогенно-осадочных поясов Карелии и Кольского полуострова, а с другой — позволяют Ю.Д. Пушкареву [60] утверждать практически полную синхронность метаморфизма гранулитовой фации Центрально-Кольского блока с метаморфическими преобразованиями амфиболитовой фации в зоне Колмозеро-Воронья и в Кейвской структуре, относимыми к андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Территория Центральной Финляндии по геологическому строению во многом сходна со смежной ей территорией Карелии. Здесь также развиты обширные поля гранитоидов — "гнейсы основания" по Симонену, среди которых расположены узкие вулканогенно-осадочные, преимущественно сланцевые зоны Suomussalmi, Кухмо, Иломантцы и Типасярви (рис. 13). Уже с ранних работ Вяюрюнена и Эсколы они рассматриваются в составе архея как более древние образования по сравнению с "гнейсами основания", прорывающими их. Симонен [63, 151] объединяет все эти сланцевые зоны под общим названием кухмоиды. Кухмоиды состоят пре-

имущественно из амфиболитов, часто с реликтивными вулканогенными структурами, переслаивающимися с основными и ультраосновными породами, слюдяными, хлоритовыми сланцами, серпентинитами. Среди сланцевых зон Кухмо и Суомуссалми отмечаются полосчатые железные руды. Породы прорваны посткинematическими интрузиями. Коуво [141, 144, 195] выполнил целый ряд измерений аксессуарных цирконов, выделенных из гальки внутриформационных конгломератов в сланцевых поясах и из интрузий гранитного и гранодиоритового состава, интрузирующих их (см. табл. 1; рис. 14). Максимальные возрасты, как уже отмечалось ранее, были получены для цирконов из гальки конгломерата — до 3,0 млрд. лет. Для прорывающих гранитоидов получены возрасты 2750 ± 50 млн. лет, аналогичные приводимым возрастам для территории Карелии и Кольского полуострова.

Для зеленокаменного пояса Суомуссалми в последний год опубликованы Rb—Sr и Pb—Pb измерения возраста непосредственно вулканогенных образований [189]. Вулканогенный пояс Суомуссалми весьма типичен для зеленокаменных архейских поясов. Он состоит из нижнего вулканического цикла коматиитов и толеитов по составу, среднего осадочного и верхнего вулканического цикла, преимущественно представленного андезитами. Породы смяты в складки и интродированы плутонами гранодиоритового, а позднее тоналитового и лейкодиоритового состава. Фундамент представлен мигматизированными гнейсами, претерпевшими сложную тектоно-метаморфическую историю. Для гранитоидных пород фундамента и вулканических пород пояса построена единая Pb—Pb изохрона для пород в целом, датирующая их $2,6 \pm 0,03$ млрд. лет. Прохождение изохроны через точку изотопного состава галенита из вулканитов пояса, измеренного Коуво ($T = 13,60, -14,80$), позволяет авторам говорить о непосредственно мантийном источнике вещества при незначительном либо полном отсутствии участия вещества земной коры. Аналогичные результаты получены и Rb—Sr изохронным методом — $2,61 \pm 0,06$ млрд. лет. Таким образом, геохронологические исследования подтверждают одновозрастность гранит-зеленокаменных ассоциаций пород Карелии, Финляндии и Кольского полуострова и датируют их 2900—2600 млн. лет. Полный цикл вулканизма, седиментации и гранитизации вновь образовавшихся осадков происходил за интервал времени, не превышающий 200 млн. лет, что хорошо согласуется с результатами, полученными для других регионов мира.

БЕЛОМОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Беломорский комплекс архейских гнейсов, мигматитов и магматических пород был впервые выделен как самостоятельная стратиграфическая единица в 1935 г. В.М. Тимофеевым [72] под названием "беломорской формации". Географически эта формация занимает Карельское и южное Кольское побережье Белого моря и протягивается широкой полосой на северо-запад к границе с Финляндией (см. рис. 1, IIб).

Беломорскую формацию ограничивают с юго-запада и северо-востока Карельский и Кольский регионы Балтийского щита. На юге беломорская серия распространена до линии Топозеро—Тикшозеро. На севере эта толща ограничена развитием породы свиты имандра-варзуга и основными интрузиями Чуна-Монча-Волчьих тундр. Контакт беломорского комплекса с карельскими и кольскими образованиями в основном тектонический. Во взглядах различных исследователей на общее структурное и возрастное положение беломорской формации среди других образований Балтийско-

го щита существуют явные противоречия. Так, А.А. Полканов и К.А. Шуркин [3, 58] рассматривают беломорскую формацию как Беломорский блок архея, выступающий в виде жесткой глыбы между Кольской и Карельской зонами карелид, как устойчивый срединный массив архейского фундамента в карельской геосинклинали. Иных взглядов придерживается Л.Я. Харитонов [82], который считает срединным Карельский массив, занимающий центральную и западную части Советской Карелии и восточную часть Финляндии. В его схеме беломорские гнейсы являются обрамляющими геосинклинальными образованиями, более молодыми, чем древнейшие породы докарельского гранитного фундамента. Н.В. Горлов [29] рассматривает беломориды и карелиды как сходные образования, имеющие общий гранито-гнейсовый фундамент.

Беломорская серия принадлежит к геосинклинальным образованиям. Ее основу составляют различные по составу, текстуре и структуре биотитовые гнейсы, частью глиноземистые, гранато-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. Широко распространены также амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Характерной особенностью беломорских гнейсов является региональная гранитизация, обусловившая почти повсеместную мигматизацию гнейсов. Породы беломорской формации подразделяются на ряд свит. Однако в силу существования противоречивых представлений на общую структуру Беломорья эти подразделения у различных авторов различны. Согласно представлениям Е.П. Чуйкиной, А.В. Калафати, Н.В. Горлова и других беломорская формация рассматривается как моноклинал северозападного простирания, осложненная поперечной складчатостью с погружением осей на северо-восток. Они выделяют в составе беломорской формации следующие свиты (снизу вверх): западную, представленную в основном различными гранито-гнейсами; котозерскую — амфиболсодержащие гнейсы с прослоями амфиболитов; чупинскую — преимущественно глиноземистые гнейсы; хетоламбинскую — переслаивание амфиболитов и эпидот-биотитовых гнейсов; керетскую (Н.В. Горловым не выделяется) — эпидот-биотитовые и биотитовые гнейсы и амфиболиты. С другой стороны К.А. Шуркин, В.Г. Дук и другие рассматривают беломорскую формацию как систему из синклинальной и обрамляющих ее двух антиклинальных складок северозападного простирания, осложненных поперечной складчатостью. Соответственно эти авторы выделяют следующие свиты: керетскую, хетоламбинскую, лоухскую и чупинскую. Общая мощность разреза беломорской серии 7–8 км.

Внутри беломорской формации выделяется ряд интрузивных комплексов как основного, так и кислого состава. Наиболее ранними являются интрузии основной магмы. Проведенное в последние годы изучение метаморфизма В.А. Глебовицким с соавторами [32, 37] свидетельствует о том, что породы беломорской серии представляют собой полиметаморфический комплекс. Ряд этапов метаморфизма может быть сопоставлен с этапами метаморфизма карелид. Однако в отличие от других образований восточной части Балтийского щита метаморфизм самого раннего этапа характеризуется условиями высоких давлений. О.И. Володичев [18] выделяет три этапа в формировании полиметаморфического беломорского комплекса. Ранний этап характеризуется образованием региональных структур северозападного простирания, внедрением ультраосновных и основных пород и гранитов I возрастной группы. Метаморфизм этого этапа соответствует гранулитовой фации умеренных давлений. На втором этапе формировались структуры субширотного простирания, интрузии лерцолитов — габбро-норитов и гранитов II возрастной группы. Третий

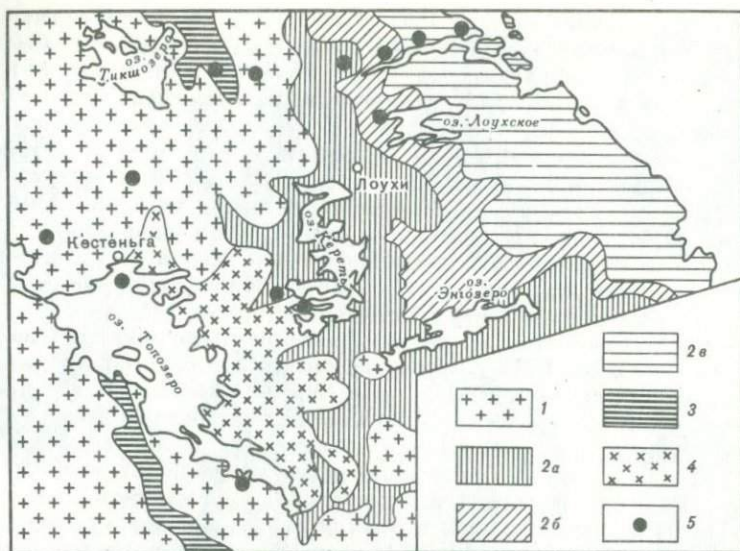


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Беломорья

1 — фундамент карелид; 2а–2в беломорская серия: 2а — котозерская свита, 2б — чупинская свита, 2в — хетоламбинская свита; 3 — зеленокаменные пояса Карелии; 4 — чарнокиты; 5 — места взятия проб

этап связан с протерозойской складчатостью и метаморфизмом. Магматические породы представлены интрузиями ультраосновного и основного состава, а также жилами гранитов и пегматитов. Широкое развитие в пределах лоухской свиты беломорской серии слюдяных и керамических пегматитов является ее специфической чертой. Таким образом, геологическое изучение беломорской формации свидетельствует о бесспорной длительности и многостадийности ее геологической истории.

Первое определение абсолютного возраста пород Беломорья выполнено в 1926 г. Қ.А. Ненадкевичем [56]. Им определен возраст уранинита из пегматитовой жилы Синяя Пала с применением U—Pb метода. Возраст оказался равным 1800 млн. лет. Отсутствие в те годы измерений более древнего возраста для каких-либо земных объектов утвердило за беломорской формацией представление как об одной из древнейших на Земле. Позднее это значение возраста для беломорских пегматитов подтверждено многочисленными измерениями, выполненными урано-свинцовым, калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами для различных минералов пегматитов. Образцы слюд и радиоактивных минералов пегматитов стали служить эталонами при возрастных исследованиях в лабораториях Советского Союза. Естественно, что возрастные данные, полученные любыми методами для минералов из беломорских пегматитов, могли дать лишь верхний предел возраста пород беломорской толщи, который оказался равным 1850 ± 50 млн. лет по данным K—Ar, Rb—Sr и U—Th—Pb методов [26]. Однако и для минералов из вмещающих метаморфических пород по данным K—Ar метода не получено значений древнее 2100 млн. лет.

Результаты Rb—Sr изохронного метода для пород беломорской серии неоднозначны. Они колеблются от 2400 до 2900 млн. лет. В последних работах И.М. Горохов и др. [30] приводят значение 2900 млн. лет для

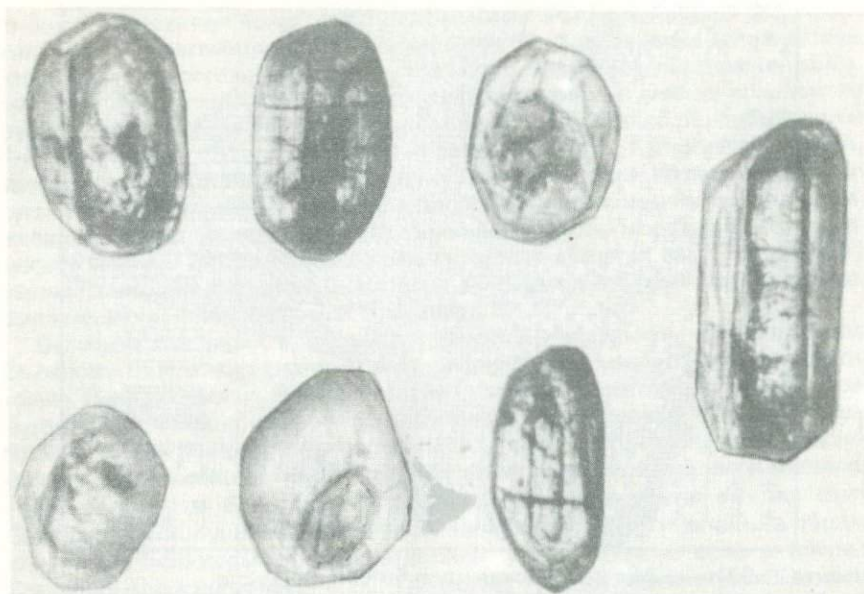


Рис. 16. Морфологические типы акцессорного циркона из проб глиноземистого гнейса чупинской свиты, проба 40; см. табл. 1

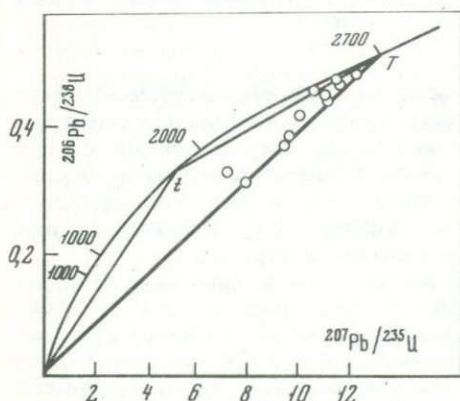


Рис. 17. Диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из гнейсов и гранито-гнейсов различных возрастов беломорской серии

T — 2680 ± 40 млн. лет

реликтовых пород гранулитовой фации метаморфизма. Однако поскольку, согласно исследованиям О.И. Володичева, метаморфизм пород беломорской серии не был изохимичен, нельзя ожидать большой достоверности от метода в применении к породам в целом. Для установления возраста беломорской формации и определения ее места среди других образований Балтийского щита мы исследовали акцессорные цирконы с применением U—Pb метода [9, 77].

Пробы были собраны по разрезу Тикшозеро—Чупа—Белое море и представлены гнейсами и гранито-гнейсами всех свит беломорской серии (рис. 15). Петрографическое изучение показало достаточную свежесть изученных проб. Содержание циркона в пробах гранито-гнейсов около 50 г/т, в глиноземистых гнейсах чупинской свиты — около 5 г/т. Цирконы гранито-гнейсов представлены хорошо образованными зернами с четкими

кристаллографическими формами, призматическим габитусом, ясно проявленным зональным внутренним строением и блестящими поверхностями. Цирконы из гнейсов чупинской свиты округлы, с заметными внутренними ядрами, поверхность зерен блестящая (рис. 16). Результаты измерений абсолютного возраста этих цирконов изотопным U—Pb методом приведены в табл. 1 (№ 34—47). Возраст всех цирконов оказывается идентичным и равным 2700 ± 50 млн. лет. На диаграмме с конкордией изохрона, построенная для этих цирконов, пересекает конкордию в точке 2700 млн. лет, соответствующей возрасту данных цирконов (рис. 17). Нижнее пересечение находится вблизи начала координат, что указывает на единственное нарушение в изотопной U—Pb системе цирконов, имевшее место в недавнее время. Эту изохрону определяют все цирконы различных свит беломорской серии, за исключением чупинской. Цирконы чупинской свиты ложатся либо непосредственно на изохрону 2700—1850 млн. лет, свидетельствуя о нарушении U—Pb системы при гранитизации толщи, приведшей к образованию пегматитов, либо о смещении точек влево от древней изохроны, указывая на двукратность нарушения U—Pb системы в цирконах — 1850 млн. лет назад и в недавнее время.

Удивительна устойчивость U—Pb системы в цирконах к беломорскому метаморфизму, проявившемуся во всех свитах беломорской серии около 1800 млн. лет назад, ибо все K—Ar и Rb—Sr датировки слюд дают именно этот возраст. Такой устойчивости цирконов, возможно, способствовали низкие содержания радиоактивных элементов в них (содержание урана в цирконах составляет всего 0,02—0,03%). Об отсутствии термического отжига структуры циркона в истории его жизни говорят и данные инфракрасной спектроскопии. Степень метамиктности цирконов строго соответствует их возрасту при данном содержании радиоактивных компонентов. Таким образом, лишь максимально проявленный беломорский метаморфизм в пределах чупинской свиты, доходивший до анатексиса и приведший к формированию керамических и слюдяных пегматитов, нарушил U—Pb систему акцессорных цирконов. В целом ранняя история беломорской серии рисуется в следующих чертах. Около 2700 млн. лет назад, когда уже произошло накопление архейских толщ в рассматриваемом районе, имел место интенсивный магматизм, охвативший главным образом район развития карелид. С этим магматизмом связан широкий метаморфизм как самих карелид, так и беломорских пород. Отсутствие интрузий этого времени среди беломорид указывает, по-видимому, на два обстоятельства: 1) стратиграфически сравнительно более высокие части разреза древней толщи, отвечающей беломорской формации, которой интрузивная деятельность не достигла; 2) тектонически более стабильное положение беломорского блока, игравшего роль прогиба по отношению к карельскому блоку, в составе которого наблюдались более древние формации и развивались гранитные плутоны.

ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Кольская серия супракrustальных высокометаморфизованных пород слагает единую структурную зону северо-западного простирания в пределах Центрально-Кольского блока (см. рис. 1, IIв). Протяженность ее около 280 км, ширина от 100 до 50—40 км. В качестве фундамента кольской серии выдвигаются различные образования. Так, детально изучавшие кольскую серию Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайский рассматривают в

качестве фундамента пород кольской серии олигоценовые граниты [13]. По их данным, олигоценовые граниты обнажаются в ядрах крупных антиклинальных структур, образованных породами кольской серии. В.А. Масленников [55] в качестве фундамента кольской серии рассматривает массив основных — ультраосновных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр. Детальное изучение соотношения пород кольской серии и массива Чуна-Монча-Волчьих тундр позволило В.А. Масленникову установить стратиграфическое наложение на габбро-нориты-лабрадориты супракристалльного гнейсового комплекса через горизонт базальных конгломератов с галькой габбро-норитов и лабрадоритов. Однако многие исследователи отрицают [12, 39, 68] наличие стратиграфического контакта и считают "конгломераты" зонами бластомилонитизации. Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайский подразделяют кольскую серию на нижнюю толщу биотитовых гнейсов и верхнюю, более мощную, в свою очередь разделенную на три свиты: нижнюю — амфиболитов и магнетитовых сланцев, среднюю — кристаллических сланцев и амфиболитов — и верхнюю — глиноземистую. Иное деление для пород кольской серии дает В.А. Масленников [55]. Им выделяются снизу вверх толща гиперстеновых гнейсов и гранулитов, непосредственно залегающая на основных породах Чуна-Монча-Волчьих тундр, толща биотит-гранатовых гнейсов и толща биотитовых гнейсов. С гнейсами кольской серии тесно связаны железорудные магнетитовые сланцы, причем железистость пород уменьшается от пород нижней свиты к породам верхней свиты, возможно, отражая этим вклад разрушавшихся в момент осадконакопления основных пород.

Породы кольской серии представляют собой высокометаморфизованные образования. По данным Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайского [13], породы кольской серии обнаруживают зональность высокой степени прогрессивного метаморфизма. Метаморфическая зональность проявлена в постепенном увеличении интенсивности метаморфизма от амфиболитовой фации к гранулитовой с зоной перехода, в которой наблюдается прогрессивное наложение гранулитовой фации на амфиболитовую. В некоторых участках гранулитовая фация подверглась наложенному диафторезу амфиболитовой фации. В то же время Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий и др. [32] считают, что вся исследованная территория в раннем архее представляла собой слабо дифференцированную складчатую область, метаморфизованную в гранулитовой фации метаморфизма, реликты которой мы и наблюдаем в настоящее время. Гнейсы амфиболитовой фации образовались позднее в процессе диафтореза.

Кольская серия прорвана многочисленными интрузивными породами от Мончегорского плутона основных пород до наиболее поздних по времени внедрения аляскитовых гранитов. На севере Центрально-Кольский блок граничит с Мурманским блоком, преобладающее развитие в пределах которого имеют гранитоиды. Однако в качестве реликтовых образований в нем присутствуют чарнокиты и гнейсы, которые могут быть сопоставлены с кольской серией.

Геохронологическое изучение описанных выше формаций проводилось в основном К—Аг методом в ИГГД АН СССР [27, 28, 59]. Именно в пределах Кольского полуострова исследователи впервые столкнулись с фактом наличия избыточного аргона в минералах, превышающего значения возраста. Было высказано предположение о региональной зараженности Кольского региона аргоном глубинного мантийного происхождения. Значения возраста для биотитов из пород кольской серии достигали 4,0—5,0 млрд. лет, а для основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр —

10 млрд. лет. Они не могли рассматриваться в качестве возраста данных образований. Изохрона Rb—Sr дает для пород кольской серии 2700 млн. лет [30], свинцовая — 3150 ± 50 млн. лет [65]; для пород Мончегорско-плутон свинцовая изохрона дает 2885 ± 380 млн. лет [65]. Исключительно высокие значения возраста, получаемые по K—Ar методу для пород Кольского полуострова, и связанное с этим желание рассмотреть их среди древнейших образований Земли побудили геохронологов, владеющих U—Pb методом датирования, применить его к акцессорным минералам из метаморфических пород кольской серии, а также и из прорывающих ее гранитоидов различного состава.

Несмотря на огромный экспериментальный материал, накопленный к настоящему времени в первую очередь геохронологами ГЕОХИ АН СССР и Геологического института Кольского филиала АН СССР по изменению U—Pb методом абсолютного возраста акцессорных минералов из древнейших геологических пород Кольского полуострова, датировок выше 2800 млн. лет получено не было.

Первой была работа В.В. Жировой, С.И. Зыкова и А.И. Тугаринова [36], в которой древнейшие олигоклазовые граниты I группы и микроклиновые граниты II группы были датированы по акцессорным цирконам одним и тем же значением возраста — 2700 ± 50 млн. лет. Затем С.И. Зыковым и др. [38] было предпринято специальное изучение по датированию акцессорных цирконов из различных пород бассейна р. Вороньей, для которого K—Ar методом по слюдам получались значения возраста, превышающие 4,0 млрд. лет.

Согласно представлениям А.А. Полканова и Э.К. Герлинга, в районе Вороньих тундр выделяются ядра древнего фундамента — олигоклазовые граниты, как бы обтекаемого более поздними складчатými зонами гнейсов. В основном наши исследования были направлены на датирование акцессорных цирконов из олигоклазовых гранитов I группы и наиболее поздних микроклиновых гранитов II группы и их пегматоидных прожилков в районе Большого Верхнего порога р. Вороньей.

Цирконы как из тех, так и из других гранитов оказались разновозрастными (см. табл. 1, № 69—71) — 2700 ± 50 млн. лет. Рассчитанный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст всех минералов равен 2700 ± 30 млн. лет. Позднее К.К. Жиров и др. [35] на большом количестве проанализированных акцессорных минералов и гранитоидов бассейна р. Вороньей установили то же значение возраста: 2706 ± 65 млн. лет. Этот возраст получен при различной математической обработке результатов для 20 минералов в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$.

Совпадение в пределах ошибки измерения результатов, рассчитанных различными методами, говорит о ненарушенности U—Pb изотопной системы в минералах до самого последнего времени. Современный вынос свинца из многих минералов очень велик, что растягивает положение точек образцов по изохроне на диаграмме с конкордией к началу координат. Несмотря на значительную современную потерю свинца, точки минералов удовлетворяют изохроне, а не диффузионной кривой и являются подтверждением эпизодичности нарушений изотопных U—Pb систем в акцессорных минералах.

К настоящему времени имеется большое число измерений абсолютного возраста акцессорных цирконов из гранитоидов, прорывающих коль-

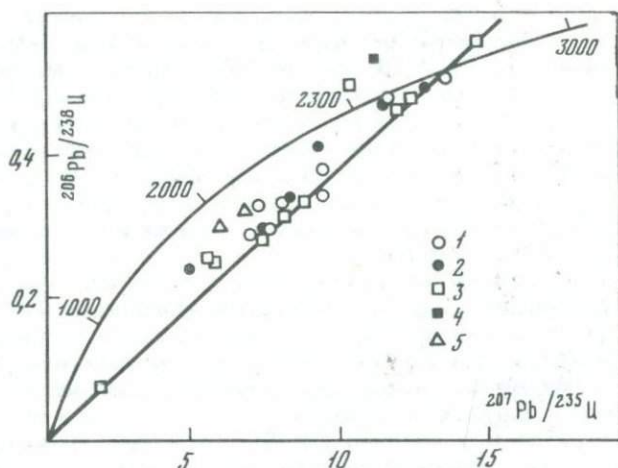


Рис. 18. Диаграмма с конкордией для различных пород Кольского региона
 1 — гнейсы гранулитовой фации метаморфизма; 2 — гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма; 3 — гранитоиды; 4 — чарнокиты; 5 — пегматиты

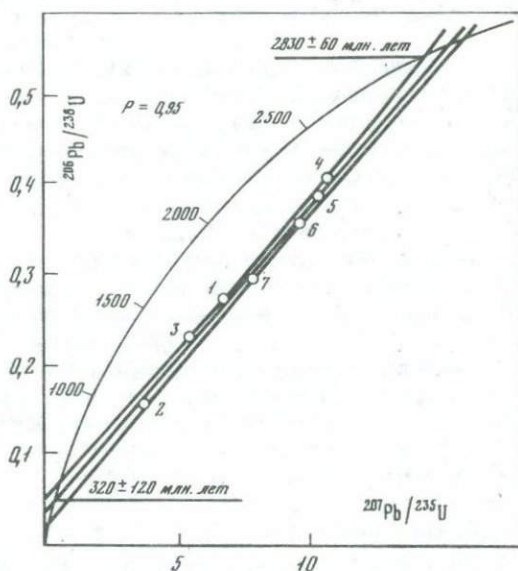


Рис. 19. Диаграмма с конкордией для гиперстеновых тоналитов и эндрбитов Кольского региона [60]. Цифры — номера проб

скую серию. Полученные нами результаты [9, 73] представлены на изохронной диаграмме с конкордией (рис. 18). Несколько изохрон для различных гранитных массивов построено в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР [60]. Олигоклазовые граниты датируются 2670 ± 30 млн. лет, гиперстеновые тоналиты и эндрбиты 2790 ± 15 млн. лет (рис. 19). Для гранитоидов территории северо-восточной Финляндии

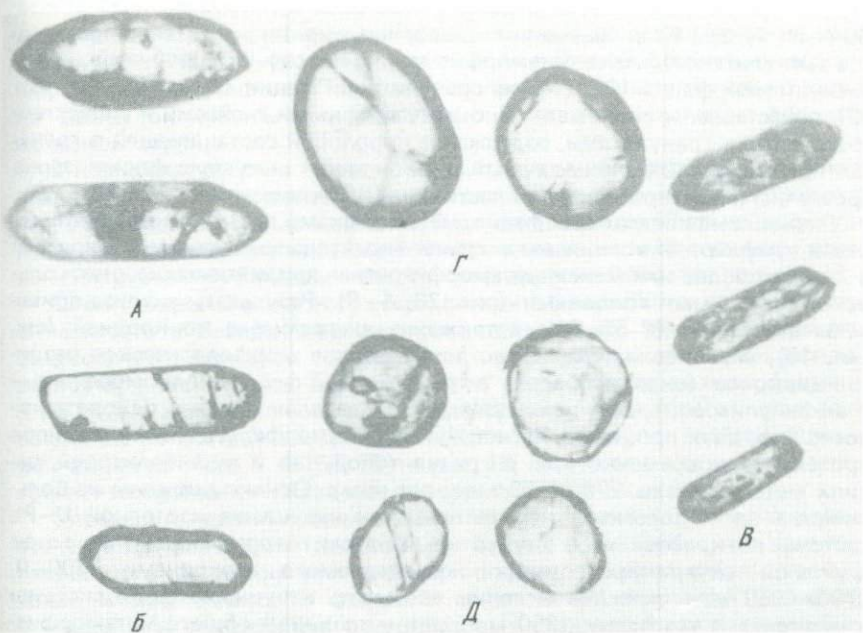


Рис. 20. Морфологические типы аксессуарных цирконов в гнейсах кольской серии, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма гнейсы амфиболитовой фации (см. табл. 1): А — проба 57; Б — проба 55; В — проба 60; гнейсы гранулитовой фации (см. табл. 2): Г — проба 76; Д — проба 77; см. объяснения в тексте

Коуву получены аналогичные данные. Для гранитоидов Мурманского блока как нами, так и Пушкаревым получено значение возраста 2700 ± 50 млн. лет. Синхронность магматических проявлений в пределах Центрально-Кольского и Мурманского блоков позволяет объяснить различие в строении этих структур преимущественным поднятием Мурманского блока, благодаря чему здесь гораздо более широко оказались выведенными эрозией гранитоидные тела, в то время как в Центрально-Кольском блоке преимущественно распространены осадочно-метаморфические толщи. Таким образом, в течение одной эпохи — 2700 ± 50 млн. лет назад — происходило становление как олигоклазовых гранитов, рассматриваемых в качестве фундамента кольской серии, так и микроклиновых гранитов II группы, явно прорывающих кольские гнейсы. Они различаются лишь этапами внедрения, но весьма близки по времени образования. Наличие фундамента кольской серии пока не подкреплено радиологическими датировками.

Одним из наиболее существенных моментов в геохронологическом обосновании возраста пород кольской серии является установление этапности метаморфизма ее пород. В начале главы отмечалось, что породы кольской серии метаморфизованы как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фациях метаморфизма. Разобщены ли во времени эти два этапа раннего метаморфизма пород серии, или они являются отражением различных *P-T* условий, существовавших одновременно? Гнейсы гранулитовой фации метаморфизма развиты преимущественно в Центральном

районах Кольского полуострова и у контакта с интрузией Чуна-Монча-Волчьих тундр. Были изучены акцессорные цирконы из 5 выходов гнейсов гранулитовой фации метаморфизма и из нескольких проб гнейсов амфиболитовой фации [9]. Гнейсы гранулитовой фации (см. табл. 1, № 48—52) представлены силлиманит-биотит-гранатовыми гнейсами и гиперстен-гранатовыми гранулитами, содержание пироповой составляющей в гранатах превышает 40%. Акцессорный циркон имеет округлую форму, зерна прозрачны и полупрозрачны, с блестящими поверхностями (рис. 20, Г, Д).

Гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Цирконы в гнейсах более или менее метаморфизованы, призматические, с несколько округленными головками (рис. 20, А—В). Результаты анализа приведены в табл. 1 (№ 55—64), а также на диаграмме с конкордией (см. рис. 18). Мы видим, что, несмотря на резкое морфологическое различие цирконов (округлые зерна в гранулитовой фации и идиоморфные — в амфиболитовой), они устанавливают в пределах ошибки одновозрастность этих двух процессов. Региональный метаморфизм кольских гнейсов протекал одновременно как в гранулитовой, так и амфиболитовой фациях метаморфизма 2700 ± 50 млн. лет назад. Однако цирконы из большинства проб кольских гнейсов испытали нарушение изотопной U—Pb системы по крайней мере двукратно, об этом говорит положение точек цирконов внутри треугольника, определяемого изохронами 2700—0, 2700—1850 млн. лет. Мы склонны связывать нарушение U—Pb системы в цирконах с возрастом 1850 млн. лет — временем общего метаморфизма толщ Балтийского щита, хорошо фиксируемым K—Ar определениями возраста, а также с возрастом поздних микроклиновых гранитов и пегматитов, прорывающих кольскую толщу гнейсов.

Радиологическое изучение гнейсов близ контакта с интрузией габброноритов Чуна-Монча-Волчьих тундр не дает окончательного ответа на вопрос о соотношении этих двух формаций. Цирконы кольских гнейсов (см. рис. 18) датируются возрастом 2700 млн. лет, хотя и несут некоторые следы нарушения U—Pb изотопной системы около 1800 млн. лет назад. Нами был изучен также возраст циркона из цемента конгломерата, лежащего на габбро-норитах в основании кольской серии (по В.А. Масленникову). В настоящее время цемент представлен гиперстено-гранато-амфиболо-биотитовым гнейсом, аналогичным во многом породам нижней части кольской серии, с которой он связан непосредственными переходами. Циркон идиоморфный, исключительно мелкого размера: $< 0,05$ мм. По морфологии он резко отличается от цирконов гранулитов кольской серии, находящихся в непосредственном контакте с основными породами. Возможно, что в момент образования это была гиперстен-плаггио-глазовая порода, а свой настоящий состав, включая образование циркона, она приобрела при метаморфизме, изофациальном (по В.А. Масленникову) с метаморфизмом кольской серии. Цирконы из цемента конгломерата имеют возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ около 2400 млн. лет. Однако их можно рассматривать и как цирконы возраста 2700 млн. лет, которые испытали значительное нарушение U—Pb системы двукратно: 1850 млн. лет назад и в современную геологическую эпоху. Контакт основных пород с гнейсами кольской серии мог оставаться ослабленной зоной и при беломорской активизации 1850 млн. лет назад.

Установлены интересные закономерности в химизме цирконов, отражающих химизм пород, в которых они кристаллизовались. При движении

к северу от массива основных пород в них возрастает содержание урана и тория, что может указывать на участие материала основных пород в формировании осадков. Поскольку вопрос о возрасте основных пород не решен окончательно, неоднозначно и соотношение их с породами кольской серии.

В последних работах Коуву [142] датирует многие основные расслоенные интрузии Финляндии — 2400 млн. лет. Если исключительная древность этого массива основных пород не будет подтверждена дальнейшими геохронологическими исследованиями, не окажется ли он синхронным основным интрузиям Финляндии с возрастом внедрения 2400 млн. лет назад?

Опыт геохронологических исследований в древнейших кратонах мира, в частности в Северо-Американском, показал, что древние возрасты у акцессорных цирконов сохраняются у наименее гранитизированных разностей гнейсов, не подверженных воздействию метаморфизма. С этой целью нами были изучены акцессорные цирконы из шлиров более основных по составу внутри полей развития кольских гнейсов. Однако, как видно из табл. 1 (№ 58, 59) и рис. 18, цирконы и в этих минимально гранитизированных гнейсах имеют возраст 2700 ± 50 млн. лет.

Определить время седиментации пород кольской серии на данном этапе не представляется возможным. Однако установлено, что время регионального метаморфизма этой серии пород, проявившегося в гранулитовой и амфиболитовой фациях а также наиболее ранний магматизм, приведший к становлению олигоклазовых гранитов I группы и наиболее поздних микроклиновых гранитов II группы, ограничены интервалом времени 2800—2700 млн. лет назад.

Рассмотрение геохронологических данных для древнейших пород Балтийского щита показывает, что формирование высокометаморфизованных супракратальных образований кольской и беломорской серий, а также и гранит-зеленокаменной ассоциации пород Карелии и Центральной Финляндии происходило практически синхронно в течение короткого интервала времени — 2900—2700 млн. лет назад. Этим этапом знаменуется образование кратона Балтийского щита, его жесткого основания, в пределах которого дальнейшая магматическая жизнь протекала лишь локально в зонах глубинных разломов и повторной активизации.

МАГМАТИЗМ

Чарнокиты глубинных разломов

Интенсивный магматизм и метаморфизм ранее сформированных образований около 2700 млн. лет назад завершил формирование древнейшего кратона в пределах Балтийского щита, который в дальнейшей геологической истории ведет себя как жесткое стабильное ядро, где магматизм проявляется лишь в краевых зонах либо связан с глубинными разломами, пересекающими щит. Наиболее древний магматизм, связанный с периодом стабилизации, происходил около 2400 млн. лет назад по зонам глубинных разломов (см. рис. 1, 2). Геологами ИГГД АН СССР [85] установлено в пределах северо-карельской части зоны сочленения крупнейших геотектонических структур Балтийского щита — карелид и беломорид — широкое развитие гиперстенсодержащих гранитоидов. Появление чарнокитов на уровне развития пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма связано с внедрением их по зоне глубинного разлома, разделяющего эти две формации. В.М. Шемякиным [84] гиперстеновые

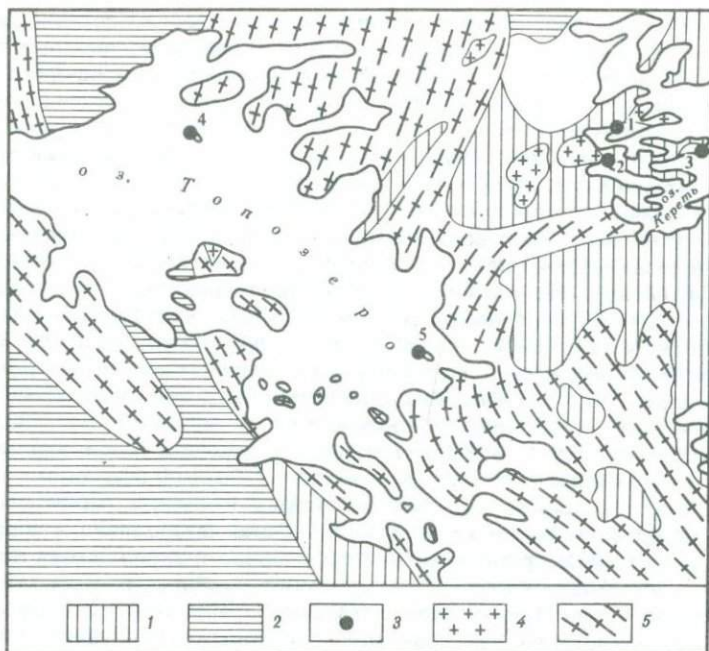


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Топозерского и Вичанского массивов чарнокитов

1 — породы беломорской формации; 2 — породы карельской формации; 3 — места взятия проб для выделения акцессорного циркона; 4 — неизменные чарнокиты; 5 — тектоно-бластические разности чарнокитов

гранитоиды зоны сочленения беломорид и карелид выделяются в самостоятельную формацию чарнокитоидов зон глубинных разломов.

Чарнокиты прорывают гнейсо-амфиболитовую толщу хетоламбинской и керетьской свит беломорской серии [85]. Иной точки зрения придерживается Н.В. Горлов [29]. Им установлено развитие в данном районе купольных структур беломорской серии, ядерные части которых сложены древними комплексами пород фундамента беломорид. Именно в них, по мнению Н.В. Горлова, и произошло внедрение чарнокитов. Таким образом, применительно к рассматриваемому району различие двух точек зрения касается вмещающих пород — хетоламбинской свиты беломорской серии (К.А. Шуркин, В.М. Шемякин) или пород фундамента беломорид (Н.В. Горлов).

Эруптивный характер контакта чарнокитов с вмещающими породами доказывается наличием апофиз чарнокитов в беломорских гнейсах, а также нахождением зоны эруптивной брекчии в апикальных частях массивов. Характерна пестрота петрографического состава ксенолитов; среди них встречаются порфириды и кварцевые порфиры, пироксениты, габброиды, а также метаморфические породы — гнейсы и амфиболиты. Аналоги этих пород в значительной степени отсутствуют в современном разрезе вмещающей кровли чарнокитов. Минеральные ассоциации гранулитовой фации метаморфизма свидетельствуют в пользу глубинной природы части ксенолитов, вынесенных магмой. В Северной Карелии чарнокиты

слагают огромную Топозерскую интрузию площадью около 6000 км² и ряд более мелких массивов, в частности Вичанский массив в районе оз. Кереть (рис. 21). Характерной особенностью массивов чарнокитоидов является почти полное отсутствие связанных с ними жильных образований. Исключительно редки маломощные жилы и дайки аплита и пегматита.

Зона глубинного разлома, по которой произошло внедрение, представляла собой долгоживущую и тектонически активную структуру, что обусловило широкое развитие тектонитов-бластомилонитов как по беломорским и карельским образованиям, так по чарнокитоидам. Особенно это относится к породам Топозерской интрузии, более чем на 90% превращенным в бластомилониты.

Чарнокиты в неизмененном виде представляют собой средне- и крупнозернистые породы розовато-коричневого или бурого цвета с массивной текстурой. Характерной особенностью чарнокитов является присутствие голубого опаловидного кварца, придающего чарнокитам порфиоровидный облик. Типоморфными минералами чарнокитоидов являются ромбический пироксен (F 62–73), моноклиальный пироксен (F 30–60), амфибол (F 57–74), биотит (F 61–80) гранат, кварц, плагиоклаз трех генераций (андезин, олигоклаз-андезин и альбит) и ортоклаз. Чарнокиты характеризуются определенным набором акцессорных минералов, суммарное количество которых не превышает 3%. Среди них — апатит, циркон, магнетит, рутил, ильменит. Минеральные парагенезисы чарнокитов говорят о длительном формировании интрузии и большом диапазоне температур и давлений.

Кристаллизация начинается с выделения голубого опаловидного кварца за счет титана, входящего при высоких температурах в решетку минерала [84]. Минеральная ассоциация I этапа кристаллизации, представленная голубым кварцем, гиперстеном, андезином, диопсидом и гранатом, в свете экспериментальных данных И. Ламберта и Д. Грина, могла возникнуть в интервале температур 950–1100°С и давлении выше 13 кбар. С момента обогащения магмы водой наступает кристаллизация гидроксилсодержащих железомagneзиальных силикатов. Температура кристаллизации ассоциации амфибола (гастингсит), биотита, плагиоклаза и кварца 700°. Таким образом, в чарнокитах намечаются две резко различные по температурным условиям образования ассоциации минералов, характеризующие два этапа становления чарнокита. Аналогично мы имеем в чарнокитах два различных типа ксенолитов: породы, метаморфизованные в гранулитовой фации метаморфизма, и близповерхностные эффузивы кислого и среднего состава.

По мнению В.М. Шемякина [84], эти данные отражают два структурных уровня формирования чарнокитов. С одной стороны, зарождение магмы чарнокитоидов происходило где-то в пределах переходной зоны от гранулит-базитового к гранитному слою земной коры, а, с другой стороны, становление и консолидация интрузивных тел совершались на сравнительно небольших глубинах порядка 3–5 км. Такая длительность формирования чарнокитов обуславливает ряд сложностей при измерении их абсолютного возраста. На первом этапе измерения возраста проводились К–Аг методом в ИГГД АН СССР (всего выполнено 180 измерений) [26].

Получен широкий спектр возрастов — от 1500 млн. лет до 3500 млн. лет — по пироксенам, плагиоклазам и биотитам, и около 2500 млн. лет — по амфиболам. Результаты говорят о присутствии в минералах избыточного аргона-40, вошедшего в структуру минералов, по-видимому, на

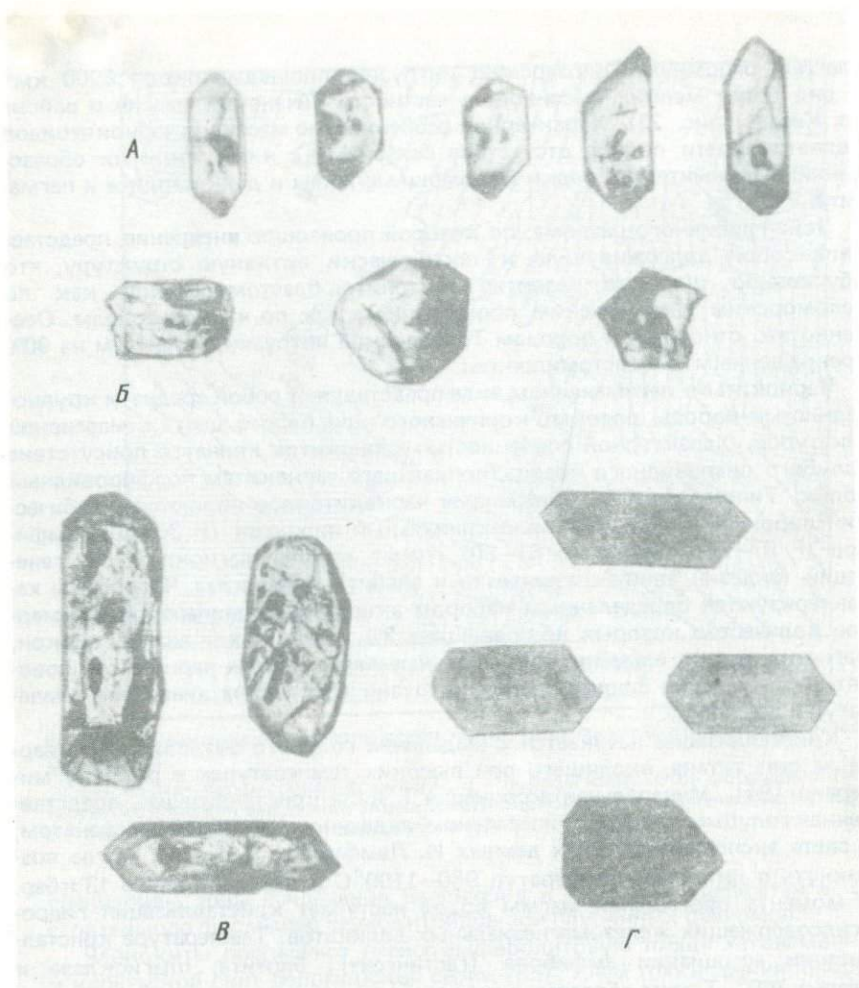


Рис. 22. Морфологические типы циркона в чарнокитах, увел. 200–300

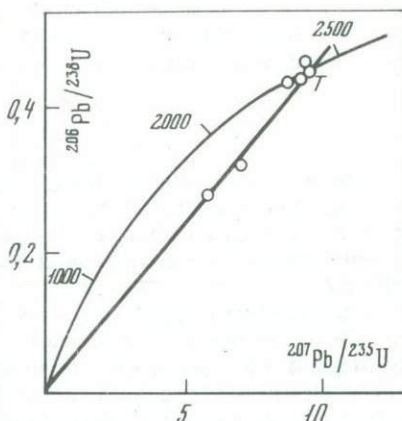
А — идиоморфные зерна циркона; *Б* — неправильные зерна; *В, Г* — цирконы из пегматоидного прожилка в чарноките

первом глубинном этапе их кристаллизации. Характерно, что амфибол — минерал второго этапа кристаллизации — избыточного аргона-40 уже не содержит.

Нами проведены измерения абсолютного возраста чарнокитов U—Pb методом по аксессуарным цирконам [74]. Изучены чарнокиты двух выходов Топозерского массива (о-ва Ледмани и Нуму Шар) и несколько выходов Вичанского массива. Все пробы, кроме двух, были представлены массивными разностями чарнокита без следов наложенного изменения. В пределах Вичанского массива выделен аксессуарный циркон из пегматоидного прожилка внутри чарнокита. Цирконы чарнокитов представлены мелкими, прозрачными, почти бесцветными зернами иногда розовато-желтого цвета. Они преимущественно идиоморфны, кристаллы цирконового типа с удлинением около 2 (2,2–2,4). Характерны уплощенные зерна

Рис. 23. Диаграмма с конкордией для цирконов из глубинных чарнокитов

$T = 2370 \pm 20$ млн. лет



с коэффициентом уплощения около 2. В незначительном количестве присутствуют бесформенные корродированные зерна (рис. 22, А, Б). Выделения циркона приурочены к зернам темноцветных минералов-пироксенов, амфиболов, причем часто наблюдается их тесное срастание. Особенно характерны включения темноцветных минералов для проб чарнокита Топозерского массива. Характер выделения циркона, преобладание уплощенных форм говорит скорее о кристаллизации его на ранних этапах при высоких P - T параметрах. Циркон в пегматоидном прожилке был представлен двумя морфологическими типами — более крупной малаконоподобной генерацией и мелкими прозрачными зернами, аналогичными цирконам основной массы чарнокитов (см. рис. 22, В, Г).

Результаты измерения абсолютного возраста цирконов представлены в табл. 1 (№ 77–83) и на диаграмме с конкордией (рис. 23). Для всех без исключения цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получено одно и то же значение возраста — около 2400 млн. лет. Аналогичное значение возраста получено и на диаграмме с конкордией по верхнему пересечению изохроны с конкордией. Нижнее пересечение проходит близко к началу координат, указывая лишь на современное нарушение в изотопной U - Pb системе. Все цирконы характеризуются исключительно низкими содержаниями радиоактивных элементов, составляющими $n \cdot 10^{-3}\%$. Морфологический облик акцессорных цирконов в чарнокитах, говорящий о формировании этого минерала на больших глубинах при высоких P - T параметрах, может оставлять сомнение в соответствии возрастов, получаемых по цирконам, моменту внедрения чарнокитов. Однако, как было показано в главе I, отсчет времени в цирконах из глубинных пород начинается лишь с момента подъема их в верхние слои литосферы. На больших глубинах, при высоких давлениях и температурах изотопная система остается открытой. Таким образом, возраст 2370 млн. лет отвечает времени внедрения чарнокитов.

Удивительна исключительная конкордантность, совпадение в пределах $\pm 10\%$ возрастов, рассчитанных по различным изотопным отношениям. Это явление редко для цирконов из пород докембрийского возраста, где, как правило, U - Pb изотопная система нарушена при наложении более поздних метаморфических процессов или по крайней мере в современную эпоху. Такой конкордантностью изотопных возрастов отличаются еще акцессорные цирконы из основных пород. По-видимому, структура цирконов, образовавшихся при высоких параметрах температур и давления, прочнее удерживает радиогенный свинец и менее подвержена переходу в метамиктное состояние. Таким образом, по данным определения возраста акцессорных цирконов U - Pb изотопным методом образование глубинных чарнокитов в зоне глубинного разлома, разделяющего бело-

морские и карельские образования, произошло около 2400 млн. лет назад. Это наиболее ранний период стабилизации, устанавливаемый в пределах Балтийского щита по геохронологическим данным.

Интрузии основных пород

Среди пород ранней эпохи стабилизации широко представлены интрузии основных и ультраосновных пород. Они могут быть приурочены к супракрустальным породам зеленокаменной ассоциации и располагаются в зонах глубинных разломов среди пород гранито-гнейсового фундамента [25, 37].

Особое место среди интрузий основных пород занимают трещинные первично-расслоенные интрузии, характеризующиеся относительной сохранностью магматических текстур, структур и минералогического состава. Основные расслоенные интрузии образуют протяженный пояс, включающий интрузии Кеми-Сухано Финляндии и интрузии Олангской группы Центральной Карелии. Массивы, как правило, представлены линзовидными телами порядка 5–10 км в длину. Главная роль в них принадлежит габбро-норитам и их оливиновым разновидностям. Ультраосновные разности состоят в основном из оливина и пироксена, присутствующих в различных количествах. Пироксен представлен бронзитом или авгитом. В перидотитах или пироксенитах иногда присутствует плагиоклаз ряда лабрадора-битовнита [25]. Характерной особенностью пород является значительное содержание рудных минералов. Габбро-нориты состоят из плагиоклаза ряда лабрадора (до 80%), гиперстена и авгита. С телами ультраосновных пород генетически связаны габбро-пегматиты, характеризующиеся крупнозернистым строением с размером кристаллов от 1,5 × 0,8 см до 4 × 1,5 см. Габбро-пегматиты, как правило, состоят из плагиоклаза ряда андезина-лабрадора и переменных, но обычно небольших количеств оливина, гиперстена, авгита, амфибола, альбита, кварца и акцессорных минералов.

Проблема датирования основных и особенно ультраосновных пород исключительно сложна. Породообразующие минералы таких пород — пироксены и плагиоклазы — содержат обычно избыточный аргон-40, захваченный их структурами при кристаллизации на больших глубинах, в результате чего наблюдается завышение значений возраста, измеренных К—Аг методом.

Как показали минералогические исследования последних лет, многие основные и даже ультраосновные породы содержат в качестве акцессорной примеси циркон; наиболее характерны его выделения для габбро-пегматоидных образований. Циркон в габбро-пегматоидах очень крупен по размеру (> 1 мм) и характеризуется низким содержанием радиоактивных элементов. Коуву [142] датировал по акцессорным цирконам габбро-пегматоидов целый ряд основных расслоенных интрузий Финляндии, в том числе одну из крупнейших расслоенных интрузий трещинного типа — Кеми, с которой связано известное месторождение хромитовых руд. Проблема датирования основных интрузий для финских геологов приобретает особый интерес, поскольку намечались различные рудные ассоциации с основными породами в Южной и Северной Финляндии. Если для Северной Финляндии характерна приуроченность к интрузиям основных пород хромитовых руд, то на юге с ними связаны месторождения никеля. Вопрос возрастного взаимоотношения этих двух типов месторождений оставался неясным.

Рис. 24. Диаграмма с конкордией для цирконов из основных расслоенных интрузий Финляндии [141].

1 — цирконы из основных пегматитов; 2 — цирконы из других типов основных пород

Интрузия Кеми является самой западной в протяженном поясе Кеми—Сухано, состоящего из целого ряда расслоенных интрузий основного состава, внедрение которых приурочено к глубинному разлому в пограничной области развития гранито-гнейсового фундамента. Интрузия представляет собой линзу около 10 км в длину и 2 км мощностью. В лежачем боку расположены породы гранито-гнейсового основания, висячем — свеко-карельские кварциты. Массив расслоен, местами устанавливаются полосчатые структуры. Внутри тела отчетливо выделяется ультраосновная зона, представленная дунитами, перидотитами и пироксенитами, и зона габброидов. Рудный горизонт хромитов располагается в донной части ультраосновной зоны. В 3 м непосредственно от хромитового тела расположена жила габбро-пегматоида с крупными кристаллами циркона. Возраст этих цирконов, определенный U—Pb изотопным методом, оказался равным 2410 млн. лет.

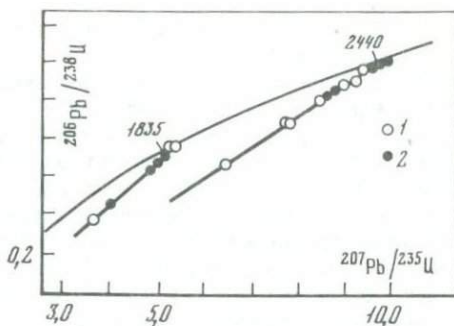
Аналогичный возраст получен и для других расслоенных интрузий основных пород Северной Финляндии в отличие от основных интрузий Южной Финляндии, для которых возраст оказался равным 1890 млн. лет (рис. 24).

Особенностью возрастов, получаемых по U—Pb изотопным отношениям для цирконов из основных пород, является их конкордантность, что, по-видимому, связано с устойчивостью структуры циркона, кристаллизация которого шла при высоких параметрах температур и давлений на больших глубинах, а также с низким содержанием в них радиоактивных элементов. Как и в случае глубинных чарнокитов, в цирконах из глубинных основных пород не наблюдается реликтовых возрастов, связанных с их ранней кристаллизацией на больших глубинах.

Кварцевые порфиры

Среди эффузивных образований в верхних частях разреза гранит-зеленокаменных поясов Карелии и Финляндии широко распространены кварцевые порфиры. Наиболее распространены они в Центральной и Восточной Карелии среди пород парандовской и тунгудо-надвоицкой серий. Это чаще всего гипабиссальные интрузии трещинного типа, представленные жилами, пластовыми, реже — секущими телами, прорывающими древние осадочно-вулканогенные образования. Верхний возрастной предел их определяется присутствием гальки этих пород в конгломератах ятулия. Наиболее крупной является интрузия кварцевых порфиров района Шуезеро, которая при средней ширине около 4 км прослеживается по простиранию на 27–30 км.

Кварцевые порфиры представляют собой серые, темно-серые породы массивного сложения. Сохранившаяся в различной степени порфирован-



структура их обусловлена присутствием округлых зерен голубоватого опаловидного кварца и таблитчатых кристаллов розоватых полевых шпатов в тонкозернистой основной массе. В составе последней основную роль играют плагиоклаз, кварц и микроклин. В единичных зернах встречаются циркон, турмалин, ортит, гранат [25]. Кварцевые порфиры Карелии содержат значительное количество K_2O , часто резко превышающее содержание Na_2O , что не характерно для пород саилитовой формации и свидетельствует в пользу генетической связи кварцевых порфиров с наиболее поздним гранитным магматизмом. Большая работа по измерению возраста кварцевых порфиров, по акцессорному циркону в них заключенному, была проведена в ИГГД АН СССР [45]. Были изучены 3 пробы кварцевых порфиров, причем часть цирконов была разделена на фракции по крупности зерна. Одна проба акцессорного циркона из кварцевого порфира района Машозеро была изучена в ГЕОХИ АН СССР (см. табл. 1, № 84–90).

По данным, полученным U—Pb изотопным методом, была построена изохрона на диаграмме с конкордией, пересекающая конкордию в точке 2420 ± 45 млн. лет.

Для территории Финляндии Сакко [175] изучал акцессорные цирконы, выделенные из гальки кварцевых порфиров в ятулийских конгломератах. Изохрона, построенная по 10 точкам цирконов, дает верхнее пересечение с конкордией в 2440 млн. лет. Характерной особенностью цирконов из кварцевых порфиров является низкое содержание радиоактивных элементов, составляющих всего $n \cdot 10^{-3} \%$, и относительно высокое содержание обыкновенного свинца, объяснимое, по-видимому, обилием твердых включений в цирконах. Таким образом, для территории Балтийского щита три типа образований датированы 2400 ± 50 млн. лет. Это ультраосновные и основные расслоенные интрузии Северной Финляндии, глубинные чарнокиты зоны сочленения беломорид и карелид и доятулийские кварцевые порфиры Карелии и Финляндии. Все эти образования знаменуют собой этап стабилизации уже возникшего древнего архейского кратона. Магматизм локализовался лишь в зонах региональных разломов северо-западного заложения. Данные образования объединяют глубина магматических очагов, низкое содержание радиоактивных элементов в акцессорных цирконах, конкордантность возрастных датировок.

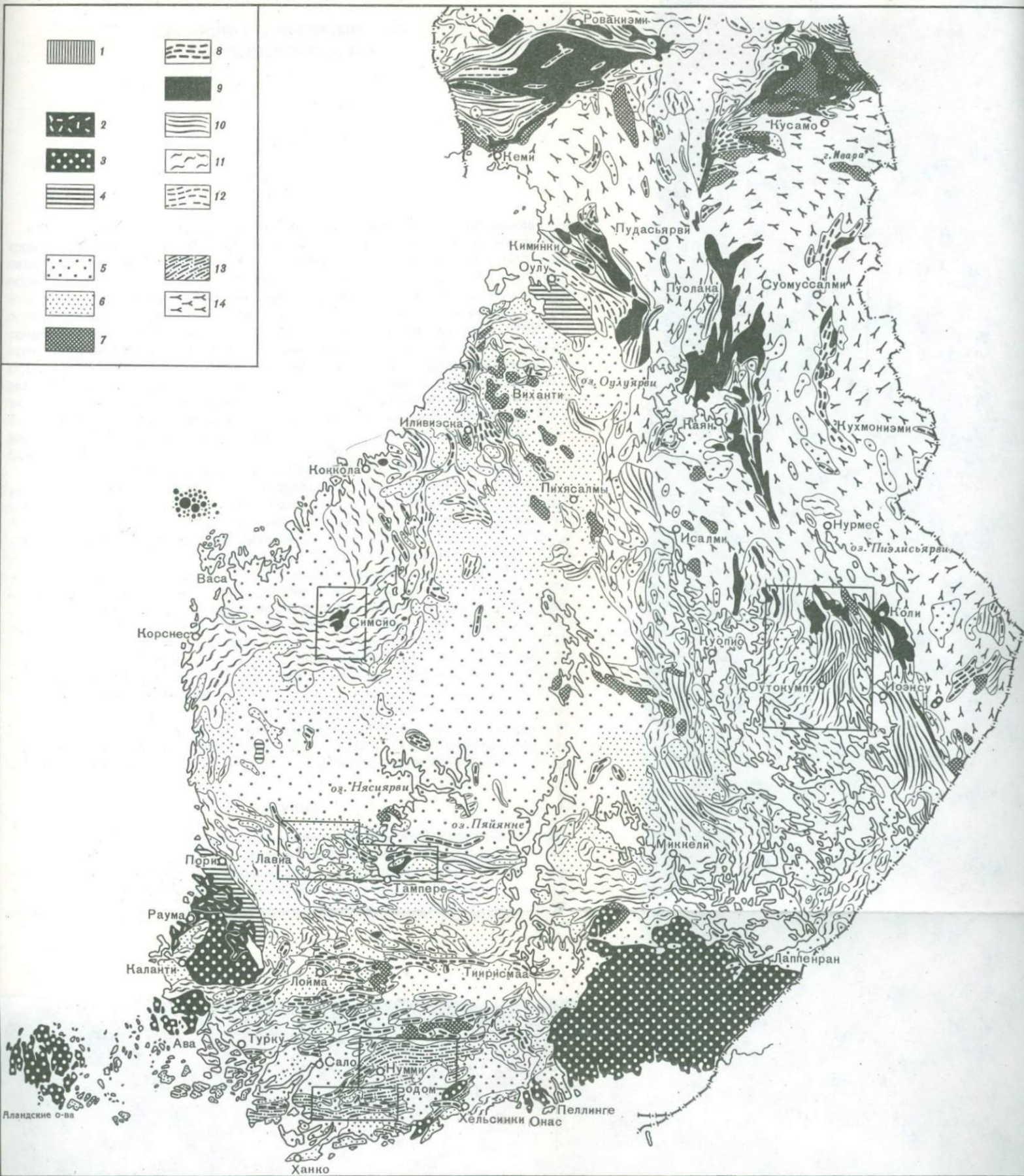


Рис. 25. Схематическая геологическая карта докембрия Центральной и Южной Финляндии [89]

1 — каледонские образования; 2-4 — иотнийские образования: 2 — долериты, 3 — рапакиви и калиевые граниты, 4 — песчаники; 5-7 — карельские и свекофенские орогенные плутонические образования: 5 — позднекинематические граниты, 6 — синкинематические граниты, 7 — габбро и ультроосновные породы; 8-12 — метаморфические породы: 8 — метадолериты и амфиболиты, 9 — кварциты, 10 — филлиты и слюдяные сланцы, 11 — мигматиты, 12 — кварцево-полевошпатовые сланцы; 13 — гранулиты Лапландии; 14 — гнейсы основания

СРЕДНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Стратиграфически выше архейских образований, формирование которых закончилось 2700–2600 млн. лет назад и которые позже выступали уже как жесткое основание — фундамент для всех более молодых образований, залегают разнообразные, преимущественно слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные формации. Накоплению этих серий предшествовали длительный перерыв и денудация фундамента, о чем свидетельствует залегание их с угловым несогласием на коре химического выветривания с базальными конгломератами в основании. Средний структурный ярус разбивается на ряд серий и свит, различающихся по составу, однако возрастное сопоставление их между собой представляет значительные трудности и является предметом постоянных дискуссий. В пределах Южной и Центральной Карелии, а также Центральной Финляндии подобными сериями являются ятулий, калевий, ладожская формация и свекофений (см. рис. 1, III; рис. 25).

Согласно ранним исследованиям Седерхольма, Рамсея и других, калевийские сланцы считались более древними, чем ятулийские кварциты, а ладожская формация представлялась аналогом калевия. Вегеман предположил разновозрастность образования калевия и ятулия, а формационные различия связывал с их различным геотектоническим положением. По Вегеману, ятулий — эпиконтинентальные образования стабилизированных областей, калевий — формация внешней зоны геосинклинали, а ладожская формация — внутренняя зона подвижного пояса. В представлении Вяюрюнена, обнаружившего в основании калевия конгломераты с галькой кварцитов, калевий моложе ятулия [19]. Представление о соотношении карельских образований (калевий + ятулий) со свекофенскими также претерпело значительные изменения. Согласно ранним представлениям Эскола [89], свекофенские образования древнее карельских. В настоящее время большинство как финских, так и советских геологов склоняются к одновременному образованию серий среднего структурного яруса в различных фациальных зонах единой геосинклинали, что и обусловило различие в их составе и степени метаморфизма. Рассмотрим отдельно имеющиеся U—Pb датировки для этих формаций.

ЯТУЛИЙ

Ятулий представляет собой фациально изменчивый комплекс осадочно-вулканогенных, слабо метаморфизованных пород с преимущественно кварцево-серицитовым составом осадков. Как правило это эпиконтинентальные мелководные морские осадки. Основное развитие ятулия наблюдается в южной и центральной Карелии и в Центральной Финляндии.

От подстилающих пород фундамента, весьма пестрых по составу (гнейсы, гранито-гнейсы, граниты, основные и кислые метавулканиды), он отделен метаморфизованной корой химического выветривания или элювиальными конгломерато-брекчиями. Для ятулийской серии характерны два фациальных типа разрезов: терригенно-карбонатный онежского типа и терригенно-вулканогенный сегозерского типа, которые рассматривают как синхронные образования, накапливающиеся одновременно в различных фациальных условиях. Общая мощность ятулия до 1500 м [67, 68].

Для строения ятулийского разреза характерно чередование осадочных и вулканогенных толщ, трансгрессивно-регрессивные серии осадков по всему разрезу перекрываются основными эффузивами. Интенсивность излияний в разное время и в различных районах не была одинаковой. Вулканиды представлены metabазальтами, метадиабазами, спилитами и зеленокаменными породами. С основными вулканитами связаны силлы и дайки габбро-диабазов. Контакты ятулия с калевийской серией Финляндии и ладожской формацией Карелии тектонические. Однако обнаружение конгломерата с кварцевой галькой в основании калевия в двух районах Центральной Финляндии позволяет ряду финских геологов говорить о более высоком стратиграфическом положении калевия и ладожской формации относительно ятулия.

Попытки измерения возраста ятулия U—Pb методом, несмотря на сложности, связанные с литологическим составом этих пород, делались уже давно. В 1964 г. нами опубликованы результаты измерения абсолютного возраста урансодержащего цемента кварцитов в районе Сельгозера [10, 81]. На изохронной диаграмме в системе координат $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ получено значение возраста 1840 млн. лет для пяти проб цемента. Однако остается сомнение в аутигенном, а не переотложенном характере сульфидной минерализации, с которой связаны повышенные содержания урана.

Ряд U—Pb измерений выполнен для морского ятулия Финляндии Свинцовая изохрона, построенная Сакко [176] для 6 образцов железорудной формации Паакко, определяет возраст этих образований — 2080 ± 45 млн. лет. Предполагается, что район Южного Пуоланка, где расположены железорудные месторождения, представлял собой ограниченный морской бассейн в самом конце ятулия перед началом флишевого осадконакопления. В этом случае возраст 2080 млн. лет дает нам верхний рубеж ятулийского осадконакопления. Эти измерения хорошо согласуются с данными Вамплера и Калпа [190] для доломитов морского ятулия в районе Кеми: 2020 млн. лет. Изучение изотопного состава свинца в галенитах и пиритах, связанных с ятулийскими осадками [191, 143], давало сходные значения возраста.

Широкое геохронологическое изучение ятулийских образований в пределах Финляндии и Карелии проведено финскими [175] и ленинградскими исследователями [45]. Поскольку ятулий представляет собой трансгрессивную осадочную серию, отложившуюся на древнем кратоне и перед ним, то в гальке базальных конгломератов присутствуют породы гранито-гнейсового фундамента — гранитоиды и зеленокаменные породы. Возраст акцессорного циркона, выделенного и измеренного нами U—Pb методом из гальки базального конгломерата ятулия в районе Выгозера, 2800 млн. лет (табл. 2, № 34). Обнаружение среди гальки базальных конгломератов кварцевых порфиров, возраст которых датирован 2420 млн. лет, позволил еще выше поднять нижний возрастной предел ятулийской

Таблица 2

Абсолютный возраст цирконов из свеко-карелид Балтийского щита

Но- мер п/п	Номер пробы	Место взятия об- разца, порода	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Возраст, млн.лет по отно- шениям		
			Pb	U	204	206	207	208	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I. Гранито-гнейсовые купола Приладожья [79]											
1	706	Фундамент, южный край Карельского массива, серый гнейс	0,0132	0,028	0,066	70,19	13,57	16,17	2670	2070	2390
2	704	Сортавальский, серый гнейс	0,0080	0,019	0,040	76,51	14,30	9,15	2660	2040	2350
3	2014	Коксаельский, серый гранито- гнейс	0,0043	0,014	0,114	71,33	14,01	14,55	2740	1460	2070
4	657	То же	0,0082	0,018	0,100	74,68	14,00	11,22	2565	2110	2340
5	656	Коксаельский, ро- зовый гранито- гнейс	0,0125	0,033	0,170	74,44	13,86	11,52	2425	1770	2085
6	2015	То же, розовый цир- кон	0,0130	0,070	0,056	78,06	12,57	9,31	2370	990	1510
7	2015	То же, коричневый циркон	0,125	0,065	0,095	78,79	13,06	8,05	2350	1030	1505
8	702	Уксинский, розовый гранитогнейс	0,0212	0,049	0,024	78,55	12,22	9,21	2365	2100	2240
9	702	То же, ядро	0,0061	0,012	0,046	68,91	11,31	19,74	2405	2185	2300
10	663	Имплахтинский розовый мигматит	0,0100	0,062	0,290	57,88	12,20	29,63	2315	618	1240

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
11	700	Питкярантский серый гранито-гнейс А фр. +100*	0,0303	0,084	0,026	80,94	11,70	7,33	2230	1870	2050
12	700	Б фр. -100: +75	0,0300	0,0882	0,0325	80,05	11,39	8,53	2190	1760	1970
13	700	В фр. -53 ÷ +42	0,0306	0,0925	0,0274	79,90	11,05	9,02	2152	1720	1925
14	700	Г фр. -43**	0,0342	0,1140	0,0407	79,31	10,84	9,82	2100	1555	1800
15	700	Ядро			0,062	70,35	12,23	17,36	2480		
II. Ладожская формация (Северное Приладожье)											
16	661	Кварцит, изограда биотита	0,0160	0,049	0,370	63,73	14,09	21,83	2325	1290	1720
17	661	А фр. +75*	0,0131	0,0298	0,246	67,74	13,32	18,767	2358	1790	2070
18	661	Б фр. -75 ÷ +53*	0,0127	0,0313	0,278	66,79	13,44	19,492	2330	1660	1980
18	661	Б фр. -75 ÷ +53**	0,0193	0,0512	0,497	58,10	14,70	26,703	2280	1300	1720
20	661	Г фр. -53**	0,0199	0,0521	0,438	60,62	14,30	24,64	2280	1410	1800
21	662	Кварцит, изограда биотита	0,0095	0,035					2470	1120	1665
22	658	То же	0,015	0,048	0,090	75,62	11,53	12,71	2190	1540	1820
23	667	Кварцит, изограда силлиманита	0,015	0,050	0,050	76,41	11,68	11,86	2280	1505	1850
24	668	То же	0,015	0,062	0,046	77,58	11,67	10,70	2260	1300	1700
25	666	"	0,0135	0,057	0,081	76,22	11,02	12,67	2110	1320	1560
26	655	Гнейс, гранулитовая фация метаморфизма	0,015	0,052	0,034	81,77	10,30	7,90	1930	1550	1720
27	652	То же	0,015	0,045	0,036	85,52	10,32	4,11	1880	1840	1850
28	651	"	0,012	0,081	0,050	81,36	9,93	8,65	1865	840	1165
29	650	"	0,038	0,110	0,084	83,51	10,41	5,99	1825	1840	1830
30	654	Чарнокит, Куркиеки	0,012	0,043	0,024	82,38	9,74	7,85	1870	1340	1560
31	653	То же	0,014	0,090	0,041	83,11	9,99	6,86	1850	890	1210
32	1409	Мрамор, минерализация	0,167	0,545	0,022	88,72	10,45	0,80	1870	1790	1830
33	1411	То же	0,092	0,380	0,030	88,45	10,45	1,07	1840	1420	1610
III Ятулий [54]											
34	1452	Выгозеро, галька конгломерата ятулия	0,015	0,026	0,07	46,03	9,78	44,12	2780	1695	2240
35	74	Лейкократовый диабаз	0,0211	0,0986	0,265	54,24	9,85	35,65	1880	763	1105
36	76	То же	0,0195	0,1160	0,245	69,99	10,69	19,08	1710	793	1078
37	77	"	0,0291	0,0843	0,132	58,02	9,09	32,768	2040	1300	1635
38	78	" фр. -0,25 ÷ +0,16	0,0222	0,0504	0,236	59,22	10,76	29,789	2080	1605	1815
39	78	" фр. +0,16	0,0164	0,0435	0,393	56,92	12,49	30,202	2060	1300	1610
IV. Гранито-гнейсовые купола Финляндии [195]											
40	36	Хейнаваара	0,0259	0,0728	0,0037	100	17,65	14,40	2580	2230	2410
41	37	Соткума	0,0326	0,117	0,052	100	16,44	5,76	2435	1790	2120
42	A-53	Суури	0,0095	0,0277	0,060	100	15,92	16,19	2365	2175	2270
V. Свекофениды, р-н Тампере, Финляндия [195]											
43	A-9	Граувакка	0,0151	0,048	0,0242	100	14,50	11,75	2245	2015	2130
44	A-1	То же	0,0135	0,0476	0,074	100	14,62	14,29	2185	1830	2005
45	57	"	0,0127	0,0466	0,063	100	14,59	15,52	2195	1775	1975
46	A-6	"	0,0169	0,0762	0,048	100	13,48	11,75	2080	1476	1775
VI. Свекофениды Юго-Восточной Швеции [90]											
47	73038	Вастервик, кварцит, 45-75*	0,0143	0,0563	-	78,65	10,98	10,33	2151	1360	1690
48	73038	То же, 45-75**	0,0189	0,0956	-	75,89	10,54	13,52	2086	1058	1441
49	72104	" 105-145**	0,0150	0,0701	-	71,87	10,44	17,60	2093	1097	1474
50	72104	" 145-180*	0,0104	0,0398	-	67,50	11,56	20,75	2143	1272	1626
51	73045	Норркопинг, гранито-гнейс 105-145	0,0196	0,0678	-	83,51	9,56	6,93	1847	1600	1700
52	73045	То же, 145-180	0,0182	0,0629	-	83,26	9,57	7,16	1850	1598	1700
53	73048	" 105-145	0,0185	0,0612	-	82,71	9,50	7,78	1859	1645	1731

98 Таблица 2 (окончание)

1	2	3	5	5	6	7	8	9	10	11	12
54	73048	" 145-180	0,0186	0,0609	—	80,91	9,51	9,56	1860	1638	1727
55	73044	Вирсерум, гранито-гнейс 105-145	0,0160	0,0586	—	72,64	8,87	18,43	1835	1362	1548
56	73037	Лофтхаммер, гранито-гнейс 75-105	0,0154	0,0638	—	82,93	9,47	7,58	1796	1365	1533
57	73037	То же 105-145	0,0170	0,0631	—	81,39	9,66	8,90	1813	1494	1621
58	71211	Оро-Хамно, гранито-гнейс 105-145	0,0120	0,0449	—	80,03	9,29	10,64	1799	1446	1585
59	71211	То же 145-180	0,0099	0,0407	—	79,89	9,44	10,63	1814	1333	1520
60	72098	" 75-105	0,0128	0,0447	—	76,72	9,79	13,40	1820	1526	1643
61	72098	" 105-145	0,0127	0,0440	—	77,97	9,63	12,33	1825	1539	1653
62	71209	" 105-145	0,0151	0,0574	—	78,02	9,50	12,42	1835	1408	1578
63	71210	" 105-145	0,0108	0,0531	—	72,02	9,48	18,36	1712	1077	1300
VII. Гранитоиды в карельском и свекофенском поясах [140]											
64	A-2	Куопио, гранодиорит	0,0135	0,0524	0,0339	100	12,02	8,05	1890	1695	1785
65	A-4	То же	0,0112	0,0410	0,0139	100	11,51	8,79	1850	1785	1975
66	A-7	Калкку, порфир	0,0176	0,0678	0,058	100	12,17	12,61	1860	1675	1770
67	A-8	Аитолахти, порфир	0,0195	0,0767	0,045	100	12,09	12,44	1880	1665	1765
68	A-10	Тиирисмаа, гранодиорит	0,0197	0,0739	0,038	100	11,87	15,84	1855	1735	1800
69	A-54	Виимпели, гранито-гнейс	0,0214	0,0816	0,019	100	11,64	4,31	1860	1720	1785
VIII. Гранулиты Лапландии [73]											
70	100	Репп-Явр, лейкократовый гранулит	0,0086	0,0225	0,067	78,37	9,95	11,60	1895	1910	1895
71	101	р. Явр, гранулит	0,007	0,002	0,13	74,40	10,39	15,08	1910	1660	1760
72	104	Репп-Явр, лейкократовый гранулит, монацит	0,484	0,044	0,019	3,64	0,68	95,66	1940	2290	2105
73	105	р. Явр, гранулит, монацит	0,69	0,052	0,021	2,06	0,52	97,39	1940	1540	1710
74	106	р. Явр, гиперстеновый кристаллосланец	0,0136	0,017	0,065	77,99	10,17	11,77	1950	3500	2600
IX. Гранулиты Порьей Губы [9]											
75	580	Кислый гранулит	0,031	0,040	0,0386	23,53	3,29	73,18	1930	1210	1480
76	618	Кристаллосланец	0,0135	0,037	0,52	67,72	14,33	22,43	1970	1360	1600
77	617	Гниноземистый гнейс	0,014	0,042	0,084	52,49	7,95	39,55	2110	1170	1530
X. Гранитоиды [36]											
78	39	Инари, кварцевый диорит	0,0159	0,573	0,053	100	12,30	12,51	1900	1800	1845
79	581	Порья Губа, островской гранодиорит	0,0051	0,021	0,049	77,94	8,97	13,09	1730	1270	1440
80	14	Ельтьозеро, щелочной пегматит	0,022	0,048	0,024	36,64	7,84	55,28	2100	1050	1420
81	10	Кейвы, пегматит	0,048	0,022	0,18	78,33	10,94	10,55	1790	1370	1120
82	5	Гремяхо-Вырмес, щелочной гранит	0,033	0,139	0,49	57,48	12,95	29,08	1820	1100	820

Примечание. Константы распада те же, что в табл. 1.

* Немагнитная фракция

** Магнитная фракция.

серии. Такой возраст получен для кварцевых порфиров Карелии как непосредственно для пород [45], так и по цирконам, выделенным из гальки кварцевых порфиров в базальных конгломератах ятулия [175].

Верхний возрастной предел этих образований в 1900 млн. лет устанавливается также с достаточной точностью по широко проявленному магматизму этого времени, охватившему всю область развития карельских образований и приведшему к метаморфизму его пород. Присутствие среди ятулия метавулканических комплексов в тесной ассоциации с

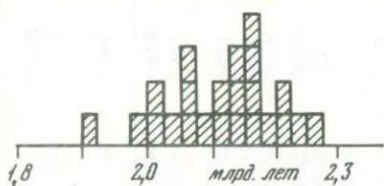


Рис. 26. Диаграмма возрастов акцессорных цирконов из габбро-диабазов ятулия [141], каждый прямоугольник соответствует внутренней изохроне

осадочными — метаконгломератами, кварцитами, черными сланцами и доломитами — позволило провести непосредственные измерения их возраста U—Pb методом по акцессорным цирконам.

Метадиабазы, часть которых служила подводящими каналами для поступления вулканического материала, образуют рои даек, секущих докарельский фундамент и образования ятулия, и силлы в ятулийской формации.

Подавляющее число U—Pb измерений возраста выполнено по акцессорным цирконам и сфенам, обнаруженным в центральных частях гипабиссальных даек, обогащенных альбитом [141]. Кристаллы циркона обычно крупные по размеру и обогащены ураном. Всего к настоящему времени для ятулия Финляндии выполнено около 120 измерений возраста акцессорных цирконов. По отдельным изохронам, построенным для различных диабазовых даек в различных частях разреза, получен широкий спектр возрастов: от 2250 до 2000 млн. лет. Намечается некоторая тенденция в приуроченности более высоких значений возраста к низам разреза (рис. 26).

Для территории Советской Карелии К.О. Кратцем и др. [45] проведено измерение возраста четырех акцессорных цирконов из дайки габбро-диабазы, прорывающей нижнеятулийские кварцито-песчаники у пос. Муезерский в Центральной Карелии. Содержание урана в цирконах составляло 0,05—0,1%, для них отмечались высокие содержания обыкновенного свинца. Детальное изучение циркона из лейкодиабазы показало, что он сильно метамиктизирован и подвергся значительным вторичным изменениям. По данным осколкордиографии зоны изменения имеют в два раза большие содержания урана. Возрасты, рассчитанные по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, колеблются от 2100 до 1740 млн. лет (табл. 2, № 35—39). Дискордантность изотопных отношений, по мнению авторов, определяется привнесом урана. Верхнее пересечение изохроны, построенной по этим данным с конкордией, 2150 ± 60 млн. лет, нижнее — 270 ± 45 млн. лет.

Авторы всех этих работ интерпретируют полученные ими данные как непосредственно отвечающие времени излияния лавовых потоков, т.е. накоплению толщ ятулия. Возраст образования ятулийской серии лежит по этим данным в интервале 2250—2000 млн. лет, продолжительность ятулийского времени на Балтийском щите определяется 250 млн. лет. Мор-

ской ятулий, по мнению финских исследователей, венчает разрез терригенно-вулканогенного, для него характерны возрасты в пределах 2100—2000 млн. лет. Однако, по нашему мнению, нельзя полностью исключить вероятность захвата древнего радиогенного свинца либо непосредственно зерен древнего циркона при внедрении даек диабазов в породы фундамента и терригенные толщи ятулия. Измерение абсолютного возраста терригенного циркона из базальных конгломератов ятулия дает возраст 2800 млн. лет, при этом цирконы характеризуются высокими содержаниями урана. Аналогичные цирконы присутствуют в виде терригенной примеси во всей толще ятулийских кварцитов. Ассимиляция части этих цирконов поступающей лавой вызывает завышение полученных значений возраста. Факты присутствия древней унаследованной доли радиогенного свинца в цирконах вулканитов, особенно в жильной их фации, многократно описаны в литературе [111, 152]. Вся совокупность выполненных для ятулия радиометрических измерений U—Pb методом четко устанавливает возможные возрастные пределы его формирования — 2400—1900 млн. лет назад. Основное осадконакопление и вулканическая деятельность, по-видимому, проявились во второй половине этого интервала.

ЛАДОЖСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Район Северного Приладожья в структурном плане принадлежит Восточно-Финляндской зоне карелид и свекофенид. Стратиграфия этого района начиная с конца прошлого столетия разрабатывалась такими известными геологами, как В. Рамсей, И. Седерхольм, П. Эскола. Среди советских геологов большой вклад в решение различных геологических проблем внесли К.О. Кратц [44], Л.Я. Харитонов [82], Н.Г. Судовиков [71] и др. В геологическом строении Северного Приладожья, расположенного непосредственно к югу от Карельского срединного массива, принимают участие гранито-гнейсы фундамента карелид, выступающие здесь в виде отдельных куполов, метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы ладожской формации и различные интрузивные породы, включая платформенные интрузии гранитов рапакиви. Развитые в районе исследования гранито-гнейсовые купола (рис. 27) имеют в плане овальную форму и крутые контакты с вмещающими породами. Тектоническая природа куполов обоснована достаточно надежно. В строении выступов фундамента участвуют гранито-гнейсы, мигматиты, ортоамфиболиты, пегматоидные граниты. Субстрат мигматитов представлен амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Среди гранито-гнейсов по составу различаются существенно плагиоклазовые и плагио-микроклиновые разности. Петрографический и химический состав гранито-гнейсов очень неоднороден, что свидетельствует о первичной неоднородности исходных пород. Древние структуры и мигматиты сохраняются среди гранито-гнейсов в виде небольших блоков и теневых структур. Только гранито-гнейсы и мигматиты могут быть отнесены собственно к породам фундамента, остальные породы куполов принадлежат к ладожскому комплексу.

Породы ладожской формации, представленной сортавальской и ладожской сериями, распространены в синклинальных структурах, разделяющих гранито-гнейсовые купола. Ладожская серия представляет собой ритмично-слоистую толщу терригенного флиша. Она сложена кварцито-видными породами и кварцитами, филлитами и филлитовидными сланцами, биотитовыми, ставролит-гранатовыми сланцами, различного состава

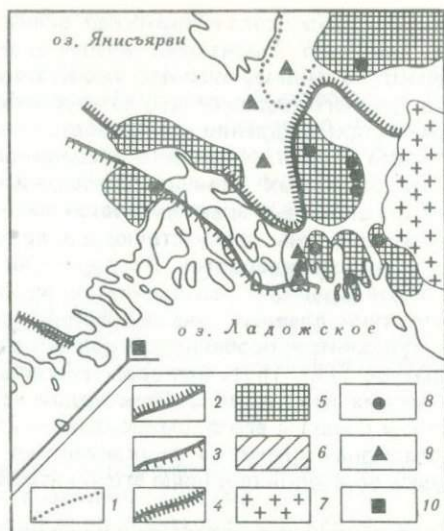


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Северного Приладожья

1-4 — изограды метаморфической зональности:

1 — граната, 2 — силлиманита, 3 — появления первых мигматитов, 4 — гиперстена; 5 — выступы фундамента; 6 — порода Ладожской формации; 7 — граниты рапакиви; 8-10 — места отбора проб: 8 — пород фундамента, 9 — кварцитов ладожской серии, 10 — гнейсов гранулитовой фации и чарнокитов

гнейсами и другими метаосадочными породами, представляющими собой различно измененные песчано-глинистые отложения. Для пород серии характерно увеличение степени регионального метаморфизма в направлении с север-северо-востока (район оз. Янис-ярви) на юг-юго-запад (пос. Куркиеки), от фации зеленых сланцев через амфиболитовую до гранулитовой.

Классическая метаморфическая зональность в породах ладожской формации явилась объектом детального изучения геологов ИГГД АН СССР [15, 71]. По условиям метаморфизма район отнесен к области умеренных и низких давлений — 3 кбар. Выделяются шесть метаморфических зон с типоморфными минеральными парагенезисами — биотита, граната ставролита, силлиманита, второго силлиманита, гиперстена (см. рис. 27). Температурные условия метаморфизма: 400–500° в зелено-сланцевой зоне, до 700–750° — в гранулитовой. В зоне второго силлиманита амфиболитовой фации появляются первые синорогенные мигматиты, которые в зоне гиперстена приобретают чарнокитовый характер. По мнению Д.А. Великославинского [15], мигматиты являются результатом выплавления кварц-полевошпатовой эвтектики в ходе регионального метаморфизма.

Гранито-гнейсовые купола также подверглись постладожскому метаморфизму с возникновением тектонической полосчатости и образованием вторичных мигматитов. Интенсивность их изменения определялась составом слагающих их пород и различным положением в метаморфической зональности. Для пород Северного Приладожья существует большое количество определений радиологического возраста К–Ar и Rb–Sr методами, обобщенных в монографии "Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита" [26]. Rb–Sr эволюционная диаграмма дати-

рует гранито-гнейсы Кокасельского купола в 2330 ± 120 млн. лет. Для метаморфических пород ладожской серии получена единая изохрона: 1885 ± 30 млн. лет для 14 проб пород, отобранных из различных зон метаморфической зональности. Этот возраст трактуется как время постладожского метаморфизма. Многочисленные K—Ag датировки как пород фундамента карелид, так и пород ладожской формации и прорывающих ее гранитоидов и основных пород варьируют в интервале 1950—1500 млн. лет и не отражают каких-либо определенных геологических событий.

Радиологическому изучению U—Pb методом были подвергнуты цирконы, выделенные из нескольких проб гнейсов и гранито-гнейсов куполов Северного Приладожья, а также из метаморфических пород ладожской формации [79]. Минералогическое изучение цирконов показало, что среди гетерогенных цирконов гранито-гнейсов куполов надежно устанавливаются три генерации циркона. Наиболее ранняя генерация представлена округлыми полупрозрачными зернами с пониженным двупреломлением. Она наиболее характерна для проб неизмененных гнейсов. Цирконы коричневатобурые, редко почти бесцветные, коэффициент удлинения 1,5—1,8. Иногда они наблюдаются в виде ядер в цирконах второй генерации. Вторая генерация циркона представлена более или менее идиоморфными призматическими кристаллами гиацинтового и цирконового габитуса с удлинением в среднем 2,4. Окраска цирконов этой генерации розовая, розовато-коричневая различной интенсивности, часто встречаются зерна с зональным внутренним строением. Цирконы первой генерации по-видимому, являются реликтами цирконов исходных пород, превращенных доладожским метаморфизмом в гранито-гнейсы, с этим метаморфизмом связано образование цирконов второй генерации. Аналогичные цирконы широко распространены в гранито-гнейсовом фундаменте карелид. Третья генерация циркона представлена прозрачной, практически бесцветной разностью. Она образует тонкие (сотые доли миллиметра) каемки обрастания и небольшие наросты на более ранних зернах циркона, иногда заполняет коррозионные углубления и трещины в них. Очень редко встречается в виде хорошо образованных мелких кристалликов. Две первые генерации циркона, причем преимущественно вторая, присутствуют в качестве терригенной составляющей в породах ладожской формации. Это лишний раз подтверждает, что именно материал нарушения гранито-гнейсов фундамента послужил терригенной составляющей пород ладожской формации. Цирконы ладожской формации характеризуются преобладанием хорошо округленных зерен с коэффициентом удлинения около 2. Исключительно редко наблюдаются наросты неправильной формы циркона третьей генерации, заполнения им трещин и коррозионных углублений. Во всех зонах прогрессивного метаморфизма вплоть до появления первых мигматитов новообразованных зерен циркона не наблюдается.

Гранулитовая зона метаморфизма характеризуется уже преобладанием новообразованных длиннопризматических зерен циркона с удлинением около 3. Наряду с ними в небольшом количестве, не превышающем 10%, присутствуют хорошо округленные зерна с корродированными либо матовыми поверхностями, являющиеся реликтами терригенных цирконов.

Для всех выделенных мономинеральных фракций циркона проведено измерение возраста U—Pb методом. Полученные данные представлены в табл. 2. Практически все цирконы показывают дискордантность возрастов по различным отношениям, свидетельствующую о нарушении

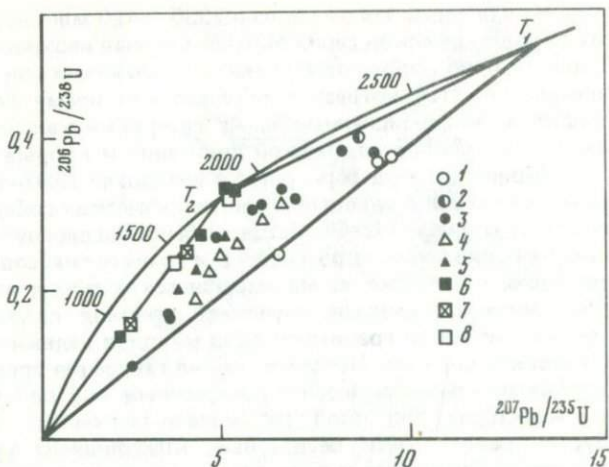


Рис. 28. Диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород Северного Приладожья

1 — неизменные гранито-гнейсы; 2 — ядра цирконов; 3 — измененные гранито-гнейсы; 4 — кварциты, изограда биотита и гранита; 5 — кварциты, изограда силлиманита; 6 — гнейсы гранулитовой фации метаморфизма; 7 — чаркониты; 8 — минерализация в карбонатных породах; T_1 — 2700 ± 50 млн. лет назад; T_2 — 1850 ± 20 млн. лет назад

U—Pb системы в истории минерала. Наиболее высокие значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, достигающие 2700 млн. лет, имеют цирконы из плагиоклазовых гранито-гнейсов Кокасельского и Сортавальского куполов. По мере увеличения роли вторичной мигматизации в породах гранито-гнейсовых куполов возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ закономерно снижается, достигая 2300 млн. лет у наиболее измененных пород Импилахтинского и Питкярантского куполов. В породах ладожской серии наблюдается закономерное снижение возраста, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, при переходе к более высокотемпературным фациям метаморфизма, и, наконец, в гнейсах гранулитовой фации метаморфизма он достигает значения 1850 млн. лет.

Наиболее наглядны эти данные на изохронной диаграмме с конкордией (рис. 28). Точки цирконов из неизменных гранито-гнейсов купола определяют изохрону 2700 млн. лет, проходящую через начало координат. Это говорит о том, что первичный возраст куполов синхронен возрасту гранито-гнейсового фундамента карелид, определенному в 2740 млн. лет многочисленными измерениями акцессорных цирконов. Цирконы испытали лишь однократное нарушение U—Pb системы в близкое к современному время. Другая изохрона, также проходящая через начало координат и отсекающая на конкордии значение возраста 1850 ± 30 млн. лет, построена по цирконам из гнейсов гранулитовой фации метаморфизма и чарконитов. Она датирует новообразованные в процессе метаморфизма зерна цирконов и, таким образом, отвечает времени постладожского метаморфизма. Полученное значение возраста совпадает в пределах точности измерения с Rb—Sr датировкой этого же процесса.

Точки для всех других проб цирконов расположены внутри треугольника, ограниченного этими изохронами. Если бы цирконы исходного возраста 2700 млн. лет подверглись единственному изменению 1850 млн.

лет назад, то точки этих цирконов должны были бы лежать непосредственно на прямой, соединяющей эти два значения на конкордии. Расположение цирконов ниже прямой свидетельствует по крайней мере о двукратном нарушении U—Pb системы в них. Первое нарушение произошло 1850 млн. лет назад под воздействием постладожского метаморфизма, второе — под действием поверхностных агентов в близкое к современному время.

Мы видим четкую закономерность в расположении точек на изохронной диаграмме: чем в более высокотемпературную зону метаморфизма мы попадаем, тем ближе к изохроне 1850 млн. лет расположены точки цирконов, т.е. тем сильнее была нарушена U—Pb система в них при постладожском метаморфизме; наконец, цирконы из гнейсов гранулитовой степени метаморфизма расположены непосредственно на этой прямой, свидетельствуя о новом отсчете времени и, таким образом, датируя постладожский метаморфизм.

В чем же состояло нарушение U—Pb системы в цирконах при постладожском метаморфизме? Дискордантность возрастов, получаемых по радиоактивным минералам, чаще объясняют потерей радиогенного свинца. Считается, что возможны два механизма потери свинца: эпизодичная потеря при наложенном метаморфизме и потеря свинца при непрерывной его диффузии из минерала. Однако наряду с потерей свинца к аналогичной последовательности дискордантных возрастов приведет и добавка к минералу урана. Возможность такого нарушения в U—Pb системе почти не рассматривалась в геохронологической литературе. В данном случае достаточно высокие температурные условия метаморфизма позволили предположить возможность эпизодичной потери свинца цирконами. Этот процесс, безусловно, имел место, но был ли этот процесс единственным, ответственным за нарушение U—Pb системы в цирконах?

Нами было обращено внимание на закономерное возрастание содержания урана в цирконах при переходе в более высокотемпературные зоны метаморфизма. Эта закономерность соблюдается как для цирконов из вторичных мигматитов гранито-гнейсовых куполов, так и для цирконов из пород ладожской формации, что хорошо видно в табл. 2. В образцах цирконов из неизменных гранито-гнейсовых куполов содержание урана составляет всего 0,01—0,02%, достигая 0,1% в цирконах вторичных мигматитов и в гнейсах гранулитовой фации метаморфизма. Естественно предположить процесс вхождения урана в цирконы в более позднее время. Изучение распределения урана по объему кристаллов могло помочь в решении вопроса о времени и характере вхождения урана.

Изучение распределения урана в минералах успешно проводится в последнее время с применением методов осколковой радиографии и в первую очередь путем изучения распределения треков индуцированного деления урана [40]. Нами проведено изучение распределения треков индуцированного деления урана в цирконах из различных зон метаморфической зональности Северного Приладожья. Радиография цирконов получена на слюдяном детекторе при потоке нейтронов $(5-8) \cdot 10^{-14}$ нейтрон/см², при этом просчитываются плотности треков от содержания урана в пределах 0,01—0,15% [40].

Для цирконов из неизменных серых гнейсов куполов характерно низкое и равномерное распределение урана по всему объему зерен. Иную картину распределения треков демонстрируют цирконы из гранито-гнейсов, затронутых постладожским метаморфизмом. Здесь наблюдается резкое (4—5-кратное) обогащение ураном внешних зон обрастания, т.е.

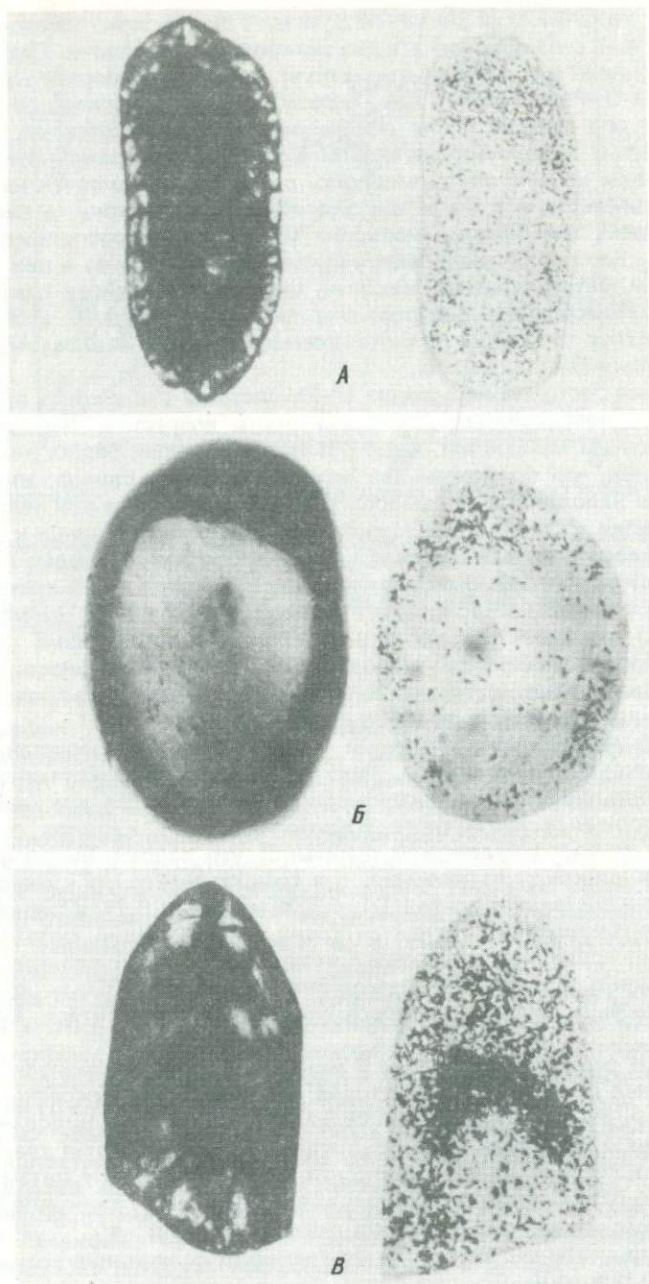


Рис. 29. Распределение треков индуцированного деления урана в цирконах (см. табл. 2)

A — из мигматизированного гранито-гнейса, проба 5; *Б* — из кварцита, изограда силлиманита, проба 23; *В* — из кварцита, изограда силлиманита, проба 24

циркона третьей генерации (рис. 29, А). Обогащение ураном характерно и для трещинных заполнений в зернах, изредка фиксируются сильно радиоактивные новообразованные зерна циркона.

В округлых зернах цирконов ладожской формации, несмотря на почти полное отсутствие циркона третьей генерации, также наблюдается резкое обогащение внешних зон кристаллов ураном (см. рис. 29, Б); отмечаемые в ряде случаев наросты на кристаллах и заполнения трещин несут повышенные концентрации урана (см. рис. 29, В). Цирконы из гнейсов гранулитовой фации метаморфизма представлены в основном новообразованными, более радиоактивными зернами циркона, все реликтовые округлые кристаллы показывают обогащение внешних зон ураном. Все эти данные однозначно свидетельствуют о добавлении к цирконам урана в ходе постладожского метаморфизма. Механизм добавления был, очевидно, различен для цирконов из гранито-гнейсовых куполов и из пород ладожской формации. В гранито-гнейсах, где метаморфизм приводил, по-видимому, к образованию локальных расплавов, шло дорастание цирконов, образование оболочек новой генерации. Цирконы обогащались ураном, однако в них отсутствуют такие не свойственные циркону элементы, как обыкновенный свинец. С другой стороны, в цирконах ладожской формации происходила сорбция урана из метаморфизирующих растворов корродированной поверхностью терригенных цирконов. В этом случае в циркон входил обыкновенный свинец, содержание которого в ряде проб достигало 30%.

Повышенные содержания урана в метаморфизирующих растворах связаны скорее всего с достаточно хорошо изученным процессом самоочищения породообразующих минералов от всех примесных элементов в ходе прогрессивного метаморфизма [33]. В тех случаях, когда метаморфизирующие растворы содержали и повышенные концентрации циркония, что более характерно для сланцевых ритмов метаморфических пород, происходило образование наростов новой генерации циркона.

Возникшие 1850 млн. лет назад при постладожском метаморфизме новообразованные цирконы или фазы, обогащенные ураном, с течением времени превратились в наиболее уязвимые участки кристаллов из-за возникших радиационных нарушений. Для выявления подобных нарушенных зон в кристаллах циркона исключительно показательны результаты травления приполированных шлифов минералов парами HF [146, 147]. Мы проводили подобное травление цирконов из пород Северного Приладожья. Цирконы из неизменных гнейсов гранито-гнейсовых куполов практически не поддаются травлению за 1—2 мин. Лишь самая поверхностная пленка и трещины в кристаллах несут следы изменения (рис. 30, А, Б).

Совершенно иную картину травления дают цирконы из измененных гранито-гнейсовых куполов и метаморфических пород ладожской серии. Травление их в течение всего 5—10 мин с парами HF выявляет обширные зоны изменения, локализующиеся по поверхности кристаллов. При этом в цирконах гранито-гнейсовых куполов четко вырисовываются внутренние ядра (см. рис. 30, В, Г). Нарушенные участки цирконов легко могли терять радиогенный свинец при воздействии на них поверхностных агентов, чем и объясняется повторное нарушение U—Pb системы в близкое к современному время. Легкость растворения нарушенной фазы в HF представляет возможность ее селективного удаления и анализа лишь внутренних ядер циркона. Подобные операции проведены нами для цирконов из вторичных мигматитов Уксинского и Питкярантского куполов. Возрасты, полученные для ядра, также дискордантны (см. табл. 2, № 9, 15), и на изохронной



Рис. 30. Картина травления цирконов из пород Северного Приладожья параами HF (см. табл. 2)

А — циркон из неизмененного серого гнейса, проба 2; Б — из слабо измененного гнейса, проба 3; В — из кварцита, изограда биотита, проба 16; Г — из мигматизированного гранито-гнейса, проба 11

диаграмме (см. рис. 28) точка циркона оказалась непосредственно на прямой 2700—1850 млн. лет. Поскольку содержание урана в ядре составило всего 0,012%, дискордантность значений возраста может быть объяснена только потерей радиогенного свинца при постладожском метаморфизме. Нарушений, отвечающих современному моменту, ядро циркона не несет. Таким образом, постладожский метаморфизм вызвал двойное нарушение U—Pb системы в цирконах. С одной стороны, под термальным воздействием происходила потеря радиогенного свинца из циркона, с другой стороны, отмечалось обрастание первичных цирконов цирконами второй генерации, обогащенных ураном. В отдельных случаях происходила сорбция урана из метаморфизирующих растворов. Второй процесс значительно сильнее сказался на дискордантности возрастов.

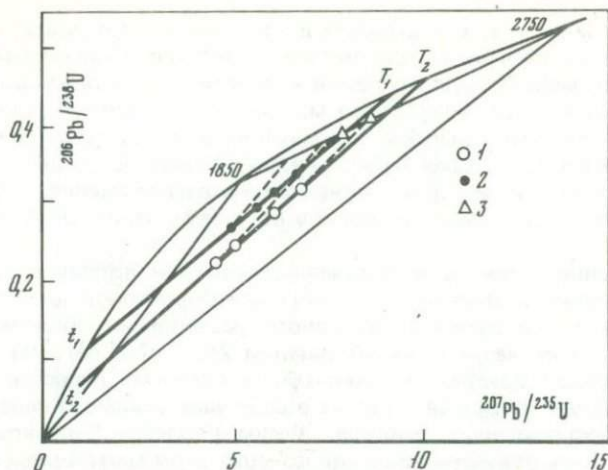


Рис. 31. Диаграмма с конкордией для различных фракций циркона из пород Северного Приладожья (см. табл. 2)

1 — циркон из кварцита, изограда биотита, пробы 17—20; 2 — циркон из гранитогнейса Питкярантского купола, пробы 12—14; 3 — кажущееся положение точек 1 и 2 на 1850 млн. лет назад; $T_1 - t_1 \rightarrow 2395-920$ млн. лет; $T_2 - t_2 \rightarrow 2420-265$ млн. лет

Цирконы из метаморфических пород Северного Приладожья могут рассматриваться как двухфазные образования, состоящие из ядра возрастом 2700 млн. лет, потерявшего радиогенный свинец 1850 млн. лет назад, и внешней, обогащенной ураном фазы, возникшей либо реоморфизованной 1850 млн. лет назад и теряющей радиогенный свинец в настоящее время. Взаимосвязанность двух процессов, ведущих к нарушению системы, очевидна. Чем больше урана было добавлено к циркону при постладожском метаморфизме, тем сильнее нарушена его структура к настоящему времени, и как следствие этого имела место большая потеря радиогенного свинца. Такая пропорциональность может привести и действительно приводит к появлению мнимой линейности точек на изохронной диаграмме для цирконов из одинаковых зон метаморфизма. На изохронной диаграмме с конкордией точки цирконов из одинаковых зон метаморфизма расположены на серии параллельных линий, о чем говорилось в главе I.

Идеальная линейная зависимость получена при изучении различных фракций цирконов из Питкярантского гранито-гнейсового купола и из кварцита ладожской серии зоны биотита. Анализ отдельных фракций цирконов, различающихся по размеру зерна и по электромагнитной восприимчивости был выполнен в геохронологической лаборатории Института кристаллографии и петрографии г. Цюриха при участии доктора О. Кребса. Результаты анализа представлены в табл. 2 (№ 12—14 и 17—20). Наблюдается закономерное увеличение в содержании урана при переходе к более мелким электромагнитным фракциям, что хорошо согласуется с большей поверхностью мелких зерен, и как естественное следствие этого получается большая дискордантность значений возраста. На изохронной диаграмме с конкордией (рис. 31) точки каждого циркона расположены на прямой, которая пересекается с конкордией при значениях 2390 и 920 млн. лет для цирконов из Питкярантского купола

и 2425 и 270 млн. лет для циркона из ладожского кварцита. Если бы не был проведен весь комплекс исследований для данного района, то эти пересечения можно было бы принять за истинные, отражающие реальные геологические события. Однако мы видим, что все точки цирконов попадают внутрь треугольника, ограниченного возрастом фундамента и постладожским метаморфизмом, свидетельствуя об общей для всех цирконов Приладожья истории; линейное же расположение точек отражает лишь пропорциональность двукратного нарушения U—Pb системы в них.

Подтверждением ложности полученных изохрон является тот факт, что после удаления измененных внешних зон с цирконов из Питкярантского гранито-гнейса путем селективного растворения оболочки в HF возраст центральной части оказался равным 2480 млн. лет (см. табл. 2, № 15), превосходя возраст, полученный по верхнему пересечению прямой с конкордией. Истинная картина возрастных взаимоотношений для сложнометаморфизованных районов, каким является Северное Приладожье, может быть получена лишь при комплексном геохронологическом и геохимическом изучении на достаточно большом и представительном материале. Единичные измерения часто приводят к ошибочным выводам. Таким образом, накопление супракрустальных толщ ладожской формации по данным U—Pb метода датирования происходило 2700—1900 млн. лет назад, после чего они были подвергнуты постладожскому метаморфизму различной интенсивности.

КАЛЕВИЙ

Аналогом ладожской серии на территории Финляндии является калевийская серия. Сланцевый пояс калевия протягивается полосой, шириной свыше 100 км, к западу от области развития ятулия. Предполагается его более высокое стратиграфическое положение по сравнению с ятулием, поскольку в ряде мест в основании калевия обнаружены базальные конгломераты с галькой кварцитов ятулия, при этом признаков углового несогласия между сериями не отмечается (см. рис. 25). В состав калевийской серии входят кварциты, ритмично-слоистые филлиты, графитистые, слюдяные, глиноземистые сланцы и гнейсы. В нижней части разреза обычны амфиболиты. Для калевийской серии, так же как и для пород ладожской формации, устанавливается метаморфическая зональность (от зеленосланцевой до гранулитовой), по типу метаморфизма принадлежащая метаморфизму низких давлений; степень метаморфизма возрастает, причем в направлении к западу [71]. Среди сланцевых толщ калевия Финляндии обнажаются гранито-гнейсовые куполовидные структуры.

Плутонические породы в калевийской зоне Финляндии представлены офиолитовой формацией и позднекинематическими ультраметаморфическими гранитоидами. К калевийским сланцам приурочен целый пояс полиметаллических месторождений от Виханти до Ионэсу. С развитием пород офиолитовой формации связано крупнейшее медное месторождение Оутокумпу [73].

Измерение абсолютного возраста пород по аксессуарным цирконам выполнено Коувю [144, 195] для гранито-гнейсовых куполов Соткума, Куопио и Хейнаваара, окруженных сланцами калевия. Со времени Эскола гранито-гнейсовые купола рассматривались как выступы докарельского фундамента. По изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ полученные значения возраста варьируют от 2600 до 2400 млн. лет (см. табл. 2, № 40—42). Коувю

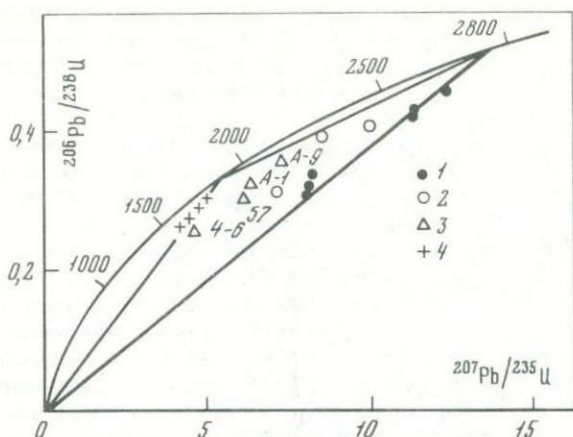


Рис. 32. Диаграмма с конкордией для пород Юго-Восточной Финляндии [195]

1 — цирконы из фундамента карелид; 2 — цирконы из гранито-гнейсовых куполов; 3 — цирконы из свекофенских граувакк; 4 — цирконы из свекофенских гранитоидов

во рассматривает три возможные причины, объясняющие положение точек данных цирконов на диаграмме с конкордией (рис. 32): 1) более молодой возраст циркона по сравнению с цирконами гранито-гнейсов основания, датированных 2750 млн. лет, и потеря ими свинца только диффузионным путем; 2) цирконы представляют собой смесь цирконов основания и цирконов более молодого возраста; 3) цирконы имеют исходный возраст 2750 млн. лет, но испытали эпизодичную потерю свинца около 1800 млн. лет назад и, кроме того, диффузионную утечку свинца.

Авторы отдают предпочтение первому варианту: более молодому возрасту гранито-гнейсов куполов по сравнению с гранито-гнейсами основания, ибо будучи приверженцами модели диффузионной утечки радиогенной свинца, а не эпизодичной его потери, они не могут иначе объяснить положение на графике точки А-53, как допустив более молодой возраст куполов в 2500 млн. лет. Таким образом, выявлялась еще одна эпоха магматизма в пределах гранито-гнейсов основания. При сравнении данных Коувю с нашими данными для гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья (см. рис. 28) видно, что наблюдается та же картина возрастных отношений. Данные для цирконов укладываются в треугольник, ограниченный возрастом фундамента 2700 млн. лет, посткарельским метаморфизмом, имевшим место 1850 млн. лет назад, и современным выносом свинца. Гранито-гнейсовые купола Финляндии имеют тот же возраст, что и гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья.

Непосредственные U—Pb измерения возраста калевийских отложений весьма ограничены. Имеется несколько измерений возраста радиоактивных минералов — уранинитов, цирконов, сфенов из пород в районах полиметаллических и медных месторождений, непосредственно связанных с образованиями калевия. Проанализированные минералы считаются когенетическими с рудным веществом, и, следовательно, возраст, полученный по ним — 1800—1900 млн. лет — отвечает времени оруденения [141].

Коувю проанализировал изотопный состав рудных свинцов из 12 месторождений, расположенных в зоне карельского орогенеза [143]. Для боль-

шинства месторождений стратиформного типа модельные возрасты равны 1800—1900 млн. лет. Исключение составляют галениты месторождения Оутокумпу, модельный возраст которых по новым константам 2050—2250 млн. лет. По мнению Коуво, положение фигуративных точек, отражающих развитие карельского свинца, указывает скорее на первично-генетические особенности формирования руд, чем на комбинацию разных фаз с различным изотопным составом свинца, хотя возможность существования более древней компоненты, заимствованной из гранито-гнейсов основания, нельзя категорически отрицать.

Изотопный состав свинца галенитов зоны Виханти, свинца пирита калевийских черных сланцев и доломита Калкимаа [143, 191] дают единый модельный возраст — 1900—2000 млн. лет. Согласно связи медных руд Оутокумпу с определенными кварцитовидными горизонтами привязывает месторождение к нижней свите калевия Оутокумпу. Медные руды месторождения, как и офиолиты, связаны с раннегеосинклинальным вулканизмом, но по характеру формирования месторождение Оутокумпу относится к группе стратиформных месторождений.

Для объяснения более высоких модельных возрастов месторождения Оутокумпу Коуво и Калп [143] выдвигают несколько возможностей: 1) ремобилизацию древнего свинца рудных зон в фундаменте карелид; 2) поступление рудного свинца из участков фундамента с очень низким U—Pb отношением; 3) исходно более древний возраст карелид, но наложение на карельские породы интенсивного метаморфизма 1800 млн. лет назад.

Последние более точные анализы изотопного состава свинца показывают, что фигуративные точки изотопного состава свинца руд месторождения Оутокумпу действительно лежат ниже кривой эволюции со значением μ 8,99, образуя хорду к кривой эволюции. Таким образом, или имеет место смешение двух свинцов различного изотопного состава, или же свинцы месторождения развивались в среде с аномально низким содержанием урана, т.е. эволюция их шла при очень низком параметре μ .

Данные по изотопному составу серы галенитов в карельских месторождениях говорят о поступлении серы из метаосадочных пород, а не из глубинных источников. В этом смысле представляется вероятным присутствие в свинце месторождения Оутокумпу древней компоненты пород и руд фундамента. Кислый магматизм в пределах калевия датирован 1800—1900 млн. лет. Таким образом, для накопления пород калевийской серии мы имеем тот же возрастной интервал — 2400—1900 млн лет назад, что и для рассмотренных выше ятулийских и ладожских формаций.

СВЕКОФЕНИЙ

Одной из основных проблем, в течение многих лет дискутирующихся в геологической литературе Финляндии, остается вопрос о возрастном соотношении карельского и свекофенского орогенных поясов. Полевые наблюдения указывали скорее на более древний возраст свекофенского пояса. Сторонником этой концепции был Эскола [89]. В отличие от карельского пояса, представленного преимущественно кварцитами, залегающими непосредственно на породах фундамента, фундамент свекофенского пояса геологическими исследованиями не выявлен. По данным Симонена [181], 80% всех свекофенских пород составляют слюдяные сланцы и гнейсы и только 0,3% — кварциты. Таким образом, литологические ассоциации пород этих поясов существенно различны.

Свекофенский орогенный пояс на территории Южной Финляндии и Швеции впервые выделен Рамсеем. Метаосадки свекофенского сланцевого пояса представляют собой типичные геосинклинальные образования: граувакки и метааркозы, перешедшие при метаморфизме в ритмично-слоистые филлиты, слюдяные сланцы и гнейсы. Местами в сланцевом поясе встречаются значительные количества амфиболитов — первоначально базальтовых лав или вулканогенных туфоосадков.

Простирание складок свекофенид юго-западной Финляндии обычно широтное, сменяющееся на меридиональное вдоль Ботнического залива и северо-западное — на границе с зоной карелид. Эти складки как бы обтекают огромный Центрально-Финляндский гранитоидный массив [181]. Структурное соотношение свекофенских образований с гранитоидами дало основание ряду исследователей рассматривать Центрально-Финляндский гранитоидный массив как досвекофенское образование. Наблюдаемые интрузивные контакты массива со свекофенидами сторонники этой концепции объясняют явлениями позднего реоморфизма.

Характерная для эвгеосинклинальных формаций ассоциация граувакк и базальтов, встречающаяся в свекофенском сланцевом поясе, образует толщи мощностью тысячи метров. В качестве примера стратиграфии свекофенских образований может служить сланцевый комплекс Тампере, детально изученный Симоненом [181].

Основные вулканиты	1000 м
Конгломераты с галькой граувакк и метааркозов	700—800 м
Основные и промежуточные вулканиты	800—1500 м
Кварц-полевошпатовые породы (аркозы, граувакки и пирокластические породы)	1500—2000 м
Граувакки	3000 м
Общая мощность разреза	до 8 км

Залегание геосинклинальных осадочных пород под толщей основных вулканитов характерно не только для района Тампере, но и для многих других сланцевых зон свекофенид.

Термину свекофений на территории Швеции соответствует термин "ботний". Свекофенские образования наиболее полно представлены в Центральной Швеции [20] так называемой лептитовой формацией. Разрез лептитовой формации начинается обычно кислыми вулканитами, перемежающимися с карбонатными и железорудными прослоями. Характерная особенность свекофенских карбонатов — это чисто кальцитовый характер, что резко отличает их от преимущественно доломитовых карельских образований. В разрезе лептитовой формации выделяются нижняя подсерия натровых лептитов и верхняя подсерия калиевых лептитов. Над лептитами расположена существенно терригенная толща, представленная граувакками, сланцами и конгломератами с прослоями зеленокаменных пород. Породы лептитовой формации смяты в складки северо-восточного и северо-западного простирания. В западных районах Центральной Швеции вдоль тектонического контакта с каледонидами распространены свекофенские гранитоиды посторогенного типа. К свекофенскому орогенному поясу приурочен мощный плутонизм, с которым связан интенсивный метаморфизм его пород, достигающий высокотемпературной ступени амфиболитовой фации. Обычен метаморфизм низких давлений [71].

В 1962 г. Везерилл и Коуву [195] измерили возраст терригенного циркона, выделенного из граувакк в районе Тампере, и получили необычное

значение возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2240 млн. лет. Район Тампере выбран Коуво для детального геохронологического исследования, поскольку он является стратотипическим разрезом свекофенского орогенного пояса. Детальный разрез метаосадочных пород района приводился нами выше по данным Симонена [181]. Породы прорваны интрузиями гранодиорита Неменкиро и порфириового гранодиорита Нокиа. Детритовый циркон попал в граувакки из неизвестного источника, скорее всего из пород фундамента, не обнаруженного в пределах свекофенского пояса. По степени метаморфизма район Тампере попадает в зону эпидот-амфиболитовой фации. Однако вблизи контактов с интрузиями гранодиоритов наблюдаются зоны контактового метаморфизма с характерными выделениями порфиробластов андалузита, а также граната и ставролита. В работе [195] изучались акцессорные цирконы в граувакках на различном расстоянии от интрузии гранодиорита Нокиа, имеющего в диаметре около 20 км, а также акцессорные цирконы из самого гранодиорита. Результаты анализа представлены в табл. 2 (№ 40—48) и на рис. 32. По этим данным внедрение гранодиоритов имело место около 1900 млн. лет назад. Изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконах из граувакк сохранило летопись о прединтрузии. Коуво рассматривает два возможных объяснения более высоких возрастов для цирконов из граувакк: 1) исходный возраст цирконов 2300 млн. лет, а потеря радиогенного свинца произошла при непрерывной диффузионной утечке; 2) цирконы возраста 2800 млн. лет потеряли часть радиогенного свинца 1800—1900 млн. лет назад под воздействием интрузии гранодиорита. Авторы [195] больше склоняются к первому объяснению, т.е. к признанию существования фундамента свекофенид возраста 2300 млн. лет. Их смущает линейное расположение точек на изохронной диаграмме с конкордией. Такая линейность предполагает необходимость существования пропорциональности в потерях радиогенного свинца при двукратном нарушении U—Pb системы. Поскольку существование пород такого возраста в фундаменте карелид не подтверждено геохронологическими исследованиями, авторы [195] считали, что, вероятно, осадочный материал поступал с очень ограниченной площади, где и находились породы подобного возраста.

При сравнении этих данных для граувакк района Тампере с нашими данными видно, что для района юго-восточной Финляндии наблюдается та же картина возрастных отношений, что и для Северного Приладожья. И здесь вся история цирконов укладывается в треугольник, ограниченный возрастом фундамента 2700 млн. лет, постладожским метаморфизмом 1850 млн. лет и современными процессами выветривания.

При рассмотрении данных для цирконов из района Тампере обнаруживается четкая зависимость дискордантности возрастов в зависимости от положения образца относительно контакта с интрузией гранодиорита возрастом 1870 млн. лет. Циркон из максимально удаленной от контакта пробы № 43 содержит 0,048% урана и имеет наименее дискордантные возрасты. Проба № 46 представляет собой ксенолит граувакки в гранодиорите, содержание урана в цирконе составляет 0,076%, значения возраста максимально дискордантны. Правильнее предположить одноактность нарушения U—Pb системы в цирконах при наложении столь жестких термических условий, а не потерю свинца согласно механизму непрерывной диффузионной утечки. Содержание урана в цирконах подтверждает наши предположения о добавке урана в процессе, в данном случае контактового метаморфизма.

Линейное расположение точек (ложное) на изохронной диаграмме с

Рис. 33. Диаграмма с конкордией для свекофенских кварцитов из Юго-Восточной Швеции [90]

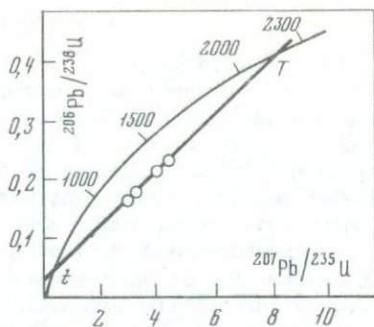
конкордией при двукратном нарушении U—Pb изотопной системы в цирконах является правилом, а не исключением. Это является отражением способности структуры данного циркона отвечать на метаморфическое воздействие. Возможность оценить температуру (750°С) и длительность термического воздействия (100 000 лет) на циркон из ксенолита граувакки в теле гранодиорита позволяет Коуву говорить о достаточной устойчивости радиогенного свинца в структуре циркона даже при столь интенсивном термическом воздействии.

Для территории Швеции серьезное геохронологическое исследование проведено недавно Обергом [90]. Им изучены K—Ar, Rb—Sr и U—Pb методами различные метаосадочные и магматические комплексы Юго-Восточной Швеции, а U—Pb определения по акцессорным цирконам выполнены для терригенных цирконов из метаосадочных пород района Вестервик. Здесь среди поля гранитоидов обширная область (40x20 км) представлена метаосадками с хорошо сохранившимися первичноосадочными структурами. Общая мощность их 3—5 км. Они представлены кварцитами, метааркозами, метааргиллитами, граувакками. Степень метаморфизма изменяется от зоны мусковита до андалузит-силлиманитовой зоны.

Метаосадочные породы находятся среди поля гранитоидов, однако отношения между ними нечеткие. Среди геологов нет единого мнения о том, являются ли гранито-гнейсы Лофтхаммер фундаментом метаосадочных пород или это порывающие интрузии. То же относится и к расположенному севернее гранито-гнейсовому массиву Норркопинг. Из двух проб кварцитов выделены цирконы явно терригенного облика и разделены на фракции по размеру. Полученные результаты U—Pb изучения различных фракций циркона представлены в табл. 2 (№ 48—63) и на рис. 33. Верхнее пересечение с конкордией отвечает возрасту 2200 млн. лет. Для цирконов из гранито-гнейсов по призматическим акцессорным цирконам получены возрасты 1890 и 1845 млн. лет.

Таким образом, и для данного свекофенского района Швеции несмотря на отсутствие пород фундамента, акцессорный циркон терригенного происхождения в метаосадочных породах, очевидно, имел исходный возраст 2700 млн. лет, а U—Pb система в нем нарушалась дважды: при свекофенском метаморфизме 1800—1900 млн. лет назад и в недавнее время.

Суммируя изложенное для карельского (включая ладожскую формацию) и свекофенского поясов южной части Балтийского щита, можно сказать, что накопление супракрустальных толщ происходило в интервале времени 2700 млн. лет — возраст гранито-гнейсового фундамента — и 1850 млн. лет, когда они были подвергнуты свекофенскому метаморфизму различной интенсивности с возникновением метаморфической зональности от зеленосланцевой до гранулитовой степени метаморфизма. Если согласиться с более низким стратиграфическим положением ятулия по отношению к калевию и свекофению, то нижний возрастной предел может быть поднят до 2400 млн. лет — возраста кварцевых порфиров в гальке из базального конгломерата ятулия.



По геохронологическим данным в составе среднего структурного яруса находится гранулитовый массив, протягивающийся в северо-западном направлении с запада Кольского полуострова в финскую Лапландию и имеющий протяженность более 300 км. Относительно возраста пород и структуры массива в целом нет единого мнения, но большинство исследователей рассматривают гранулитовый массив как структуру карельского возраста. На тектонической карте Европы 1969 г. он включен в беломорскую формацию, испытавшую гранулитизацию в карельское время. Однако многие геохронологические данные противоречат сопоставлению гранулитов Лапландии с беломорской формацией.

Систематическое геологическое изучение гранулитов Лапландии началось с 1866 г., когда в гальке р. Темоеки было обнаружено золото. Финский геолог Ярмстрем, изучавший эти образования, назвал их гранулитами по аналогии с гранулитами Саксонии и также по аналогии с саксонскими гранулитами рассматривал их как метаморфизованные осадочные породы. Для советской территории гранулиты подробно описаны А.А. Полкановым [57], А.М. Шукевичем [24]. Последний ввел понятие гранулитовой формации для всего комплекса пород, развитых в междуречье Лотты и Явра, которые по степени метаморфизма отвечали гранулитовой фации, а по составу варьировали от кислых до основных пород. Несмотря на такое разнообразие пород, весь комплекс рассматривался, начиная с исследований П. Эсколы, как ряд последовательно внедрившихся интрузий, дифференциатов единой магмы: перидотиты — нориты — гиперстенновые кварцевые диориты — кислые гранулиты — гранулит-аплиты. Из советских геологов магматогенной точки зрения придерживались А.М. Шукевич, Д.В. Палферов и Е.Н. Володин [24]. Большую роль в формировании лейкократовых разновидностей пород они отводили процессам "кварцевого" метасоматоза, который накладывался на "диорито-гнейсы", раскисляя и превращая их в гранулиты. Крайней точки зрения придерживался В.В. Жданов [34], рассматривавший гранулитовую формацию как выступ базальтового слоя Земли. Однако М.Г. Равич, а позднее в 1949—1953 гг. К.Д. Беляев [4] высказывает мысли о том, что гранулитовая формация — это сложная по составу и гетерогенная по первичной природе метаморфическая толща, в которой содержатся как первично-изверженные, так и первично-осадочные породы. К тому же мнению пришел и П. Эскола [89], пересмотревший свою магматогенную концепцию происхождения гранулитов. По его мнению, практически все кислые породы, в особенности глиноземистые и графитоносные, являются глубоко метаморфизованными глинистыми осадками.

Большую работу по изучению стратиграфии северо-запада Кольского полуострова провели С.И. Макиевский и К.Д. Николаева [54]. Ими гранулиты помещены в разрез кольской серии, лейкократовые разновидности этих пород рассматриваются в составе верхней свиты кольской серии, представленной гиперглиноземистыми гнейсами. Детально изучавший гранулиты Лапландии К. Мерилайнен в 1959 г. высказывает мнение о том, что кислые гранатовые гнейсы образованы в основном за счет псаммитов (граувакк, плагиоклазсодержащих кварцитов и пелитов). Наряду с осадками в образовании комплекса участвовали лавы, туфы и, возможно, силлы вулканического материала. Плутонические породы представлены перидотитами, норитами, пироксенитами и кварцевыми диоритами.

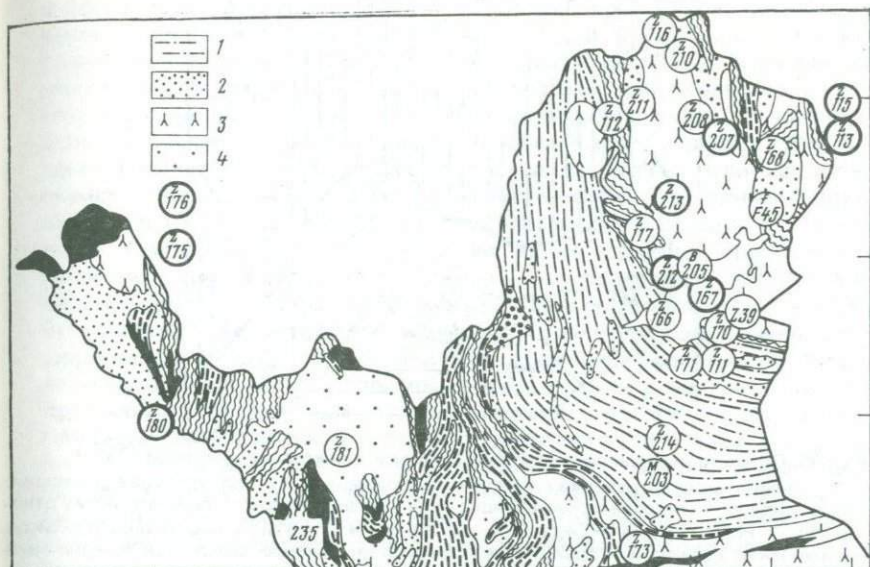


Рис. 34. Схема геологического строения Северной Финляндии [153]

1 — породы гранулитовой фации метаморфизма; 2 — гранитоиды; 3 — гнейсы основания; 4 — сланцевые зоны

В настоящее время обнаружено много фактов, подтверждающих первично-осадочную природу пород гранулитовой формации.

1. Толща пород гранулитовой формации отчетливо стратифицирована, в ней наблюдаются реликты осадочных структур и текстур.

2. Среди гранулитовых пород много кварцитовидных, а также богатых алюминием и графитом разностей.

3. Некоторые акцессорные минералы, такие, как циркон, являются первично-окатанными, но регенированными в процессе метаморфизма [31].

Вышедшая в 1976 г. работа К. Мерилайнена [153] о гранулитах финской Лапландии дает прекрасное описание пород самой гранулитовой формации и обрисовывает ее положение среди других формаций северо-востока Балтийского щита. Здесь, на наш взгляд, вырисовывается много общих черт со строением рассмотренного ранее юго-востока Балтийского щита, в частности района Северного Приладожья. И здесь породы фундамента к северу от гранулитовой формации выступают в виде отдельных куполов, обтекаемых синклинальными сланцевыми зонами. Одной из таких зон является северо-восточная пограничная зона гранулитов массива, метаморфизованная еще в условиях амфиболитовой фации. Такая же пограничная зона наблюдается и на западе гранулитового массива. Сам гранулитовый массив отделен от пограничных зон тектоническими швами, говорящими о вертикальном перемещении гранулитового блока (рис. 34).

Для одной из сланцевых зон, расположенных несколько восточнее, в пределах Полярной Норвегии, отмечается залегание метаморфических комплексов на гранито-гнейсовом основании с конгломератами в основании. Как породы гранито-гнейсовых куполов, так и породы сланцевых зон и гранулитового массива испытали интенсивный метаморфизм в карель-

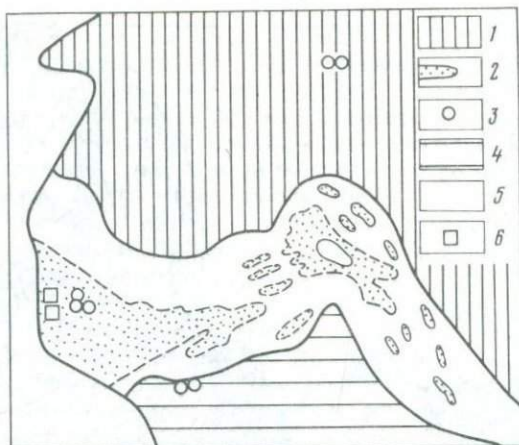


Рис. 35. Схема геологического строения Запада Кольского полуострова [73]

1 — район распространения гнейсов кольской серии; 2 — гранулитовая формация, пироксеновые кристаллические сланцы; 3 — значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для акцессорных цирконов; 4 — район распространения гнейсов беломорской серии; 5 — гранулитовая формация, кислые гранулиты; 6 — значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для монацитов

ское время, когда произошло внедрение значительного объема гранитной магмы. Таким образом, наличие гранито-гнейсовых куполов, конгломератов в основании сланцевых толщ, широко проявленного кислого магматизма карельского возраста ближе сопоставляет гранулиты Лапландии с карельскими, а не с беломорскими формациями. Ниже мы покажем, что и геохронологические данные подтверждают правильность подобного сопоставления.

По петрографическому составу основные гранулиты представлены гиперстено-плаггиоклазовыми и гранат-гиперстен-плаггиоклазовыми гнейсами. Кислые гранулиты представлены ассоциациями гранат и гранат-силлиманитового гнейса.

Гранулиты юго-восточного конца дуги, расположенного на советской территории, содержат минеральные ассоциации, позволившие В.А. Глебовицкому [32] выделить специфический лапландский тип гранулитового метаморфизма. Он характеризуется условиями умеренных давлений с тенденцией перехода к высоким давлениям, о чем свидетельствует наличие эклогитоподобных пород. Химический состав тонкозернистых гранат-кварц-полевошпатовых гнейсов соответствует в среднем граувакке. Очень велика пироповая составляющая в гранате (38—56%). Химический состав гранат-биотитовых и гранат-биотит-плаггиоклазовых гнейсов близок к сланцам. Какова бы ни была первичная природа этих пород, в настоящее время они метаморфические, и, определяя их абсолютный возраст, мы можем надежно определить лишь время их метаморфизма.

Определение абсолютного возраста по акцессорным цирконам и монацитам проводилось нами для советской части гранулитового массива [9, 76], а Коуво — для территории финской Лапландии. Детальный обзор этих данных приведен К. Мерилайненом в его монографии [153].

Нами изучались цирконы и монациты из различных пород гранулитовой формации, в которых не наблюдается признаков полиметаморфизма

и особенно диафтореза. Так же были изучены цирконы из мигматизированных гнейсов беломорской и кольской серий (рис. 35). Оказалось, что содержание циркона в породах гранулитовой формации неравномерно, максимальные его количества характерны для лейкократовых гранулитов, минимальные — для основных кристаллосланцев. Распределение циркона послойно и неравномерно. В каждой разновидности гранулитов обычно наблюдается обилие морфологических типов, отличающихся по окраске, прозрачности, размерам и включениям. По размеру цирконы очень мелкие, в среднем 0,1 мм, преобладающее удлинение 1,0–1,5, что, по П. Полдерварту [171], указывает на их осадочное происхождение. Цирконы преимущественно прозрачны и полупрозрачны, розового и пурпурного цвета — гиацинты, но вместе с ними встречаются бурые и белые непрозрачные разновидности этого минерала. Количество изометричных зерен циркона в породах гранулитовой формации очень велико — 80–90%. Отдельные цирконы имеют сложное строение зерен, в них различаются непрозрачные округлые ядра, которые обрамлены прозрачной оболочкой регенерации, имеющей иной характер трещиноватости и даже иногда иную оптическую ориентировку. Такие сложные по строению зерна циркона сохраняют форму, присущую ядру. Поверхность регенерированных зерен не имеет четко выраженных граней, что характерно для регенерации и роста циркона в условиях высоких давлений гранулитовой фации. Регенерированные зерна, однако, отличаются от окатанных структурой поверхности: окатанные зерна обычно имеют шероховатую матовую поверхность, часто непрозрачны, в то время как регенерированные зерна обладают блестящей поверхностью, на них бывают заметные фрагменты плохо выраженных граней, особенно дипирамиды (111). Кайма регенерации, как правило, не превышает 20–30% объема всего зерна, достигая в отдельных случаях 90% (рис. 36).

Монациты широко распространены только в лейкократовых разностях пород гранулитовой формации. Для них характерны мелкие кристаллы таблитчатой формы, окраска минерала оранжево-желтая. По всей видимости, это метаморфогенный минерал, ибо терригенный монацит неустойчив уже в условиях фации зеленых сланцев, а в гранулитовой фации регионального метаморфизма монацит является характерным аксессуарным минералом.

По изученным минералам выполнены измерения возраста U–Pb изотопным методом, представленные в табл. 2 (№ 70–74). По изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получены достаточно хорошо сходящиеся для цирконов и для монацитов результаты, определяющие их возраст в 1950 ± ± 50 млн. лет. Однако следует оговорить, что точность полученных данных по этому изотопному отношению для монацитов ниже, чем для цирконов. Это связано с тем, что на долю уранового радиогенного свинца в монаците приходится всего около 3%. Поправка на присутствие обыкновенного свинца в минерале даже при таких его низких содержаниях значительно скажется на вычисленном возрасте по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Разбирая отдельно данные для цирконов, можно с осторожностью сказать, что проба основного гранулита, содержащая больше окатанных зерен, имеет несколько большее значение возраста 1950 млн. лет по сравнению с возрастом 1900 млн. лет для пробы полностью метаморфогенного циркона кислого гранулита. Иными словами, по этим данным мы можем лишь предполагать возможность некоторого сохранения реликтового свинца в цирконах гранулитов. В работе [76] этот вывод из осторожности

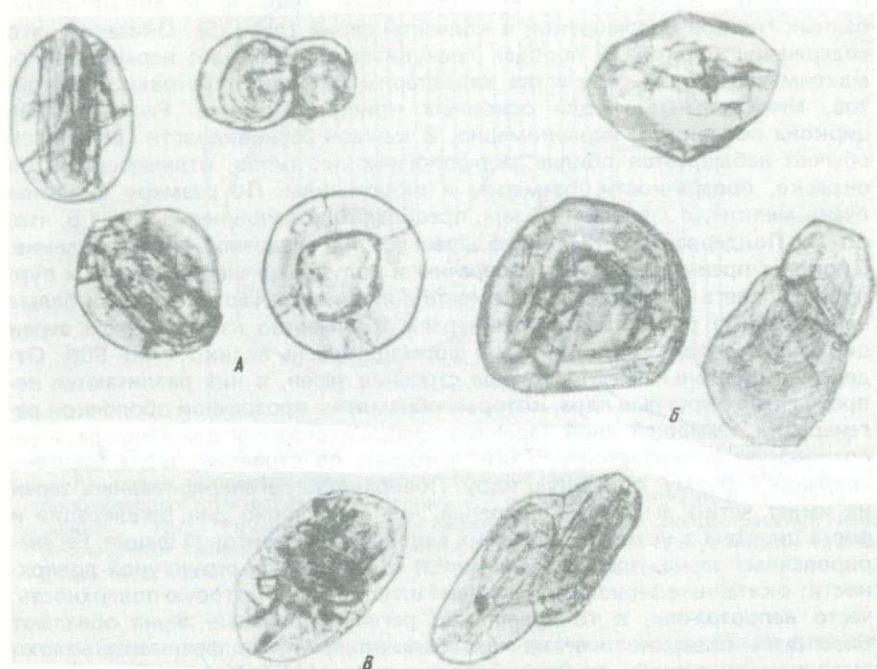


Рис. 36. Морфологические типы акцессорного циркона в гранулитях Лапландии и Порьей Губы, увел. 300–500 (см. табл. 2)

А — проба 74; Б — 76; В — проба 75

и недостаточного материала сделан не был, а было указано, что метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений приводит к полной потере ранее существовавшего в терригенном материале радиогенного свинца и, таким образом, акцессорные минералы своей U–Pb изотопной системой датируют время метаморфизма. Работы более поздних лет показали, что этот вывод не всегда справедлив [137, 165]. Существуют определенные благоприятные условия (литологический состав толщи, структурные особенности), когда циркон даже в столь жестких условиях метаморфизма сохраняет некоторую часть (обычно не превышающую первые проценты) древнего радиогенного свинца. Это было показано нами для другого района развития гранулитов на Кольском полуострове: района Кандалашско-Колвицкого синклинория, сопоставляемого рядом исследователей с гранулитовым массивом Лапландии.

В геологическом строении района Порьей Губы (Северное Беломорье) принимают участие два крупных метаморфических комплекса пород: а) гнейсы, мигматиты и амфиболиты беломорской серии, б) глубоко метаморфизованные образования гранулитового комплекса, распространенные в виде полосы северо-западного простирания от г. Кандалакша до Порьей Губы; ширина этой полосы 30–35 км (рис. 37).

Так, К.Д. Беляев [4] и геологи Северо-Западного геологического управления объединяют Лапландские и Кандалашско-Колвицкие гранулиты в единую формацию первично-осадочного происхождения. С другой

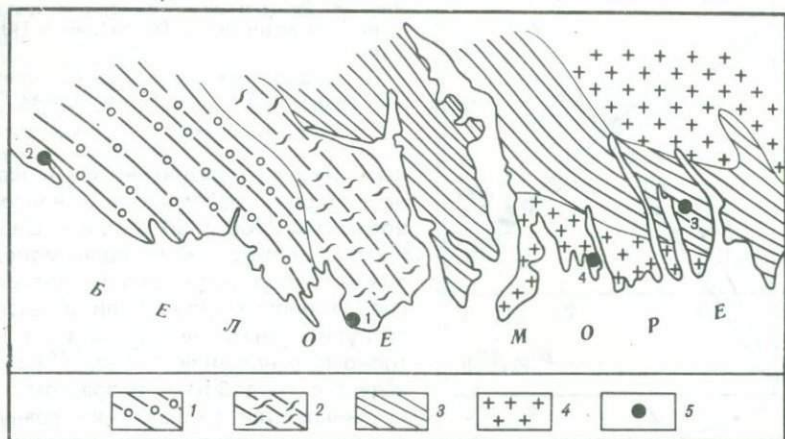


Рис. 37. Схема геологического строения района Порьей Губы (Северное Беломорье) [10]

1 — гнейсы беломорской серии; 2 — основные гранулиты; 3 — кислые гранулиты; 4 — глиноземистые гнейсы; 5 — умбинские граниты; цифры на карте — места взятия проб

стороны, М.А. Гилярова относит комплекс гранулитов Порьей Губы к фундаменту беломорско-кольской серии и датирует его нижним археем. Гранулитовый комплекс представлен разнообразной толщей вулканогенно-осадочных пород. Наибольшим распространением пользуются кристаллические сланцы основного состава, частично чарнокитизированные, а также кислые гранулиты (кварц-гранат-плагиоклаз-микроклиновые породы). Верхи толщи сложены глиноземистыми гнейсами. Прорываюте толщу умбинские гранитоиды. Определения абсолютного возраста были выполнены для всех разновидностей пород, включая мигматизированные беломорские гнейсы.

Кислый гранулит (см. табл. 2, № 75) был представлен светло-серым гранатовым гнейсом с характерным мелкокристаллическим гранатом, слагающим полосы, согласные со сланцеватостью; структура гранулитовая.

Циркон представлен мелкими округлыми, светло-коричневыми зернами с блестящими поверхностями. Основной гранулит (№ 76) — чарнокитизированный кристаллический сланец, состоящий из пироксена, плагиоклаза, граната, кварца, амфибола. Циркон округлый, мелкий, прозрачный, розовато-коричневого цвета с блестящими поверхностями (см. рис. 36). Глиноземистый гнейс (№ 77) — биотит-гранатовый гнейс. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, гранат, микроклин, кианит. Структура гранолепидобластовая. Циркон имеет короткостолбчатую форму со сглаженными гранями, поверхность граней матовая, размер ~ 0,1 мм.

В мигматизированном беломорском гнейсе акцессорный циркон представлен удлинёнными идиоморфными прозрачными зернами. Циркон островского гранодиорита (пр. 581) — крупные, 0,3 мм, короткопризматические зерна с оплавленными гранями, мутный, розового цвета. Как видно из табл. 2 (№ 75–77), циркон из мигматизированного беломорского гнейса имеет возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пределах, характер-

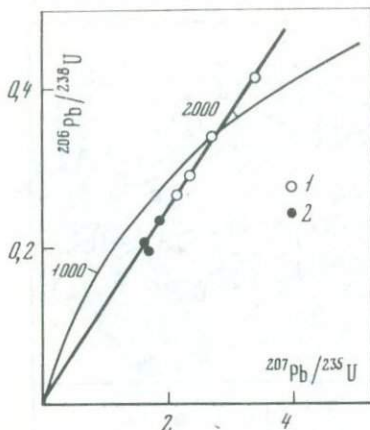


Рис. 38. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранулитов Лапландии и Порьей Губы

1 — цирконы из лапландских гранулитов;
2 — цирконы из гранулитов Порьей Губы

ных для этих образований. Он попадает на изохрону беломорских гнейсов с возрастом 2700 ± 50 млн. лет. Цирконы из гранулитов имеют более молодой возраст, здесь наблюдается определенная закономерность. Если в кислом гранулите значение возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ совпадает с подобным возрастом, полученным для лапландских гранулитов, то для основного гранулита и

особенно для глиноземистого гнейса оно значительно выше (2110 млн. лет у глиноземистого гнейса). Здесь отчетливо видно наличие древнего радиогенного свинца, не полностью удаленного из терригенного циркона при наложении метаморфизма гранулитовой фации. Таким образом, по полученным нами данным время проявления метаморфизма гранулитовой фации может быть не древнее 1910 ± 60 млн. лет. Это значение возраста получено на диаграмме с конкордией по верхнему пересечению изохроны, построенной по точкам цирконов из гранулитов советской Лапландии и Порьей Губы (рис. 38). Более высокие значения возраста, полученные по некоторым пробам циркона, свидетельствуют о наличии в них примеси древнего радиогенного свинца. Огромная геохронологическая работа по датированию формаций финской Лапландии, включающая 138 измерений возраста по цирконам, сфенам, монацитам, была проведена О. Коувю. Обзор проделанной работы с выводами автора дан К. Мерилайненем в его монографии по гранулитам [153]. Измерения проводились как для акцессорных минералов из гранито-гнейсовых куполов, гранитоидов, прорывающих сланцевые пояса и породы гранулитовой формации, так и для собственно пород гранулитовой формации. Исходные данные в работе не приводятся, а результаты представлены непосредственно в виде изохрон на диаграммах с конкордией. Полученные данные позволяют К. Мерилайнену представить историю развития всей территории финской Лапландии во времени в следующих чертах.

Гранито-гнейсовый фундамент, имеющий возраст древнее 2700 млн. лет, был вторично метаморфизован 2500 млн. лет назад. Породы сланцевых зон и породы гранулитового комплекса представляют собой докарельские образования (возможно, аналогичные гимольской и пандовской сериям), испытавшие также первичный метаморфизм гранулитовой фации 2500 млн. лет назад (этот вывод сделан по результатам измерения возраста пород Pb—Pb изотопным методом по породе в целом). Полученная изохрона определяет возраст 2500 млн. лет, однако сам автор отмечает потерю урана в процессе метаморфизма, что должно было привести к завышению возраста на изохронной диаграмме. Затем 2150 млн. лет назад происходил метаморфизм гранулитовой фации высоких параметров, и, наконец, 1900 млн. лет назад протекал диафорез более низких условий гранулитовой и амфиболитовой фаций. Тогда же произошло внедрение основной

Рис. 39. Диаграмма с конкордией для гнейсов основания Северной Лапландии [153]

1 — сфены из грано-диоритов куполов; 2 — цирконы из гнейсов основания; 3 — цирконы из грано-диоритов куполов

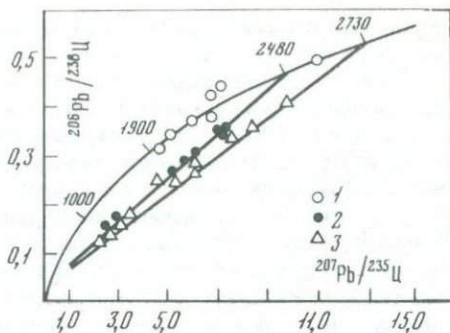
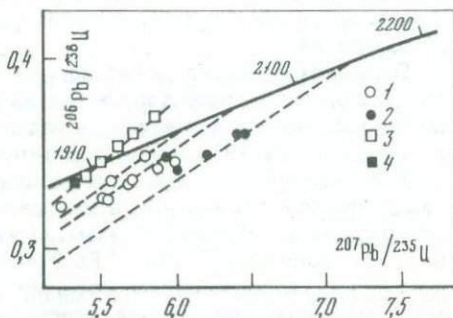


Рис. 40. Диаграмма с конкордией для цирконов и монацитов из гранулитов Финской Лапландии [153]

1 — циркон из гранат-кордиеритового гнейса; 2 — циркон из гранат-полевошпатового гнейса; 3 — монацит из гранат-кордиеритового гнейса; 4 — монацит из гранат-полевошпатового гнейса



массы интрузий. Посторогенные интрузии имеют возраст 1730 млн. лет. Рассмотрим приводимые автором изохронные диаграммы и посмотрим, настолько точны вытекающие из них выводы работы.

Изохрону 2730 млн. лет (рис. 39) определяют два циркона из хорошо сохранившихся диоритов в гранито-гнейсовых куполах, а также цирконы из конгломерата в основании сланцевого пояса (Норвегия) и гнейса основания (Норвегия). Все другие цирконы из кварцевых диоритов гранито-гнейсовых куполов определяют, по мнению автора, изохрону 2480 млн. лет, на самом же деле лежат достаточно хаотично внутри треугольника 2730—1900 млн. лет назад. Сам автор отмечает, что макроскопически невозможно отличить принадлежность гранодиоритов к возрастной группе 2730 либо 2500 млн. лет. Параллелизация гранито-гнейсовых куполов Лапландии с подобными образованиями юго-восточной Финляндии и Северного Приладожья несомненна, она обсуждается и автором [153]. Действительно, эти образования, первично-метаморфизованные либо образованные 2730 млн. лет назад, были повторно изменены в карельское время 1900 млн. лет назад, что привело к появлению промежуточных возрастов и даже к появлению идеальной линейности для различных фракций циркона с содержаниями урана от 0,04 до 0,15%. Не случайно, что мы имеем здесь промежуточные изохроны с самыми различными верхними (2480 и 2360 млн. лет) и нижними пересечениями, явно не имеющими реального геологического смысла.

Наличие метаморфизма 1850 млн. лет назад в пределах куполов надежно устанавливается по измерению возраста сфенов U—Pb изотопным методом. Хорошо известно, что сфены гораздо менее устойчивы к наложенному метаморфизму и не сохраняют в своей U—Pb изотопной системе памя-

ти о предыстории. Для всех сфенов из пород гранито-гнейсовых куполов получена изохрона 1870 млн. лет.

Ложные же изохроны по различным размерным и электромагнитным фракциям — явление весьма обычное и уже подробно рассмотрено нами при описании пород Северного Приладожья.

Другим подтверждением того, что возраст комплекса основания древнее 2700 млн. лет, является тот факт, что цирконы из пегматитов Суалее, секущие все породы комплекса основания, имеют возраст 2740 млн. лет. Наличие в гальке конгломерата в основании сланцевых толщ, обтекающих купола, циркона возрастом 2700 млн. лет говорит о том, что именно материал этих куполов послужил терригенной составляющей в породах сланцевых зон, а следовательно, и гранулитовой формации, рассматриваемой в качестве одной из подобных зон. Гранитоиды, прорывающие породы сланцевых зон, и породы гранулитовой формации надежно датированы 1900—1950 млн. лет.

Перейдем к рассмотрению данных непосредственно для пород гранулитовой формации, представленных на рис. 40. Прекрасно видно, что если метаморфогенные монациты определяют изохрону, пересекающую конкордию в точке 1910 млн. лет, датируя время метаморфизма, то цирконы не дают единой изохроны, а расположены хаотично ниже конкордии, что свидетельствует о наличии в них различного количества древнего радиогенного свинца. Таким образом, максимальный возраст для этих цирконов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2140 млн. лет не определяет какого-либо реального геологического события, а является лишь свидетельством максимального присутствия древнего радиогенного свинца. Отмечается, что определяющим в сохранности древнего радиогенного свинца в минерале является литологический состав пород. По их данным тонкозернистые гранат-кварц-полевошпатовые породы содержат больше реликтового свинца (возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2140 млн. лет), чем грубозернистые гранатокордиеритовые гнейсы (2000—2040 млн. лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Синкинематические гранитоиды датируются по цирконам 1900—1950 млн. лет. К. Мерилайнен отмечает, что это значение несколько выше, чем в соответствующих гранитоидах свекофенского пояса. С этого момента наступает стадия стабилизации в пределах данной территории, что подтверждается посторогенными интрузиями стадии стабилизации возрастом 1735 млн. лет. Граниты этой группы имеются и в Южной Финляндии. Таким образом, вся совокупность имеющихся геохронологических данных подтверждает необходимость отнесения гранулитовой формации Лапландии, так же как сланцевых поясов финской Лапландии, к свеко-карельским образованиям. Сопоставлению их с нижними карелидами, образованиями гимольской и парандовской серии противоречат многие наблюдения. Так, и гимольская, и парандовская серии развиты в центральных частях гранито-гнейсового основания, где гранито-гнейсы и гранитоиды слагают не отдельные купола, а огромные территории и не подвержены значительному омоложению. В областях развития этих серий все прорывающие их гранитоиды — плагиогранитного ряда и микроклиновые граниты имеют радиологический возраст, измеренный по акцессорным цирконам, — 2700 млн. лет. Химический состав лапландских гранулитов отвечает геосинклинальным образованиям грауваккового ряда, т.е. они вполне сопоставимы со свекофенскими образованиями, но претерпевшими иное метаморфическое воздействие.

Стройная классификация гранитов и гранитообразования в докембрии Балтийского щита дана в работах С.Б. Лобач-Жученко [47, 49]. Ею выделены типы гранитов, соответствующие определенным классам тектонического режима. Так, для свекокарельского цикла развития земной коры характерны гранитоиды геосинклинального этапа и вторичной тектоно-плутонической активизации. Гранитоиды геосинклинальных зон, по С.Б. Лобач-Жученко, характеризуются определенными пространственно-временными характеристиками, главные из которых — образование гранитоидов вслед за формированием геосинклинальных супракрустальных пород начиная с ранних этапов развития мобильных поясов (в глубинных сечениях образование гранитов идет за счет вещества супракрустальных пород в условиях закрытой системы) и пространственное совпадение областей развития гранитоидов и соответствующих им по возрасту метаморфических толщ. Максимальное развитие гранитоидов геосинклинального этапа наблюдается в пределах Восточно-Финляндской и свекофенской зон; крупнейшим гранитным образованием этого времени является Центрально-Финляндский гранитный массив.

Первую классификацию гранитов Финляндии по возрастному признаку дал Седерхольм, по которой свекофенские гранитоиды считались более древними по отношению к карельским. По классификации Симонена [181], выделяется ряд гранитоидных провинций, названных по конечному члену дифференциации: гранодиоритовая, трондъемитовая, чарнокитовая, гранитная и микроклиновых гранитов. Все гранитоидные члены петрографических провинций Симонена более молодые, чем свеко-карельские супракрустальные образования. В настоящее время принято разделение гранитоидов по их отношению к главной фазе складчатости: выделяются синкинематические, позднекинематические и посткинематические группы интрузий.

Синорогенные глубинные породы, внедрившиеся во время главной фазы складчатости, представлены главным образом гранодиоритами и кварцевыми диоритами с небольшими телами перидотитов и габбро. Синорогенные плутоны имеют гнейсовидную текстуру, а их структурные элементы совпадают со структурами складчатых сланцев и вытянуты в направлении сланцеватости. Их внедрение фиксирует кульминационную точку свеко-карельского горообразования, с которой связан региональный метаморфизм и деформации. Позднеорогенные граниты представлены мигматитообразующими калиевыми гранитами, нередко образующими диапировые купола. Структуры, обусловленные их внедрением, накладываются на картину деформаций при внедрении синорогенных плутонов. Самый молодой магматизм свеко-карельского региона представлен гранитоидными телами посторогенного этапа.

Центрально-Финляндский массив сложен (по Симонену) породами гранодиоритовой серии. Имеются несомненные доказательства того, что граниты прорывают свекофенские образования, хотя и намечается явное обтекание массива складчатыми структурами свекофенид. Такая двойственная характеристика гранитоидов не позволяет рассматривать массив как простую многофазную интрузию.

Детально изучены плутонические образования геосинклинального цикла в районе Северного Приладожья [23, 26]. Здесь выделено четыре этапа гранитообразования, наиболее ранним из которых является формирование интрузий плагиогранитов и гранодиоритов, внедрение которых проис-

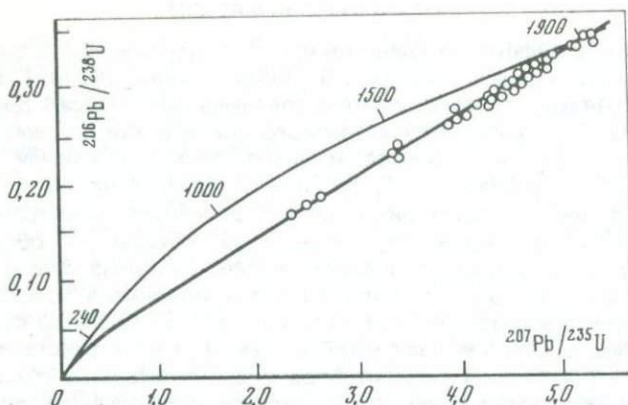


Рис. 41. Диаграмма с конкордией для цирконов из синорогенных гранитов в свекокарельском орогенном поясе [141]

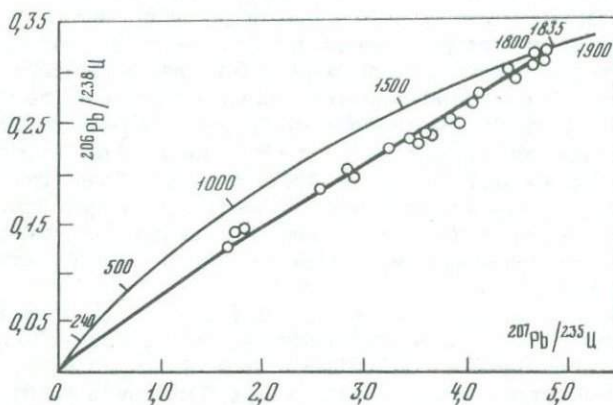


Рис. 42. Диаграмма с конкордией для цирконов из посторогенных гранитов в свекокарельском орогенном поясе [141]

ходило до метаморфизма и главных фаз складчатости. Предполагается образование плагиогранитной магмы при палингенезе гнейсо-гранитов фундамента. Посткладчатыми являются преимущественно плагиомикроклиновые и микроклиновые пегматоидные граниты.

Ранне- и поздне Svecofenские гранитоиды выделены и на территории Швеции. Ранне Svecofenские граниты варьируют по составу от олигоклазовых до микроклиновых, образованию их предшествовало внедрение интрузий амфибол-пироксеновых габбро [20]. Поздне Svecofenский этап кислого плутонизма выражен интенсивным метаморфизмом и внедрением гранитоидных интрузий. Широко развиты пегматиты. Синкинематические, поздне- и посткинематические гранитоиды геосинклинального этапа выделяются и в пределах Лапландской гранулитовой зоны. Они подробно описаны в работе Мерилайнена [153].

Уже первые измерения абсолютного возраста акцессорных цирконов из гранитоидов в пределах карельского и свекоfenского пояса, выполненные Коувом [144, 195], показали синхронность магматизма в пределах

Рис. 43. Диаграмма распределения возраста гранитов в карельском, свекофенском и лапландском поясах Финляндии [141]

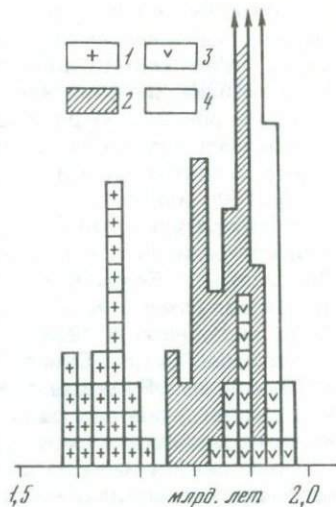
1 — возраст цирконов из гранитов в карельском поясе; 2 — возраст цирконов в свекофенском поясе; 3 — возраст цирконов из интрузий основных пород; 4 — возраст цирконов из гранитов в гранулитях Лапландии

этих зон (см. табл. 2, № 64—69). К настоящему времени Коуво [141] выполнил огромный объем геохронологических исследований по датированию акцессорных цирконов из гранитоидов свеко-карельской зоны. Полученные им данные представлены на изохронных диаграммах с конкордией (рис. 41, 42) для синорогенных и посторогенных интрузий. Возраст синорогенных интрузий надежно датирован в пределах свекофенского и карельского поясов 1875 ± 15 млн. лет. Несколько более высокие даты, превышающие 1900 млн. лет, получены для синорогенных интрузий Лапландской зоны [182]. Коуво удалось датировать синорогенные интрузии основных пород, преимущественно габбро, по акцессорным цирконам, выделенным из габбро-пегматоидных жил. Возраст циркона оказался равным 1885 ± 10 млн. лет (см. рис. 24), причем цирконы давали почти согласный возраст по всем изотопным отношениям, что вообще характерно для высокотемпературных цирконов основных пород. С этими интрузиями — Виханти, Сторм и Хитура — связаны проявления рудной никелевой минерализации. Посторогенные интрузии свеко-карельской зоны датированы 1790 ± 20 млн. лет. Цикличность свекофенского магматизма особенно наглядна на возрастной диаграмме, заимствованной нами из работы Коуво [144] (рис. 43).

Детальное изучение акцессорных цирконов из синкинематических гранитоидов двух районов юго-восточной Швеции — Норркопинг и Вастервик — позволило Обергу [90] установить их возраст в 1890 и 1845 млн. лет соответственно (см. табл. 2). Акцессорные цирконы в этих гранитоидах достаточно однородны, они представлены прозрачными, призматическими зернами, в которых хорошо видна внутренняя зональность — свидетельство кристаллизации из расплава; иногда отмечается присутствие внутренних ядер. По представлению шведских геологов, образование гранитоидов произошло при анатектическом плавлении граувакк.

Для территории Приладожья имеются определения абсолютного возраста двух акцессорных цирконов из чарнокитов района Куркиеки (см. табл. 2, № 30, 31). По изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получены значения возраста — 1870 и 1850 млн. лет. Таким же возрастом — 1850—1900 млн. лет — датированы по акцессорным цирконам щелочные граниты Кольского полуострова, которые по классификации С.Б. Лобач-Жученко относятся к гранитам областей кратонитизации; они характеризуют этап относительной стабилизации этого региона в свеко-карельское время.

К возрастному интервалу 1850—1750 млн. лет назад относится свекофенская эпоха тектоно-плутонической активизации, охватившая практически всю территорию щита. Именно с этой эпохой связано образование



лейкократовых гранитов и пегматитов на Кольском полуострове; целые поля промышленных слюдяных пегматитов формируются в пределах развития беломорской серии. Наибольшую стабильность в эпоху свекофенской активизации сохраняет Центральная Карелия, где, однако, она проявилась в общем прогреве пород, нивелировавшем все K—Ar датировки. Имеющиеся возрастные датировки акцессорных цирконов из микроклиновых гранитов Кольского полуострова (табл. 2, № 80—82) варьируют около 1800 млн. лет.

В литературе опубликованы многочисленные измерения абсолютного возраста радиоактивных минералов U—Pb методом из пегматитов Швеции, Приладожья, Беломорья, Кольского полуострова. Следует отметить, что первое измерение абсолютного возраста для пород Балтийского щита было выполнено в 1926 г. К.Л. Ненадкевичем [56] для уранинита из пегматитовой жилы Синяя Пала (Беломорье). Возраст оказался равным 1770 млн. лет. В то время еще не существовало более древних определенных возрастов, поэтому за беломорской формацией на долгие годы утвердилось представление как об одной из древнейших на Земле.

Поскольку в нашу задачу входит рассмотрение вопросов датирования по акцессорным цирконам пород, мы не будем подробно останавливаться на анализе возрастных значений, полученных по радиоактивным минералам из пегматитов. Все имеющиеся данные для пегматитов Беломорья обобщены в работе Н.И. Ступниковой и др. [70]. Возраст образования Беломорских пегматитов определен в 1755 ± 15 млн. лет. Таким образом, по данным изучения акцессорных цирконов из магматических пород Балтийского щита продолжительность магматизма 150 ± 200 млн. лет, считая от образования ранних синорогенных интрузий 1920—1870 млн. лет назад до формирования пегматитов около 1750 млн. лет назад.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС БАЛТИЙСКОГО ЩИТА
ГРАНИТЫ РАПАКИВИ

После завершения беломорской фазы складчатости и магматизма около 1750 млн. лет назад начинается платформенный этап истории Балтийского щита. К образованиям этого этапа относятся иотнийские осадочные комплексы Прионежья, граниты рапакиви, окаймляющие щит по тектонической зоне на юг-юго-востоке, и субиотний Швеции и Финляндии, залегающих на эродированной поверхности гранитов рапакиви. Осадочные комплексы субиотния и иотния Балтийского щита рассечены дайками диабазов, служившими подводными каналами базальтовой магмы. Отложения иотнийской серии Прионежья, имеющей мощность до 1000 м, представлены двумя свитами — петрозаводской и шокшинской, резко различными по комплексу геолого-литологических особенностей [25, 28]. Между осадками этих свит существует литолого-стратиграфическое несогласие, выраженное наличием мелкогалечного конгломерата в основании осадков шокшинской свиты и резкой сменой полевошпат-кварцевых песчаников петрозаводской свиты ярко-красными мономинеральными кварцито-песчаниками шокшинской. Осадочные образования иотния прорваны пластово-секущей интрузией габбро-диабазы. Прямых данных о соотношении иотнийских осадков Прионежья с гранитами рапакиви нет, однако габбро-диабазы аналогичного состава приурочены и к выходам гранитов рапакиви. Существуют определенные геологические данные, позволяющие некоторым исследователям сопоставлять кварцито-песчаники Прионежья с ятулием Центральной Карелии.

Субиотний Швеции и Финляндии залегает со значительным несогласием на эродированной поверхности гранитов рапакиви. В этом смысле нижний предел возраста осадочных формаций четко фиксируется. К образованиям субиотния относятся красные кварцито-песчаники Даларны (Швеция) с сохранившимися волноприбойными знаками и косой слоистостью. С осадочными породами ассоциируют горизонты эффузивных диабазов [20].

На территории Финляндии субиотний представлен аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, сохранившимися в грабенах Сатакунта и Мухос. Кварциты прорваны дайками постииотнийских диабазов. К субиотнию Карелии отнесена салминская свита Прионежья мощностью около 100 м, состоящая из песчаников, гравеллитов, конгломератов, средних и основных вулканитов [89]. С юго-востока Балтийский щит опоясан массивами гранитов рапакиви, самым значительным из которых является Выборгский. Это одна из крупнейших интрузий мира, протяженностью с севера на юг 180 км при общей площади 18 000 км², около 4000 км² составляет площадь другого массива гранитов рапакиви, распо-

ложенного на территории Советского Союза, — Салминского. Несколько более мелких массивов гранитов рапакиви, а также включенных в эту группу пород грубозернистых калиевых гранитов расположено на территории Финляндии. По геофизическим данным площадь, занимаемая гранитами рапакиви, во много раз превышает видимую на дневной поверхности.

Геологическое и петрографическое изучение массивов началось еще со времен Седерхольма. Детальное описание геологии и петрологии Выборгского массива дано в работе Д.А. Великославинского [14], Салминского — в работе М.А. Бантовой и др. [1]; достаточно хорошо изучены и массивы рапакиви Финляндии [89].

Массивы приурочены к глубинному разлому, служащему тектоническим швом для Восточно-Финляндской синклинойной зоны. Они резко секут гнейсы оснований и свекофенские складчатые образования. На коре выветривания гранитов рапакиви залегает салминская свита и неметаморфизованные осадочные образования ютния Швеции. Интрузии многофазны, сложены различными, отличающимися друг от друга фазами внедрения, породами, варьирующими по составу от гранодиорита до гранита. С массивами рапакиви часто генетически связаны тела анортозитов и габброидов. Существуют различные представления о формировании расплава гранитов рапакиви. Так, по мнению Е.В. Шаркова [1], в частности, Салминский массив является расслоенной интрузией, нижняя часть которой представлена габброидами, средняя — монцонитами, а верхняя — гранитоидами. Затверждение интрузии происходило из единого расплава липаритового состава и шло снизу вверх, как и формирование расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. Большинство исследователей [14, 89, 188] сходятся на том, что формирование магмы происходило в результате кристаллизационной дифференциации основной магмы, ассимилировавшей селективно выплавленный ею кислый материал из боковых пород. Генерация расплавов осуществлялась на больших глубинах в условиях гранулитовой фации. Судя по отсутствию в породах огнейсованности, катаклаза и других признаков тектонического воздействия, интрузии — посттектонические, платформенного типа.

Для гранитов рапакиви характерно резкое преобладание К над Na, Fe над Mg. Граниты отличаются исключительно высокими концентрациями фтора, входящего главным образом в флюорит — основной акцессорный минерал. Наиболее типичная разность рапакиви — выборгит — роговообманковый гранит с крупными до 3–5 см в поперечнике, овоидами ортоклаза, отороченного олигоклазом. Основная масса в нем представлена преимущественно кварцем почти черного цвета, роговой обманкой и полевыми шпатами. Широко распространены также биотитовые граниты с овоидами ортоклаза, но не отороченного олигоклазом. Распространены и равномернозернистые граниты.

В эту же возрастную и генетическую группу пород включены грубозернистые калиевые граниты (с микроклином, вместо ортоклаза и сфеном вместо ильменита), слагающие ряд мелких тел к западу от Хельсинки (Бодом; Онас и др.). Обилие акцессориев в этих гранитах, и в первую очередь циркона, позволило провести детальное геохронологическое изучение гранитов рапакиви.

Первая работа выполнена О. Коуву в 1958 г. [140]. Им изучены акцессорные цирконы как из типичных гранитов рапакиви, так и из калиевых гранитов Онас и Бодом. Помимо U—Pb изотопных измерений, была сделана попытка измерения возраста цирконов α -Pb методом и по изменению

Таблица 3

Возраст аксессуарных цирконов из гранитов рапакиви [188]

Номер п/п	Номер пробы	Место взятия, порода	Фракция; плотность/размер, меш	Содержание, %		Возраст, млн. лет по отношениям		
				Pb	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I. Выборгский массив								
1	A18	Вэрто, тирилит	+4,2/-100	0,007	0,023	1641	1599	1617
2	A21	Ментула, гранит-порфир	3,8-4,1	0,030	0,117	1607	1208	1359
3	A29	Муурикк ала, выборгит	+4,1/50-150	0,013	0,053	1628	1319	1442
4		То же	3,8-4,1/50-150	0,024	0,095	1614	1288	1416
5	A69	Верла, порфиновый гранит	+4,1/100-200	0,029	0,063	1637	1360	1472
6		То же	3,6-3,8/+100	0,064	0,216	1591	1255	1385
7	A96	Хииденсаари, порфиновый гранит		0,014	0,054	1634	1391	1490
8	A98	Суоменниemi, рогово-обманковый гранит	+200	0,008	0,030	1641	1464	1538
9	A118	Нурма, габбро-анортозит	+4,1	0,009	0,028	1645	1617	1529
10		То же	3,8-4,1	0,025	0,077	1642	1625	1633
11	A323	Хамина, кварцевый порфир		0,012	0,041	1612	1131	1309
12		То же	+4,2	0,011	0,037	1612	1135	1311
13			3,8-4,1	0,013	0,054	1596	1123	1296
14	A422	Руолами, рапакиви		0,004	0,013	1650	1563	1600
15	A423	Хиверлиа, диабаз	+4,0	0,007	0,023	1661	1610	1632
16	A534	Кими, порфиновый гранит		0,032	0,155	1562	1131	1289

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
17	A627	Хогланд, рапакиви		0,003	0,011	1648	1429	1519
18	A629	Парола, приконтакто- вая зона	4,0-4,2/+150	0,040	0,137	1625	1566	1591
19		То же	3,8-4,0	0,072	0,262	1608	1470	1527
20		"	3,6-3,8	0,049	0,199	1583	1296	1408
21	A630	Парола, пирелит	+4,0/-150	0,026	0,105	1628	1344	1458
22		То же	-4,0/+150	0,040	0,151	1635	1404	1498
23	A631	Пезантаярви, выбор- гит	+4,2/-100	0,010	0,045	1613	1189	1349
24		То же	3,8-4,2/-200	0,020	0,091	1614	1156	1326
II. Малые интрузии								
25	A97	Онас, калиевый гранит		0,009	0,029	1618	1437	1511
26	A101	Бодом, гранит		0,018	0,057	1632	1572	1598
27	A102	Бодом, порфиновый гранит		0,023	0,082	1623	1372	1474
28	A602	Оббанас, порфиновый гранит	+4,2/100-200	0,009	0,028	1619	1422	1503
29		То же	4,0-4,2/100-200	0,027	0,107	1570	1153	1307
30		"	4,0-4,2/+100	0,026	0,109	1534	1069	1233
31		"	3,8-4,0/+150	0,037	0,181	1478	848	1043
III. Массив Аланд								
32	A334	Ава, монзонит		0,008	0,022	1788	1664	1720
33	A335	Ава, гранит		0,012	0,043	1755	1383	1537
34	A440	Иттерклабб, гранит	+3,8/+150	0,017	0,056	1775	1387	1548
35	A441	Седерхарн, рапакиви	3,8-4,0/+100	0,028	0,185	1472	841	1036
36		То же	+4,0/+100	0,012	0,058	1523	1040	1208
37	A442	Салслар, гранит	+4,1/+150	0,010	0,039	1766	1355	1542
38	A443	Ванскар, гранит	+4,1/+150	0,011	0,038	1760	1480	1599
39	A444	Фьялскар, рапакиви		0,030	0,061	1625	1321	1442
40	A467	Эскеро, рапакиви	+4,2	0,008	0,037	1566	1072	1248
41	A468	Лумпарланд, гранит	+4,2	0,011	0,038	1550	1258	1370
42	A508	Куммелскар, гранит	+4,2	0,018	0,083	1716	1181	1385
43	A509	То же	+4,1/-100	0,007	0,022	1786	1656	1714
44	A510	"	+4,1	0,021	0,094	1702	1146	1355
45	A715	Блаклябб, кварцевый порфир	+4,1/-70	0,018	0,067	1554	1328	1417
46	A715	То же	3,8-4,1/-70	0,032	0,121	1532	1259	1364
47			3,6-3,8/-70	0,026	0,098	1502	1214	1322
IV. Массив Вехмаа								
48	A710	Улу, гранит	+4,2	0,020	0,087	1549	542	783
49		То же	3,8-4,0/-100	0,048	0,242	1480	883	1072
50	A711	Вехмаа, рапакиви	+4,2	0,007	0,029	1552	1310	1405
51		То же	4,0-4,2	0,016	0,089	1487	984	1153
V. Массив Лайтила								
52	A129	Кокемаки, порфи- ровый гранит		0,010	0,031	1560	1452	1497
53		То же	+4,2/+100	0,010	0,050	1536	1066	1233
54	A255	Таркки, гранит		0,005	0,012	1574	1514	1539
55		То же	+4,2	0,004	0,012	1575	1475	1518
56			3,8-4,1	0,004	0,013	1594	1475	1525
57	A515	Линнамаа, гранит		0,005	0,021	1549	945	1147
58	A606	Киламаа, гранит	+4,2/-200	0,007	0,024	1559	1547	1552
59		То же	+4,2/+100	0,005	0,020	1563	1330	1422
60	A607	Коивуниemi, гранит		0,022	0,067	1474	1053	1199
61	A608	Унтамала, гранит	+4,2/100-200	0,007	0,021	1574	1495	1528
62		То же	4,0-4,2/-200	0,019	0,070	1560	1382	1453
63		"	4,0-4,2/+100	0,017	0,062	1557	1423	1477
64	A609	Хейккила, гранит		0,028	0,226	1230	314	452

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
65	A686	Метеачанта, гранит	+4,2	0,014	0,047	1571	1154	1308
66		То же	4,0-4,2	0,020	0,096	1521	1031	1201
67	A687	Коивуниemi, гранит	4,0-4,2	0,044	0,161	1437	770	961
68		То же	3,8-4,0/-150	0,030	0,233	1270	404	564
69	A689	Хиннериоки, рапакиви	+4,2	0,009	0,033	1572	1423	1484
70		То же	3,8-4,0	0,021	0,090	1526	1201	1323
71	A690	Кусни, гранит	+4,2/-150	0,012	0,031	1536	1541	1539
72		То же	3,8-4,0/-150	0,023	0,012	1504	986	1161
73	A691	Колиннумми, габбро-анортозит	+4,1	0,012	0,038	1584	1538	1557
74	A707	Пистола, порфир		0,006	0,022	1555	1450	1493
VI. Рапакиви								
74	1408	Массив Улялеги		0,010	0,046	1610	1120	1240
76	1370	То же		0,028	0,095	1575	1472	1510

Примечание. Константы распада те же, что в табл. 1.

параметра кристаллической решетки. На изохронной диаграмме с конкордией верхнее пересечение соответствовало возрасту 1645 млн. лет для гранитов рапакиви и для массивов Бодом и Онас, т.е. говорило об их одно-возрастности. В то время как α -Pb возрасты, так и возраст, рассчитанный по параметру решетки, оказались значительно ниже, в среднем составляя 800–900 млн. лет. При описании морфологии цирконов Коуво отмечает, что, несмотря на сравнительную однородность кристаллов, представляющих собой комбинацию тетрагональной призмы с дипирамидами, цирконы зональны и исключительно богаты включениями. Намечается снижение α -Pb возрастов и возрастов, рассчитанных по параметру решетки, у цирконов, обогащенных микропримесями. Занижение возрастов, по мнению Коуво, может быть связано с рядом причин: с неомогенным распределением радиоэлементов по объему кристаллов; с термическим отжигом нарушений; с более поздней добавкой радиоактивных элементов или присутствием нескольких генераций циркона. На графике зависимости параметра решетки C_0 от современной α -активности и доли радиации, полученной минералом за 1600 млн. лет его существования, точки циркона аппроксимируются прямой, проходящей через $C_0 = 5,9797$ (величина C_0 у ненарушенного Цейлонского циркона возрастом 500 млн. лет). Полученный возраст соответствует 800 млн. лет. Как полагает Коуво [140], наиболее правильной интерпретацией является признание существования термического отжига в истории минерала, восстановившего его структуру. Как показали исследования швейцарских исследователей (Гебауэр, Грюнфельдер [115]), достаточно прогрева 300°C для полного восстановления структуры циркона.

Интересные данные получены при изучении изотопного состава свинца галенитов, связанных с гранитами рапакиви [143]. Галениты в гранитах рапакиви имеют изотопный состав свинца, значительно обогащенный радиогенными изотопами (19,50–16,09–39,87) в отличие от нормального изотопного состава свинца калиевых полевых шпатов в гранитах рапакиви (16,70–15,75–36,68). Это говорит о более позднем извлечении свинца из радиоактивных минералов и добавлении радиогенного свинца к рудному.

В последние годы М. Вассиеки [188] провел детальное геохронологическое изучение практически всех выходов гранитов рапакиви на территории Финляндии. Им детально изучена морфология и проанализировано около 75 проб аксессуарных цирконов из гранитов рапакиви и связанных с ними пород — анортозитов, диабазов, калиевых гранитов. Морфологические особенности аксессуарного циркона в рапакиви — субидиоморфные формы кристаллов, наличие внутренней зональности — говорит о кристаллизации их из расплава. Однако условия анатектических магм были на позднеинтрузивной линии устойчивости циркона, ибо в некоторых зернах отмечаются видимые внутренние ядра. На глубине формирования анатектического расплава шла коррозия реликтовых зерен, а новая генерация циркона возникла уже после подъема магм к поверхности. Из этих наблюдений Вассиеки делает вывод о том, что значения возраста, полученные для гранитов рапакиви, представляют собой максимальные возрасты становления гранитных плутонов, в то время как для анортозитов и других разновидностей основных пород они представляют минимальный возраст формирования интрузий, поскольку в основных породах циркон кристаллизуется одним из последних.

Подтверждением существования древних ядер и унаследованной генерации циркона явились полученные для одной разновидности округ-

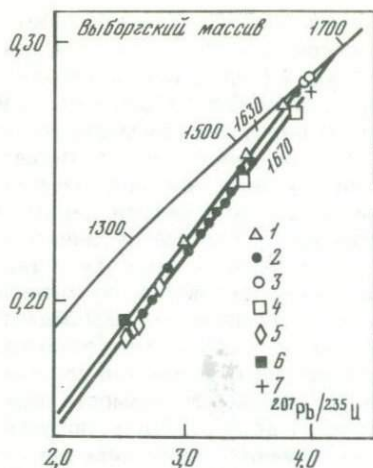


Рис. 44. Диаграмма с конкордией для цирконов Выборгского массива гранитов рапакиви [188]

1 — приконтактовые разновидности рапакиви; 2 — главная фаза рапакиви; 3 — анортозиты; 4 — эффузивы; 5 — дайки порфиров; 6 — грейзены; 7 — диабазы субиотния

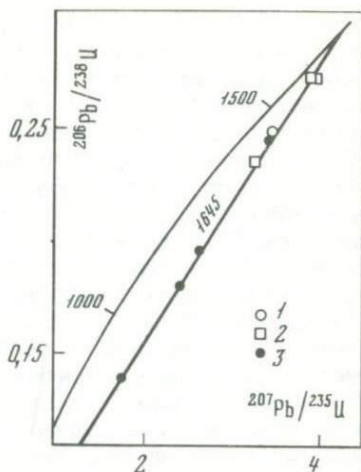


Рис. 45. Диаграмма с конкордией для цирконов из малых гранитных плутонов Финляндии [188]

1 — массив Онас; 2 — массив Бодом; 3 — массив Обнас

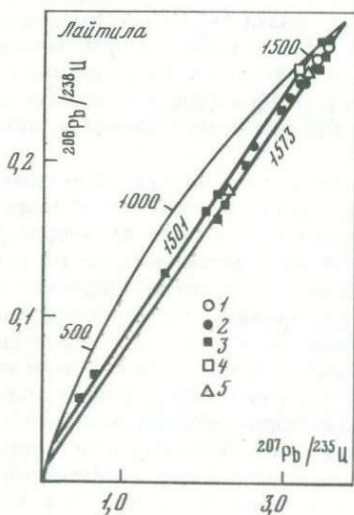


Рис. 46. Диаграмма с конкордией для цирконов из массива гранитов рапакиви Лайтила [188]

1 — анортозиты; 2 — рапакиви; 3 — малые гранитные тела; 4 — дайки порфиров; 5 — гранит Кокемаки

лых зерен циркона с ядрами для массива Веемаа значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2750 млн. лет. Полученные М. Вассиеки данные приведены в табл. 3 (№ 1–74); здесь же приведены и данные О. Коуво [140], исправленные на новые значения констант распада, и изображены на диаграммах с конкордией (рис. 44–46).

Для 17 цирконов из различных пород Выборгского массива рапакиви построена изохрона, дающая верхнее пересечение с конкордией в 1670 млн. лет (рис. 44). Такой же возраст имеют и рапакиви массива Аланд. Несколько более низкое значение возраста — 1629 млн. лет — дают цирконы из узкой приконтактной зоны Выборгского массива. Автор [188] предлагает весьма оригинальное объяснение такому распределению возрастов. Он считает, что при внедрении перегретого рапакиви-расплава в уже остывшие свекофенские породы узкая приконтактная зона остыла очень быстро, а затем, спустя некоторый промежуток времени (40 млн. лет), разогрелась снова, поскольку сам массив оставался нагретым. При повторном нагреве U—Pb система в цирконах была нивелирована до нуля. Некоторым подтверждением такого представления является низкое содержание и обыкновенного свинца в цирконах из приконтактной зоны, в то время как в целом для цирконов из гранитов рапакиви характерны исключительно высокие содержания обыкновенного свинца. Возраст 1645 млн. лет получен по верхнему пересечению изохроны с конкордией для 8 проб цирконов из крупнозернистых калиевых гранитов (см. табл. 3, № 25—31; рис. 45).

Внедрение гранитов рапакиви Лайтила и Веемаа имело место 1570—1590 млн. лет назад (см. табл. 3 № 52—74; рис. 46). Наиболее молодой возраст имеют грейзенизированные топазсодержащие разности гранита Лайтила. Цирконы из них определяют изохрону 1501 млн. лет.

Проведенные исследования показали, что наиболее дискордантные значения возраста имеют цирконы, образованные из остаточных расплавов на заключительных стадиях кристаллизации. Скорее всего это связано с первичными дефектами структуры акцессорных цирконов, вызванными ненормально высоким содержанием обыкновенного свинца в них.

Два единичных измерения возраста акцессорных цирконов из Улягского массива гранита рапакиви, расположенного на территории Советского Союза, равны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1550—1600 млн. лет, что соответствует поздним фазам внедрения гранитов (см. табл. 3, № 75—74). Таким образом, становление гранитов рапакиви, представляющих собой многофазные интрузии платформенного типа, продолжалось более 100 млн. лет (1670—1540 млн. лет назад). Влияние температурного воздействия при внедрении гранитов рапакиви на вмещающие породы было весьма ограничено. U—Pb система в акцессорных цирконах из гранито-гнейсов Питкярантского купола, находящегося в непосредственной близости к Салминскому массиву рапакиви, не несет следов нарушения около 1600 млн. лет назад.

Изучение акцессорных цирконов из даек диабазы в образованиях иотния и субиотния показало их разновозрастность. В диабазовых дайках, генетически связанных с гранитами рапакиви, цирконы непосредственно ложатся на изохроны, построенные для цирконов из гранитов, т.е. имеют возраст 1670 млн. лет. Диабазы в образованиях субиотния имеют возраст порядка 1270 млн. лет [141]. Сделанная нами попытка измерить возраст кварцито-песчаников каменноборской свиты Прионежья по аутигенному урану, в них заключенному, не дала однозначного ответа [8]. При большом разбросе точек на изохронной диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, значительно превышающем аналитическую ошибку, они могут аппроксимироваться единой изохроной с песчаниками ятулия возрастом 1810 ± 40 млн. лет. Однако исклю-

чительно низкие содержания урана в кварцито-песчаниках Прионежья и контрастно древний возраст терригенной составляющей (порядка 2700 млн. лет) могли привести к завышению возрастов, рассчитанных по $Rb-Pb$ изотопным отношениям для пород в целом.

Имеющиеся к настоящему времени геохронологические данные оставляют открытым вопрос о возрастном соотношении формаций ятулия и иотния Прионежья. Единственно, что установлено достаточно надежно — это верхний возрастной предел накопления иотнийских отложений. Он равен 1670 млн. лет — возрасту прорывающих их даек диабазов. Субиотний Швеции, Финляндии и Карелии, залегающий на эродированной поверхности гранитов рапакиви, заведомо моложе. Так, для субиотнийского грабена Сатакунта (Финляндия) точно установлено, что время его заложения — после внедрения гранитов рапакиви Лайтила (1570 млн. лет назад) и до внедрения даек диабаза, возраст которых по акцессорным цирконам установлен — 1270 млн. лет [141].

ДАЛЬСЛАНДСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

Самой поздней эпохой магматической деятельности в докембрии Балтийского щита явилась повторная активизация в пределах юго-западной его части. Эта эпоха, проявившаяся около 1,0 млрд. лет назад, называется свеко-норвежской, или эпохой дальсландской регенерации. Осадков, непосредственно предшествующих магматической деятельности, геологическими исследованиями не обнаружено. Зоной проявления магматизма и высокотемпературного метаморфизма явились области развития свеко-карелид, а возможно и еще более древних пород. Вся территория свеко-норвежской зоны характеризуется нивелировкой K—Ar возрастов до 1,0 млрд. лет. Близкие к этому значения возраста получены Веллином [192] и для радиоактивных минералов из самых поздних микроклинных пегматитов. По многим геолого-геохронологическим особенностям свеко-норвежская зона Балтийского щита сопоставляется с гренвилльской провинцией Северной Америки, где геохронологам в последние годы удалось проникнуть за миллиардный рубеж и подойти к возрасту значительно более древнего субстрата.

Зона дальсландской регенерации гетерогенна по своему строению. Грabenом Осло она разделяется на две части: восточную, включающую Юго-Западную Швецию и Юго-Восточную Норвегию, и западную часть — Южную Норвегию (см. рис. 1, VI) [2, 26]. На севере зона дальсландской регенерации отчетливо прослеживается в окнах фундамента в зоне каледонид. Простираение зоны субмеридиональное, от свекофенских образований на востоке она отделена глубинным разломом.

В последние годы в ряде районов зоны дальсландской регенерации проведены детальные геохронологические исследования U—Pb методом по акцессорным цирконам, позволившие не только уточнить время магматизма и активизации этого времени, но и подойти к возрасту тех пород, которые подвергались регенерации. Наиболее раннее геохронологическое исследование выполнено Пидженом и Рахеймом [173], изучившими U—Pb возраст акцессорных цирконов из гранитов и гнейсов района Кристианзунд, Западная Норвегия. Этот выход докембрия площадью всего 5—6 км представлен гомогенными гнейсами и гранитами с согласными телами амфиболитов. Породы перекрыты кембро-силурийскими осадками. Изучены акцессорные цирконы в двух пробах гранито-гнейсов (табл. 4, № 15—20). Цирконы имеют субидиоморфную форму; иногда на ядрах, отличающихся обилием включений, наблюдаются оторочки, лишенные включений. Обилие включений в ядрах цирконов рассматривается как признак первично-магматического происхождения породы.

Построенные для различных фракций цирконов изохроны на диаграмме с конкордией дают пересечения, отвечающие возрастам 1640 ± 375 и

Таблица 4

Абсолютный возраст аксессуарных цирконов из зоны дальсландской активизации [159]

Но- мер	Номер пробы	Место взятия образца, порода	Содержание, %		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет по отношениям		
			Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Область Бамбле, Норвегия								
Северная часть								
1	SN68157	Гнейсовый купол Ливанг, гранито-гнейс	0,01886	0,1547	1036	1265	850	965
2	То же	То же	0,02149	0,2133	145,8	1163	710	765
3	SN68158	"	0,01472	0,1529	589,9	1208	681	810
4	SN68158	"	0,01983	0,2106	358,2	1184	686	790
5	SN68158	"	0,02341	0,2912	105,5	2075	578	985
Южная часть								
6	SN68161	Гнейсовый купол Ли- ванг, гранодиоритовые гнейсы	0,00647	0,0483	850,4	1100	928	980
7	SN68159A		0,00613	0,0440	1042	1118	961	1000
8	SN68159Б	То же	0,00738	0,0691	356,8	1054	750	824
9	SN68159В	"	0,00511	0,0421	1461	1136	845	922
Прибрежные метаосадки								
10	SN68121	Парамфиболит	0,00655	0,0436	2041	1350	1035	1133
11	SN 79	Кварцит Пегматиты	0,0099	0,0647	1436	1402	1050	1175
12	SN97A	Поздний пегматит	0,0138	0,1293	1432	1024	753	815
13	SN 97Б	То же	0,0138	0,1310	1782	1000	741	800
14	SN97В	"	0,0132	0,1959	326,7	820	483	540

Область Кристиансунд, Западная Норвегия

15	89	Гранито-гнейс фр. -106 \pm +84	0,0063	0,0628	739	1087	610	723
16	89	фр. -61 \pm +45	0,0063	0,0654	1750	1058	590	697
17	89	фр. -45	0,0057	0,0650	1061	1009	538	628
18	93	Гранито-гнейс фр. -106	0,00844	0,0562	836	1380	862	1022
19	93	фр. -61 \pm +45	0,01003	0,0778	1543	1300	762	913
20	93	фр. -45	0,01013	0,0848	1123	1263	716	863

Примечание. Константы те же, что в табл. 1.

Таблица 5 Абсолютный возраст аксессуарных цирконов из зоны дальсландской активизации [173]

Но- мер	Номер пробы	Место взятия об- разца, порода	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет по отношению		
			Pb _{рад}	U	204	206	207	208	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Юго-Западная Норвегия											
1	Pa69/A	Центральный Рогаланд, очко- вый гнейс	0,004	0,031	0,2232	100	10,190	16,149	926	861	880
2	Pa69/A	То же	0,009	0,059		100	10,318	19,09	914	884	893
3	Pa69/B	"	0,026	0,226	0,338	100	11,658	16,765	863	728	763
4	Pa69/B	"	0,024	0,289	0,979	100	20,57	44,69	738	509	553
5	Pa69/J	Южный Рогаланд, гранито-гнейс	0,037	0,255	0,0622	100	8,045	7,012	972	901	924
6	Pa69/J	То же	0,035	0,272	0,1591	100	9,320	12,864	943	795	834
7	Pa66/K	"	0,013	0,093	0,0697	100	7,932	12,96	908	819	843
8	Pa66/K	"	0,031	0,307	0,2393	100	10,029	19,97	807	609	653
9	Pa66/C	"	0,006	0,039	0,1166	100	8,972	13,74	1011	918	945
10	Pa66/J	"	0,017	0,114	0,0403	100	7,826	10,091	1000	911	938
11	Pa66/J	"	0,018	0,143	0,0504	100	7,748	8,677	931	803	838

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
12	Pa66/J	Южный Рогаланд, гранитовый гнейс	0,018	0,152	0,0743	100	7,952	9,776	893	743	782
13	Pa69/C	То же	0,014	0,077	0,0525	100	8,614	6,778	1162	1081	1110
14		"	0,016	0,098	0,0809	100	8,828	7,167	1114	1009	1042
15	Pa66/F	"	0,003	0,019	0,1316	100	10,192	18,00	1274	974	1072
16		"	0,011	0,054	0,0536	100	8,997	11,125	1256	995	1080
17	Pa69/H	Южный Рогаланд, полосчатый гнейс	0,011	0,053	0,0360	100	9,111	11,478	1338	1181	1238
18	Pa66/J	Южный Рогаланд, кварцит	0,004	0,022	0,01229	100	9,829	19,33	1215	1054	1108
19	Pa66/J	То же	0,004	0,022	0,2203	100	11,119	24,18	1194	1039	1098
20	Pa69/E	Южный Рогаланд, анатектический синкинематический гранит	0,017	0,122	0,0277	100	7,957	5,524	1085	968	1004
21	Pa69/E	То же	0,021	0,182	0,1575	100	9,524	12,591	1011	708	786
22	Pa69/	"	0,021	0,214	0,1434	100	9,058	10,143	934	633	702
23	Pa69/	"	0,023	0,286	0,3123	100	11,100	18,083	813	510	570
24	Pa66/D	"	0,013	0,074	0,1037	100	9,061	15,85	1090	992	1023
25	Pa66/D	"	0,014	0,090	0,1237	100	9,286	15,38	1072	927	972
26		"	0,022	0,170	0,784	100	18,03	48,41	886	718	755
27	Pa66/L	Южный Рогаланд, очковый гнейс	0,010	0,057	0,1199	100	9,006	18,73	1010	1000	1003
28	То же	То же	0,015	0,130	0,4303	100	13,281	27,55	986	672	749
29	Pa69/L	"	0,009	0,055	0,0502	100	8,050	16,83	1022	955	976
30	То же	"	0,015	0,094	0,0376	100	7,729	20,51	983	868	901
31	Pa66/R	Западный Агдер	0,019	0,083	0,0439	100	9,156	11,456	1460	1290	1356
32	Pa66/R	То же	0,023	0,109	0,0273	100	9,295	12,655	1408	1170	1254
33	Pa66/R	"	0,024	0,139	0,0472	100	9,270	11,912	1340	1012	1118
34	Pa66/R	"	0,024	0,187	0,0799	100	9,648	10,823	1320	790	942

Примечание. Использованы константы распада те же, что в табл. 1.

1530 ± 375 млн. лет. Исходя из этих данных минимальный возраст гранито-гнейсов 1600 млн. лет. Однако различные верхние пересечения, полученные практически для двух одинаковых гранито-гнейсов, говорят о ложности этих изохрон и свидетельствуют в пользу существования еще промежуточного метаморфического воздействия, нарушившего U—Pb систему в цирконах. Если принять, что U—Pb система в цирконах была нарушена в дальсландское время около 1,0 млрд. лет назад и в каледонское — около 400 млн. лет назад, то исходный возраст цирконов в гранито-гнейсах должен быть значительно древнее 1600 млн. лет.

О'Найн и Баадсгаард [159] провели геохронологическое изучение полиметаморфической области Южной Норвегии — Бамбле. В геологическом строении данного участка, относимого к свеко-норвежской зоне [2], принимают участие две разновозрастные группы пород. Более древняя представлена супракрустальными комплексами: метаморфизованными вулканитами и метасадочными породами (кварцитами, мраморами, слюдяными сланцами и гнейсами). Более молодая группа пород состоит преимущественно из гранитоидов, образованию которых предшествовало внедрение интрузий габброидов. Образование синскладчатых гранитоидов происходило в условиях ультраметаморфизма и сопровождалось возникновением мигматитов и очковых гнейсов. Супракрустальные породы сохраняются в гнейсах в виде изолированных пластов и линз. К этому же этапу относится формирование плагиооклазовых пегматитов; калиевые пегматиты завершают развитие данного комплекса пород.

Геохронологические исследования выполнены для так называемого гранита Леванг, рассматриваемого О'Найном [159] в качестве реликтового парагнейса, образующего купольную структуру. Состав гранитоидов в северной и южной частях массива различен. На севере развиты преимущественно адамелиты. Циркон в них достаточно однороден по морфологическим особенностям: более или менее идиоморфные зерна с округленными окончаниями. На зональных центральных частях видны незональные мутные обрастания. Совсем иной облик у цирконов южной части массива, представленной гранитами грано-диоритового состава. Они значительно более идиоморфны, прозрачны, содержат меньше включений, а ядра не несут следов зонального строения, показателя полной перекристаллизации ядра при обрастании зерен.

Результаты U—Pb изучения акцессорных цирконов приведены в табл. 4 (№ 1—9). На изохронной диаграмме с конкордией верхнее пересечение изохроны, построенной для цирконов южной зоны, соответствует возрасту 1140 млн. лет, для цирконов северной зоны — 1380 млн. лет. Авторы отмечают, что линейное расположение точек на диаграмме могло явиться результатом смещения двух разновозрастных фаз цирконов. Аналогичные возрасты получены и для акцессорных цирконов, выделенных из кварцитов и амфиболитов метасадочных и метавулканических пород района (№ 10 и 11). Метамиктные цирконы из калиевых пегматитов Одегаардена (№ 12—14) определяют изохрону, пересекающую конкордию в точке, соответствующей возрасту 1080 млн. лет. Интерпретация данных, полученных для акцессорных цирконов из различных пород района Бамбле, сводится к признанию досвекофенского возраста данных образований и двукратного наложения на них метаморфизма, нарушившего U—Pb изотопную систему в цирконах в свекофенское время около 1800 млн. лет назад и в дальсландское — около 1100 млн. лет назад.

Различное поведение U—Pb системы в цирконах из гранитоидов северной и южной зоны массива Леванг позволило авторам сделать опреде-

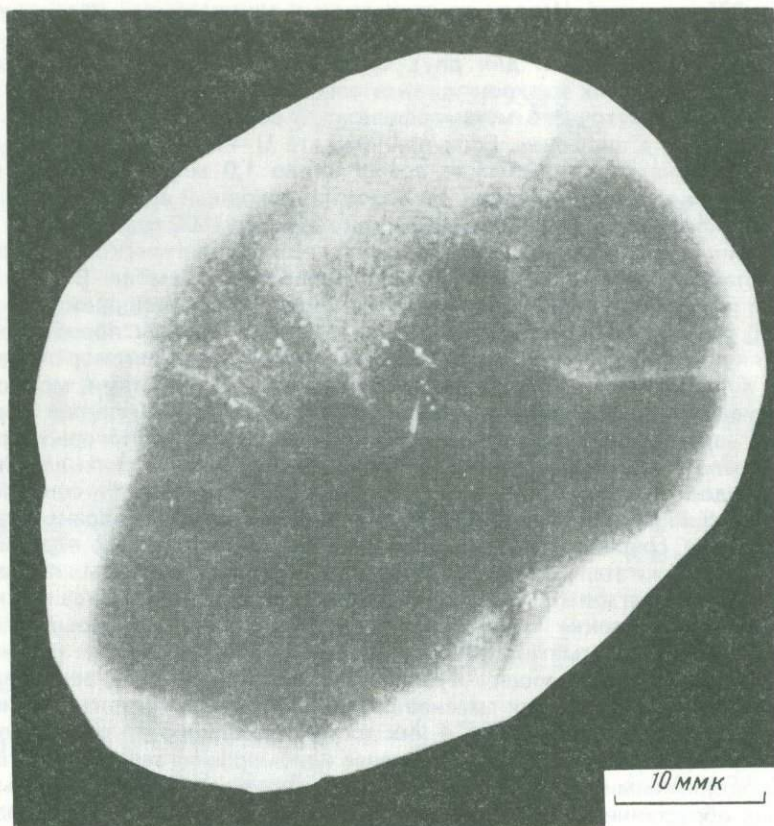


Рис. 47. Морфологический тип акцессорного циркона в гранатовом гнейсе гранулитовой фации метаморфизма, увел. 1900 [162]

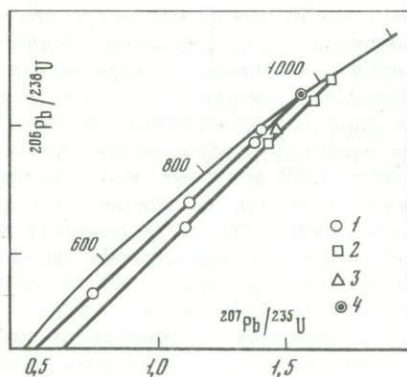


Рис. 48. Диаграмма с конкордией для цирконов, монацитов и сфенов из очковых гнейсов Северо-Западной Норвегии [162]

1 — Центральный Роголанд, амфиболитовая фация; 2 — Роголанд — Вест Агдер, гранулитовая фация; 3 — сфен; 4 — монацит

ленные заключения о поведении ее при наложенном метаморфизме различной интенсивности и характера. Исходя из наблюдаемых метаморфических реакций условия температур и давлений в северной и южной зонах принимаются одинаковыми и равными $655-715^{\circ}\text{C}$ и 4–6 кбар. Особая роль отводится присутствию водной фазы при метаморфизме. При $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{ТВ}}$ будет происходить частичное плавление парапород, при $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{ТВ}}$ условия плавления достигнуты не будут. Важную роль воды в перекристаллизации циркона отмечали многие исследователи [169, 177]. В безводных условиях перекристаллизация циркона не наступает и при 1200°C , в то время как в гидротермальных условиях циркон полностью перекристаллизовывается при 600°C и 2 кбар в течение семи дней. Таким образом, можно ожидать полной перекристаллизации циркона при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{ТВ}}$ при температуре $500-600^{\circ}\text{C}$; в безводных же условиях, в частности при гранулитовом метаморфизме, цирконы могут избежать перекристаллизации и при более высоких параметрах метаморфизма. Авторы считают, что в северной части купола Леванг метаморфизм проходил при меньшем участии водной фазы, что привело к лучшему сохранению дометаморфических возрастов у акцессорных цирконов.

Температурный максимум дальсландского метаморфизма был достигнут в пределах района Бамбле 1150 ± 50 млн. лет назад. Детальное геохронологическое изучение акцессорных цирконов из метаморфических пород района Рогаланд и Вест-Агдер Юго-Западной Норвегии проведено Пастилом и Мицо [162]. Исследованная территория представляет собой часть докембрийского основания южной Норвегии и сложена породами, метаморфизованными в условиях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма [2]. В районе Вест-Агдера развит специфический комплекс пород анортозитов и ассоциирующих с ними норитов, ятунитов, мангеритов.

Предметом этого изучения явились гнейсы и мигматиты, а также метаосадочные породы, включающие кварциты, диопсидовые и глиноземистые гнейсы. Преимущественно изучались породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Предыдущими исследованиями [192] время максимального проявления дальсландского метаморфизма в данном районе было определено в $1000-1050$ млн. лет, окончание его — в 930 ± 20 млн. лет назад.

Авторы [162] детально изучили морфологию цирконов из гнейсов гранулитовой фации метаморфизма. Цирконы здесь имеют овальную форму со множеством мелких плоскостей, трудноразличимых под обычными микроскопом, но четко проявляющихся на сканирующем (рис. 47). Для части цирконов характерна простая внутренняя зональность с комбинацией призмы и дипирамиды, что предполагает их магматическое происхождение. Во многих случаях обрастания заметно преобладают по объему над внутренними ядрами.

Радиологическое изучение проведено для гнейсов амфиболитовой и гранулитовой зон района Рогаланда и для пород амфиболитовой фации метаморфизма района южного Вест-Агдера. Результаты представлены в табл. 5. Среди пород амфиболитовой фации наиболее распространены очковые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами, лейкократовыми и кварц-полевошпатовыми гнейсами. Изохрона, построенная по цирконам, у которых обрастания значительно превосходят по объему внутренние ядра, отвечает возрасту 970 млн. лет, датируя время проявления дальсландского метаморфизма (рис. 48). Для цирконов из гнейсов, метамор-

физованных в условиях гранулитовой фации, построить изохрону не представляется возможным. Все цирконы сохранили в том или ином количестве реликтовый дометаморфический радиогенный свинец. По монацитам получены согласные возрасты — 1000 млн. лет. Пастил и Мишо приходят к выводу, что возрасты в интервале 1100—1200 млн. лет, полученные по цирконам из зоны проявления гранулитовой фации метаморфизма, не несут реального геологического смысла, а являются отражением различной пропорции сохранившегося при метаморфизме древнего радиогенного свинца. Определяющим фактором, контролирующим сохранность свинца, явился минералогический состав пород. В условиях гранулитовой фации метаморфизма в гранито-гнейсах и очковых гнейсах U—Pb система в цирконах нивелируется до 0, в то время как в кордиерит- и гранатосодержащих гнейсах, чистых кварцитах и кварц-полевошпатовых гнейсах возможно сохранение некоторой доли дометаморфического свинца. По-видимому, и здесь важным фактором в сохранении части радиогенного свинца в цирконах из гранулитовой зоны метаморфизма явились более "сухие" условия гранулитового метаморфизма по сравнению с амфиболитовым.

Наиболее высокие возрастные значения получены по акцессорным цирконам из гранито-гнейсов амфиболитовой зоны метаморфизма Вест-Агдера. Верхнее пересечение изохроны, построенной по результатам U—Pb изучения цирконов, с конкордией соответствует возрасту 1470 млн. лет, скорее не имеющему прямого геологического смысла, поскольку в анализируемых пробах наряду с цирконом явно магматогенного происхождения присутствовали и детритовые зерна цирконов. Таким образом, и для данной территории, несмотря на исключительно интенсивный метаморфизм и внедрение тел анортозитов около 1000 млн лет назад, устанавливается более древний возраст субстрата, превышающий во всяком случае 1500 млн. лет.

Влияние дальсландской регенерации на свекофенские образования изучалось также в пределах докембрийских окон в зоне развития каледонид. Подобное геохронологическое изучение на акцессорных цирконах из различных пород в районе грабена Иотун (центральная часть Южной Норвегии) проведено швейцарскими исследователями Корфу и Шерером [104, 178]. Докембрийское основание в пределах грабена Иотун выступает в ряде окон и представлено более древним высокометаморфизованным комплексом пород и прорывающими его молодыми гранитными интрузиями.

Корфу провел изучение акцессорных цирконов в трех пробах гнейсов различного состава [104]. Циркон из кварц-полевошпатового гнейса исключительно гетерогенен. Первая генерация циркона, составляющая большую часть пробы, представлена сильно метамиктными темноокрашенными либо белыми зернами с высоким содержанием урана — до 0,4%. Наряду с ними присутствуют более мелкие зерна прозрачного, розового циркона, иногда дающего обрастания на цирконе первой генерации. По-видимому, сначала происходила магматическая кристаллизация обогащенного ураном циркона, а позднее при метаморфизме — обрастание его розовым, прозрачным цирконом с низким содержанием урана. В пределах одной пробы намечается зависимость степени дискордантности возрастов, получаемых по U—Pb изотопным отношениям, от размера фракции, магнитной восприимчивости и содержания урана в зернах циркона. На диаграмме с конкордией (рис. 49, А) верхнее пересечение изохроны, построенной для различных фракций циркона, с конкордией

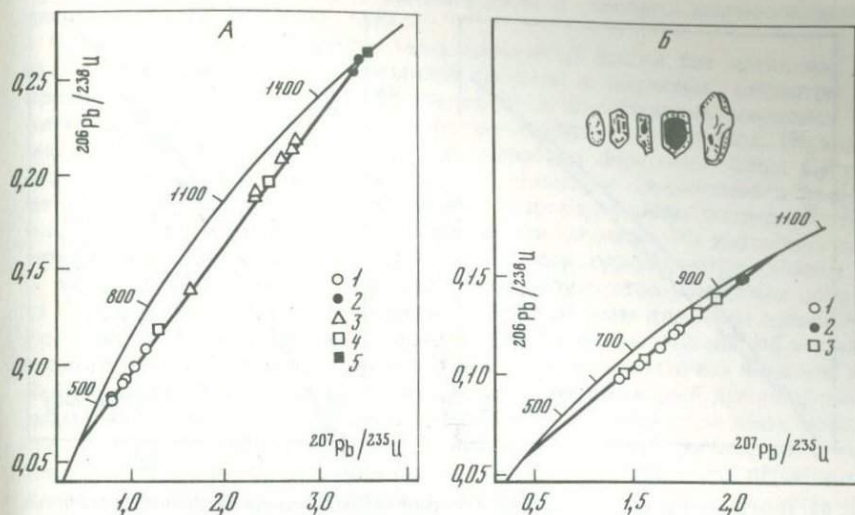


Рис. 49. Диаграммы с конкордией для акцессорных минералов из метаморфических пород и гранитов в фундаменте габена Иютун [104]

А — метаморфические породы: 1 — циркон из гнейса BV 1; 2 — монацит из гнейса BV 1; 3 — циркон из гнейса BV 5; 4 — монацит из гнейса BV 5; 5 — циркон из гнейса BV 2.

Б — гранитоиды: 1 — циркон из гранита Ке; 2 — сфен из гранита Ке; 3 — циркон из гранита Хафело

отвечает возрасту 1506 ± 45 млн. лет, нижнее — 370 ± 4 млн. лет. Монациты, выделенные из той же породы, расположены вблизи верхнего пересечения. На эту же изохрону попадают точки отдельных фракций циркона, выделенного из гнейса мафического состава. Акцессорный циркон в них также представлен двумя генерациями. Акцессорный циркон в третьей пробе грубозернистого биотитового гнейса имеет терригенный облик и отличается низким содержанием урана. Значение возраста, рассчитанное по верхнему пересечению изохроны, построенной по различным фракциям циркона, с конкордией, несколько ниже, чем для других проб гнейсов, и равно 1467 ± 20 млн. лет.

Проанализированы также акцессорные цирконы из двух проб гранитоидов. Цирконы преимущественно идиоморфные, призматические, прозрачные, розоватого цвета, в некоторых зернах заметны более темные внутренние ядра. На изохронной диаграмме с конкордией (см. рис. 49, Б) отдельные размерные и магнитные фракции цирконов аппроксимируются прямыми, верхние пересечения которых с конкордией соответствуют возрастам 1014 ± 30 и 963 ± 24 млн. лет. Точки сфенов расположены вблизи верхнего пересечения. Очевидно, оба гранитоида образовались из одного и того же анатектического расплава. Таким образом, результаты геохронологических исследований для данной области позволили установить время высокотемпературного метаморфизма — около 1520 млн. лет назад, анатектической гранитизации — 1000 млн. лет назад и низкотемпературного метаморфизма — в каледонское время. Темноокрашенные ядра цирконов представляют собой дометаморфические образования, не сохранившие изотопной памяти о предыстории, возмож-

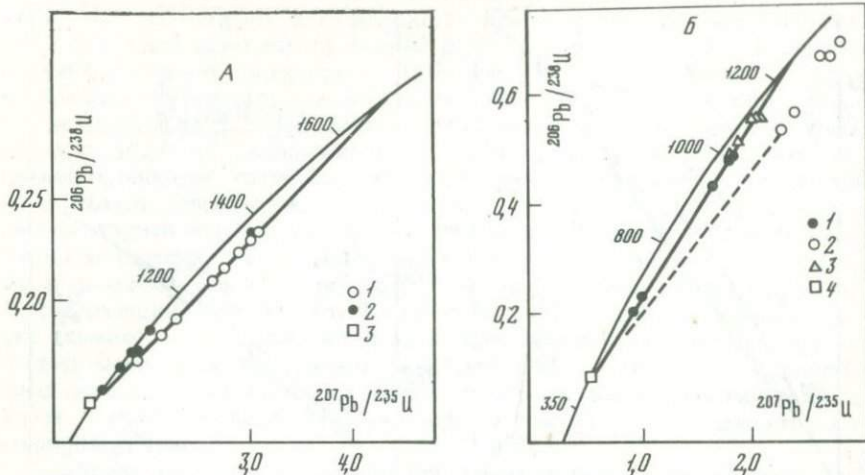


Рис. 50. Диаграмма с конкордией для акцессорных минералов из гнейсов и габбро в пределах грабена Иютун [178]

А — породы не деформированные в каледонское время: 1 — цирконы из гнейсов, 2 — сфен из гнейсов, 3 — цирконы из габбро; Б — породы, катаклазированные в каледонское время: 1 — циркон из метааркозов, 2 — циркон из кварцитов, 3 — циркон из катаклазированного габбро, 4 — сфен из кварцевого диорита

но, из-за исключительно высокого содержания урана и как следствие этого — быстрой метамиктизации их структуры.

Влияние каледонского метаморфизма различной интенсивности на поведение U—Pb системы в акцессорных цирконах из докембрийских метаморфических пород, обнажающихся в окнах в пределах грабена Иютун, изучал также Шерер [178]. Им показана определяющая роль тектонических деформаций на нарушение этой системы. Цирконы выделены из гнейсов и аркозов, претерпевших преобразование зеленосланцевой фации метаморфизма в каледонское время. Температурные условия метаморфизма для всех проб пород одинаковы, различно тектоническое положение их, обусловившее в одном случае образование катаклазированных аркозов и габбро, когда в другом случае габбро и гнейсы остались в тектонически спокойной обстановке.

Для девятиразмерных и магнитных фракций циркона из некатаклазированных гнейсов построена изохрона, дающая пересечения с конкордией, отвечающая возрастам 1694 ± 19 и 90 ± 6 млн. лет. Около нижнего пересечения расположены и точки сфенов из тех же пород (рис. 50, А). Иную картину на диаграмме с конкордией демонстрируют цирконы из катаклазированных в каледонское время пород (рис. 50, Б). Для пяти фракций циркона из метааркозов построена дискордия, дающая пересечения с конкордией, соответствующие возрастам 1268 и 415 млн. лет. По мнению Шерера, история геологического развития данного района определяется следующими возрастными вехами:

1713—1675 млн. лет назад — интрузия сиенитовых магм;

1276—1230 млн. лет назад — внедрение габброидных интрузий;

903—980 млн. лет назад — метаморфизм в условиях амфиболитовой фации;

432—396 млн. лет назад — метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, катаклаз.

Сам по себе метаморфизм зеленосланцевой фации без катаклаза не вызвал нарушения U—Pb изотопной системы в цирконах, несмотря на примерно одинаковые содержания урана в акцессорных цирконах из катаклазированных и некатаклазированных разностей пород. По-видимому, при катаклазе происходит активизация флюидной фазы внутри пород, что обеспечивает более легкое удаление радиогенного свинца из акцессорных цирконов. По мнению Шерера, именно флюидная фаза или поровые растворы ответственны за нарушение U—Pb изотопной системы в акцессорных цирконах при низкотемпературном метаморфизме.

Из всех рассмотренных в данной главе результатов измерения возраста пород U—Pb методом по акцессорным цирконам для зоны дальсландской регенерации могут быть сделаны определенные выводы об истории геологического развития региона. Несмотря на достаточно хорошее линейное расположение точек на диаграммах с конкордией для различных размерных и магнитных фракций цирконов из пород этой зоны, возрасты, соответствующие верхним и нижним пересечениям дискордий с конкордией, варьируют в широких пределах. Для верхнего пересечения характерен возрастной интервал 1700—1400 млн. лет, для нижнего наблюдаются два максимума — около 1000—900 и около 400 млн. лет назад. Широкий разброс возрастных величин говорит о многократности нарушения U—Pb изотопной системы в цирконах, так что интерпретация полученных данных с позиций одноактного метаморфизма неправомерна. Безусловно, должно было иметь место по крайней мере двукратное нарушение U—Pb изотопной системы в цирконах при дальсландской активизации района, возраст которой — 1000 ± 100 млн. лет — установлен достаточно надежно измерением акцессорных цирконов из анатектических гранитоидов этого этапа, и в каледонское время — около 400 млн. лет назад. Следовательно, возраст субстрата, который был активизирован в дальсландское время, должен значительно превосходить 1700 млн. лет и соответствовать возрасту свекофенских образований, не затронутых активизацией, окончательный метаморфизм которых происходил 1800 ± 100 млн. лет назад (см. главу IV).

Представляется реальным, что часть интрузий основных пород могла сформироваться около 1200 млн. лет назад; этим возрастом датируются многочисленные дайки основных пород в иотнийских образованиях [141]. Влияние дальсландской активизации, по-видимому, не ограничилось только самой юго-западной частью Балтийского щита, а проявилось значительно шире. О некотором прогреве пород около 1000 млн. лет назад говорят результаты измерения возраста пород по трекам осколков деления урана и по параметру решетки, выполненные для многих пород, в частности для гранитов рапакиви [140], что свидетельствует о существовании термического отжига цирконов примерно в это время.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРИИ ПО ДАННЫМ U—Pb МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Большие успехи, достигнутые в последние годы в области датирования пород U—Pb изотопным методом по акцессорным цирконам, дали возможность не только надежно устанавливать возраст гранитоидов, но и подойти к оценке длительности процессов вулканизма по цирконам вулканогенных пород, времени становления интрузий основных пород, к определению этапности процессов метаморфизма при сочетании тщательного минералого-геохимического изучения цирконов с рассмотрением U—Pb изотопной системы в них. Все это позволяет рассматривать данный метод как один из ведущих при расшифровке длительной геологической истории докембрийских щитов [5]. Анализ геологического материала, изложенного в предыдущих главах, позволяет наметить основные рубежи в докембрии Балтийского щита. Предлагаемая нами геохронологическая схема докембрия Балтийского щита изображена на рис. 51.

Несмотря на огромный накопленный к настоящему времени геохронологический материал (около 800 измерений абсолютного возраста различных пород U—Pb изотопным методом по акцессорным цирконам), в пределах Балтийского щита не удалось выявить древнейшего ядра с возрастом, превышающим 3400—3500 млн. лет. Подобные ядра выявлены и надежно геохронологически обоснованы далеко не во всех докембрийских щитах. Главная сложность их выявления заключается в том, что два основных типа образований, представляющих раннюю кору Земли, — гранит-зеленокаменная ассоциация пород и высокометаморфизованные плагиогнейсы, характерны не только для самого раннего этапа развития земной коры (> 3500 млн. лет назад), но и для всех последующих эпох ее наращивания, когда оно происходило за счет значительного поступления и дифференциации вещества верхней мантии. Подобные образования характеризуются общими геохимическими особенностями, такими, как низкое содержание литофильных элементов, низкое отношение K/Na, легкий состав редких земель, низкое первичное отношение изотопов стронция, хондритовое первичное отношение изотопов неодима. Так, часто формации — претенденты на роль древнейших ядер, выделяемые по геологическим данным и обоснованные геохимически, не подтверждают своего возрастного положения тщательно проведенными геохронологическими исследованиями. Именно эта картина и наблюдается сейчас для Балтийского щита. Не подтвердился древнейший возраст гранулитов и мигматитов Лофонтезовских островов, не подтверждается геохронологическими данными и выделение в качестве древнейшего ядра, значительно оторванного во времени от зеленокаменных поясов, олигоклазовых гранитов Центральной Карелии и Кольского полуострова.

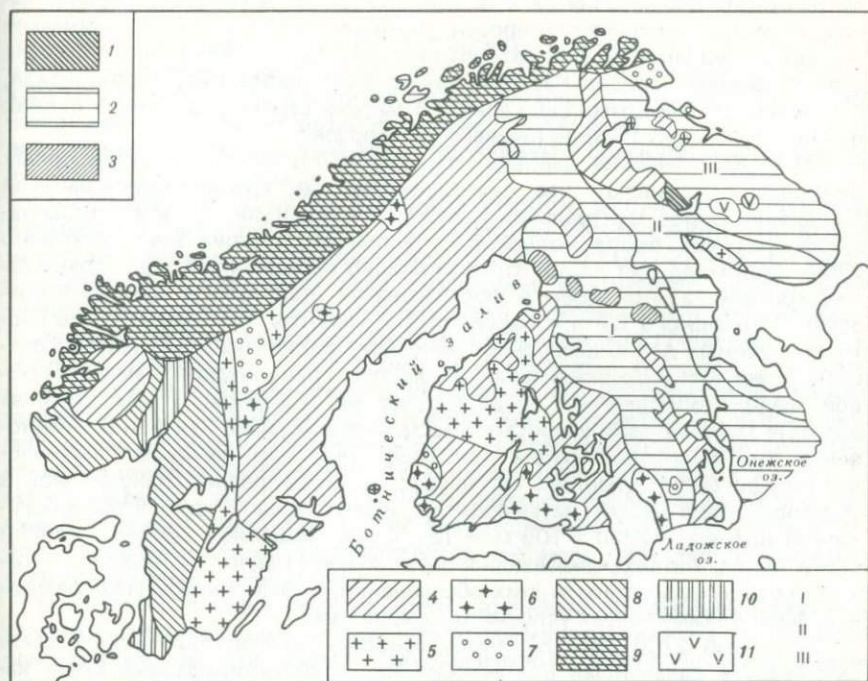


Рис. 51. Геохронологическая схема докембрия Балтийского щита, составленная по данным измерения возраста аксессуарных цирконов пород V—Pb методом

1 — массив основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр; 2 — архей Балтийского щита (3000—2600 млн. лет назад); 3 — глубинный магматизм (2400 млн. лет назад); 4 — свеко-карельские образования (2400—1850 млн. лет назад); 5 — свекофенский магматизм (1900—1750 млн. лет назад); 6 — граниты рапакиви (1670—1540 млн. лет назад); 7 — образования иотния и субиотния (1750—1670, 1540—1270 млн. лет назад); 8 — зона дальсландской активизации (1100—900 млн. лет назад); 9 — каледониды; 10 — пострифейский чехол Восточно-Европейской платформы; 11 — платформенные образования фанерозоя

Аксессуарные цирконы из всех этих образований не дают возрастов, превышающих 2800—2900 млн. лет.

Если нет пока геохронологического подтверждения существования в пределах Балтийского щита ядра с возрастом, превышающим 3500 млн. лет, аналогичного, в частности, ядрам Северо-Атлантического (Гренландия — Лабрадор) и Южно-Африканского (Розезия, Барбертон) кратонов, то наиболее проявленной эпохой формирования континентальной коры в докембрии Балтийского щита, создавшей около 50% его поверхности на современном срезе, явилась родезийская эпоха, охватывающая интервал времени от 2900 до 2600 млн. лет назад.

Массовые измерения возраста аксессуарных цирконов как для гранитоидных пород Центральной Карелии и Финляндии — области развития пород гранит-зеленокаменной ассоциации, так и для гнейсов и гранито-гнейсов высокометаморфизованных кольской и беломорской серий датируют практически один и тот же интервал времени 2900—2600 млн. лет назад. В истории геологического изучения этих комплексов существова-

ли тенденции в отнесении их к различным временным этапам формирования. В составе нижнего протерозоя, значительно оторванного во времени от пород фундамента, рассматривались осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных поясов Карелии, такие, как гимольская, парандовская, бергаульская, тикшозерская серии. Во многих стратиграфических схемах они являлись стратотипами нижнего протерозоя.

Геохронологические данные, изучение U—Pb возрастов акцессорных цирконов показывают, что формирование как гранит-зеленокаменной ассоциации пород Центральной Карелии и Финляндии, так и высокометаморфизованных пород кольской и беломорской серии шло синхронно 2900—2600 млрд. лет назад, отражая мощно проявленный этап наращивания континентальной коры и формирования стабильного кратона в пределах Балтийского щита. Следует особо отметить, что анализ U—Pb изотопных данных для акцессорных цирконов, выделенных из гнейсов кольской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, опровергает представление об исходном, более древнем возрасте гранулитовой фации метаморфизма в истории Земли и возникновении амфиболитовой фации при диафорезе гранулитовой. Первично-метаморфогенные цирконы из гнейсов кольской серии, гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма имеют один и тот же радиологический возраст — 2700 ± 100 млн. лет. Существование в пределах единой серии пород, метаморфизованных в различной степени, не является отражением разновозрастности этих образований, а лишь показателем различных физико-химических условий метаморфизма.

Созданный 2700 млн. лет назад основной кратон Балтийского щита выступает в дальнейшей его истории как стабилизированный блок, характеризующийся односторонне направленным поднятием и активной денудацией. Более поздний магматизм в его пределах развивается по зонам глубинных разломов и носит большей частью платформенный характер. Наиболее ранним магматизмом платформенного типа, проявившимся вдоль зон глубинных разломов, явилось становление расслоенных интрузий основных пород и глубинных чарнокитов, внедрившихся около 2400 млн. лет назад.

Дальнейшая геологическая история Балтийского щита связана с заложением крупных геосинклинальных поясов к юго-западу от древнего кратона. В различных фациальных зонах свеко-карельских геосинклинальных поясов идет мощное синхронное накопление терригенно-вулканогенных толщ, сопровождаемое внедрением крупных синорогенных интрузий. Наиболее крупным гранитоидным массивом, занимающим большую часть территории Южной Финляндии, является Центрально-Финляндский массив. Данные цирконометрии определяют возможный возрастной интервал накопления этих толщ, включающих ятулий, калевий, свекофений, ладожскую формацию и, по-видимому, лапландские гранулиты, в 2400—1900 млн. лет назад (различие абсолютного возраста цирконов в гальке базальных конгломератов в этих формациях и в синорогенных интрузиях). О наличии стабильного режима в свеко-карельское время в пределах ранее сформированного кратона Балтийского щита говорит тот факт, что именно к этому моменту — около 1900 млн. лет назад — в пределах Кольского региона шло формирование типично платформенных интрузий щелочного состава. С концом беломорского тектоно-магматического этапа связан метаморфизм свеко-карельских образований, для которого характерно возникновение метаморфической зональности от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма. Изучение U—Pb изотопной

системы в акцессорных цирконах показывает, что возникновение метаморфической зональности в пределах различных фациальных зон свеко-карельской геосинклинали происходило синхронно около 1850 млн. лет назад. Несколько более высокий возраст (1900 млн. лет) имеют гранулиты Лапландии, но для этой зоны характерны и более высокие возрасты внедрения синорогенных интрузий.

Заключительная фаза тектоно-магматической активности в пределах Балтийского щита проявилась в образовании посторогенных гранитных интрузий в пределах свеко-карельского пояса 1800—1750 млн. лет назад и повторной активизации всей территории Балтийского щита, выразившейся в появлении небольших массивов калиевых гранитов в пределах Кольского региона и возникновении промышленных слюдяных и керамических пегматитов в беломорском и кольском регионах. Наиболее стабильно в фазу беломорской активизации вел себя гранит-зеленокаменный регион Центральной Карелии и Финляндии, где активизация проявила себя лишь в общем прогреве пород, нивелировавшем U—Pb возрасты слюд и калиевых полевых шпатов. С окончанием беломорского тектоно-магматического этапа связано установление платформенного режима уже в пределах практически всей территории Балтийского щита. В небольших грабенообразных впадинах по окраине щита идет накопление осадочных образований ютния.

Магматизм платформенного этапа проявился внедрением массивов гранитов-рапакиви вдоль мощной зоны глубинного разлома, опоясывающей Балтийский щит с юга. Радиологические данные по акцессорным цирконам говорят о многофазности и длительности становления этих дифференцированных интрузий, охватывающих интервал времени почти в 150 млн. лет (1670—1540 млн. лет назад). Последняя докембрийская эпоха повторной магматической активизации проявилась уже более локально преимущественно на самом юго-западе территории в пределах Южной Норвегии и имела место около 1000 млн. лет назад. Она сопровождалась становлением интрузий различного состава, интенсивным метаморфизмом пород вплоть до возникновения образований гранулитовой фации.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Наиболее ранняя эпоха образования супракрустальных и магматических комплексов в пределах Балтийского щита, приведшая к возникновению в его пределах стабильного кратона, датируется по акцессорным цирконам 2900—2600 млн. лет назад. К ней относится формирование как гранит-зеленокаменной ассоциации Центральной Карелии и Центральной Финляндии, так и супракрустальных комплексов кольской и беломорской серий, окончательный метаморфизм которых, завершивший их консолидацию и проявившийся синхронно в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма, происходил 2700 ± 100 млн. лет назад.

2. Выполненные U—Pb исследования изотопных систем акцессорных цирконов гранитоидов показали, что формирование зеленокаменных поясов Карелии (гимольская, парандовская, бергаульская, тикшозерская серии), рассматриваемых по геологическим соображениям в составе нижнего протерозоя, формировались в архее 2900—2700 млн. лет назад.

3. Нарастание щита, сопровождаемое проявлениями тектоно-магматической активности, происходило дискретно в сравнительно короткие интервалы времени. Наиболее проявленными эпохами магматизма, характерными и для других докембрийских щитов мира, явились эпохи 2700 ± 100 ; 1800 ± 100 и 1000 ± 1000 млн. лет назад. Для Балтийского щита установлены две фазы магматизма, характеризующие формирование интрузий платформенного типа: 2400 ± 50 и 1600 ± 50 млн. лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бантова М.А., Левковский Р.З., Шарков Е.В. Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 74—86.
2. Барт Т., Рейтак П. Докембрий Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 27—98.
3. Беломорский комплекс Северной Карелии/К.А. Шуркин, Н.В. Горлов, М.Е. Салье и др. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, 307 с.
4. Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. М.: Наука, 1971, с. 85—97.
5. Бибикова Е.В. Циркон как изотопный геохронометр. — Геохимия, 1977, № 3, с. 382—393.
6. Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макаров В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 25—33.
7. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Краснобаев А.А. О беломорской фазе метаморфизма в ильменогорском комплексе. — Докл. АН СССР, 1973, 208, № 5, с. 1165—1167.
8. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология беломорского блока. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 419—428.
9. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664—675.
10. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Мельникова Г.Л. О возрасте Карельской формации. — Геохимия, 1964, № 8, с. 754—757.
11. Бибикова Е.В., Шемякин В.М., Шулешко И.К., Грачева Т.В. О возрасте эндрбитов и ультраметаморфических гранитоидов Восточно-Финляндского антиклинального поднятия. — В кн.: Тр. XVIII сессии Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М.; Л.: Наука, 1976, с. 128—135.
12. Богданов Ю.Б. О так называемых конгломератах кольской серии в районе хребта Чуна-Монча-Волчы тундры на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. М.: Наука, 1971, с. 199—205.
13. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1968. 168 с.
14. Великославинский Д.А. Петрология Выборгского массива рапакиви. — В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 3. 139 с.
15. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 180 с.
16. Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав свинцов Балтийского щита. — Геохимия, 1959, № 7, с. 571—608.
17. Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронология докембрия Восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и геохронология. — М.: Наука, 1964, с. 185—204.
18. Володичев О.И. Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 43—56.
19. Вяйрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1959. 293 с.

20. *Гейер П.* Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 98—154.
21. *Гиллярова М.А.* Базальные образования карелия (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. — Вестн. ЛГУ, 1963, № 18, с. 15—28.
22. *Глебова-Кульбах Г.О.* Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии. — В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 93—111.
23. Геологическое развитие зон подвижных поясов (Северное Приладожье) *Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, А.С. Сергеев и др.* Л.: Наука, 1970, 228 с.
24. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область/ Под ред. Л.Я. Харитонова. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 715 с.
25. Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР/ Под ред. П.Я. Антропова. М.: Госгеолтехиздат, 1960, 740 с.
26. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита *С.Б. Лобач-Жученко, К.О. Кратц, Э.К. Герлинг и др.* Л.: Наука, 1972, 192 с.
27. *Герлинг Э.К., Масленников В.А., Морозова И.М.* Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967, с. 47—61.
28. *Герлинг Э.К., Полканов А.А.* Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. — Геохимия, 1958, № 8, с. 695—717.
29. *Горлов Н.В.* Структура беломорид. М.: Наука, 1967, 110 с.
30. *Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Лобач-Жученко С.Б.* Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb—Sr методом на породах в целом. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 215—232.
31. *Горощенко Г.Л.* Циркон как один из критериев первичной природы пород гранулитовой формации Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1968, 183, № 1, с. 185—189.
32. Гранулитовая фация метаморфизма *Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.В. Климов и др.* Л.: Наука, 1972. 256 с.
33. *Ермолаев Н.П.* Физико-химические закономерности перераспределения радиоактивных элементов при прогрессивном метаморфизме горных пород. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 140—146.
34. *Жданов В.В.* Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой серии Русской Лапландии. — М.: Наука, 1966. 66 с.
35. *Жиров К.К., Шестаков Г.И., Рюнгенен Г.И., Кравченко Э.В.* Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 9, с. 3—32.
36. *Жирова В.В., Зыков С.И., Тугаринов А.И.* О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова. — Геохимия, 1961, № 2, с. 1043—1052.
37. Земная кора Восточной части Балтийского щита *К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский и др.* Л.: Наука, 1978. 228 с.
38. *Зыков С.И., Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. — Геохимия 1964, № 4, с. 307—314.
39. *Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаев В.С.* Основной и ультраосновной комплекс Монча-Волчьих тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.
40. *Комаров А.Н., Шуколюков Ю.А., Сковородкин Н.В.* Исследование содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления. — Геохимия, 1967, № 7, с. 763—775.
41. *Корсакова Н.Л.* Комплекс гранулитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карельской АССР: Тез. докл. Петрозаводск: Карелия, 1969, с. 47—48.
42. *Краснобаев А.А.* О некоторых особенностях состава и строения цирконов гипабиссальных гранитов. — Докл. АН СССР, 1973, 231, № 1, с. 184—186.
43. *Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юников Б.А., Новоселов Б.К.* О радиационной и генетической природе метамиктности цирконов. — Геохимия, 1974, № 2, с. 261—276.
44. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. — В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16. 209 с.
45. *Кратц К.О., Левченков О.А., Шулешко И.К., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н.* Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1191—1194.
46. *Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б.* Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита — геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 3—31.

47. *Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Шулешко И.К., Байкова В.С.* О находке древних конгломератов на территории Ц. Карелии и их значение для стратиграфии раннего докембрия. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 1, с. 142—144.
48. *Кратц К.О., Шуркин К.А.* Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Проблема IX. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—21.
49. *Лобач-Жученко С.Б.* Граниты и гранитообразование в эволюции континентальной коры Балтийского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ, АН СССР, 1977.
50. *Лобач-Жученко С.Б.* Основные проблемы геологии гранитозеленокаменных областей раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 46—58.
51. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы гранитоидов Советского Союза. М.: Наука, 1967. 240 с.
52. *Макеев А.Ф., Левченко О.А., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Шуколюков Ю.А.* Изучение миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения. — Радиохимия 1978, 20, с. 439—445.
53. *Макеев А.Ф., Мельников Н.Н., Шуколюков Ю.А.* Физико-химическая природа линейной корреляции между изотопными отношениями свинца и урана в цирконах. В кн.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. (ротапринт). М., 1978, с. 204.
54. *Макиевский С.И., Николаева К.А.* О стратиграфических взаимоотношениях осадочно-метаморфических пород докембрия на северо-западе Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34—41.
55. *Масленников В.А.* Древнейший докембрий Кольского полуострова: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1968.
56. *Ненадкевич К.А.* О химическом составе уранинитов Карелии и отношении в них свинца к урану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1926, с. 20—32.
57. *Полканов А.А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1935. 564 с.
58. *Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — В кн.: Междунар. геол. конгр.: Тр. XVII сессии, 1939, т. 2. 153 с.
59. *Полканов А.А., Герлинг Э.К.* Применение К—Ag и Rb—Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 7—42.
60. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронологические реперы в докембрии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978, 250 с.
61. *Робонен В.И.* Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии. — В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974, с. 145—157.
62. *Ронов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Мигдисов А.А.* Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных пород. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 84—108.
63. *Симонен А.* Обзор геологии комплекса основания в Восточной Финляндии. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 211—218.
64. *Синицын А.В., Корсакова М.А.* О докембрии и метаморфических фациях Ребальско-Музерского района центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. М.: Наука, 1971, с. 52—60.
65. *Соботович Э.В., Гращенко С.Н., Александрук В.М., Шац М.Н.* Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10, с. 3—15.
66. *Соколов В.А.* Геология, литология, палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 215 с.
67. *Соколов В.А.* Проблемы геологии образований конца раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 218—229.
68. *Соколова В.Н.* Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр. — Сов. геол., 1976, № 6, с. 100—110.
69. Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия Восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. 179 с.
70. *Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К.* Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85—103.
71. *Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород ладожской формации. — В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4. 195 с.

72. Тимофеев В.М. Петрография Карелии. — В кн.: Петрография СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1935. Сер. 1, вып. 5, 256 с.
73. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология древнейших формаций Кольского полуострова. — Геохимия, 1975, № 9, с. 1275—1281.
74. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. О новой фазе магматизма в Беломорье. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 83—86.
75. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. — Геохимия, 1970, № 3, с. 303—308.
76. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горощенко Г.А. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1052—1060.
77. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. О геохронологии беломорской формации. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 120—124.
78. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Цирконовая хронология Восточной части Балтийского щита. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 218—220.
79. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Шулешко И.К., Грачева Т.В., Макаров В.А. Уран-свинцовое датирование метаморфических пород Северного Приладожья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 21—36.
80. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970, с. 432.
81. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Бибикова Е.В. Возраст древнейших формаций Европейского докембрия. — Геофиз. бюл. 1964, № 15, с. 38—43.
82. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966, 360 с.
83. Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. — Петрозаводск: Карелия, 1970, 285 с.
84. Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.
85. Шемякин В.Н., Шуркин К.А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 225—231.
86. Шестаков Г.И. Диффузия свинца в монаците, цирконе, сфене, апатите. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1197—1205.
87. Шуколюков Ю.А. Об интерпретации несовпадающих значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. — Геохимия, 1964, № 9, с. 985—993.
88. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974, 207 с.
89. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрийский Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 154—262.
90. Åberg G. Precambrian geochronology of south-eastern Sweden. — Geol. fören. förhandl. 1978, 100, p. 1—37.
91. Ahrens L. The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites. — Geochim. cosmochim. Acta, 1955, 7, N 2, p. 294—300.
92. Allègre C.Y., Albarède F., Grünenfelder M., Köppel V. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ — $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. — Contribs Mineral. Petrol., 1974, 43, N 3, p. 163—194.
93. Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, p. 2175—2200.
94. Appel P.W.U., Moorbath S., Taylor P.N. Least radiogenic terrestrial lead from Isua, West Greenland. — Nature, 1978, 272, N 5653, p. 524.
95. Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. — Geochim. cosmochim. acta, 1975, 39, N 2, p. 325—361.
96. Baadsgaard H. Further U—Pb dates on zircons from the early Precambrian rocks of the Godthaabsfjord area, West Greenland. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, 33, N 2, p. 261—267.
97. Baadsgaard H., Lambert R.St.J., Krupicka J. Mineral isotopic age relationship in the polymetamorphic Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland. — Geochim. cosmochim. Acta, 1976, 40, N 5, p. 513—529.
98. Barton J.M.Jr. Rb—Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3, 6 b.y. Hebron gneiss, Labrador. — Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 27, N 3, p. 352—369.
99. Birck J.L., Allègre C.Y. ^{87}Rb — ^{87}Sr systematics of Muntsche Tundra mafic pluton (Kola Peninsula USSR). — Earth Planet. Sci. Lett., 1973, 20, N 2, p. 266—273.

100. *Boltwood B.B.* On the ultimate desintegration product of the radio-active elements. P. 2. The desintegration products of uranium. — *Amer. J. Sci.*, 1907, **23**, p. 77.
101. *Bridgewater D., Collerson K.D.* The major petrological and geochemical character of the 3,6 Uivak gneisses from Labrador. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1976, **54**, N 1, p. 43–61.
102. *Bridgewater D., Fyfe W.S.* The pre 3 b.y. crust. Fact fiction — fantasy. *Geosci. Canada*, 1974, **1**, N 3, p. 7–11.
103. *Caruba R., Baumer A., Mano J., Turco G.* Etude comparative des propriétés respectives des zircons hydroxylés et des zircons métamictes naturel hypothèse de genèse des malacons. — *Petrologie*, 1975, **1**, N 1, p. 57–70.
104. *Corfu F.* Comparison of U–Pb system in zircons, monazites and sphenes. A contribution to the geochronology of the Precambrian basement of central South Norway. — In: Short papers of the fourth International conference. Geochronology, cosmochronology, isotope geology, 1978, *Geol. Surv. Open-File Report* 78, 701, p. 81–83.
105. *Craig M.* Zircon lead loss: a kinetic model. — *Science*, 1968, **159**, N 3813, p. 447.
106. *Davis G.* The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. — *Carnegie Inst. Wash., Yearbook* 76, 1977, p. 631.
107. *Davis G.* Zircons from the mantle. — In: Short papers of the fourth International Conference. Geochronology, cosmochronology, isotope geology, 1978, *Geol. Survey Open-File Report* 78, 701, p. 86–88.
108. *Davis G.R., Hart S.R., Tilton G.R.* Some effects of contact metamorphism on zircon ages. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1968, **45**, N 1, p. 115–124.
109. *Deliens M.* Principal results of the infrared analysis of metamict zircons dated by the U/Pb method. — *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 1974, **96**, p. 275–287.
110. *Deliens M., Delhal J., Tarte P.* Metamictization and U–Pb systematics — a study by infrared absorption spectrometry of Precambrian zircons. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, **33**, N 3, p. 331–344.
111. *Ducrot J., Lancelot J.R.* Probleme de la limite Précambrien Cambrien: étude radiochronologique par la méthode U–Pb sur zircons du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas marocain). — *Can. J. Earth Sci.*, 1977, **14**, N 12, p. 2771.
112. *Faerbairn H.W., Hurley P.M.* Radiation damage in zircon and its relation to ages of Paleozoic igneous rocks in northern New England and adjacent Canada. — *Trans Amer. Geophys. Union*, 1957, **38**, p. 99–107.
113. *Gancarz A.J., Wasserburg G.J.* Initial Pb of the Amitsoq gneiss, West Greenland and implications for the age of the Earth. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 1977, **41**, N 9, p. 1283–1303.
114. *Gebauer D., Grünenfelder M.* U–Pb zircon and Rb–Sr whole rock dating of low-grade metasediments. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1976, **59**, N 1, p. 13–32.
115. *Gebauer D., Grünenfelder M.* U–Pb Systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of Central Europe. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1977, **65**, N 1, p. 29–35.
116. *Gebauer D., Grünenfelder M.* U–Pb zircon dating of alpine-type garnet — peridotites. — In: Short papers of the fourth International Conference, Geochronology, cosmochronology, isotope geology, 1978, *Geol. Surv. Open-File Report.*, 78, 701, p. 135–137.
117. *Goldich S.S., Hedge C.G., Stern T.W.* Age of the Motron and Montevideo gneisses and related rocks' southwestern Minnesota. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970, **81**, N 12, p. 3671–3696.
118. *Goldich S.S., Mudrey M.G.* Dilytancy model for discordant U–Pb zircon ages. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1969, **80**, N 1, p. 17.
119. *Görz H.* Microprobe. studies of inclusions in zircons and compilation of trace elements in zircons from the literature. — *Chem. Erde*, 1974, **33**, N 4, p. 326–357.
120. *Görz H., White E.W.* Miner and trace elements in HF soluble zircons. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1970, **29**, N 1, p. 180–182.
121. *Grauert B., Sutz M.G., Soptrajanove G.* Uranium and lead gain of detrital zircon studied by isotopic analyses and fission-track mapping. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1974, **21**, N 2, p. 389–399.
122. *Grünenfelder M., Hanson G.N., Brunner G.O., Eberhard E.* U–Pb discordance and phase unmixing in zircons. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966, **77**, N 3, p. 1202.
123. *Gulson B.L., Krough T.E.* Old lead components in the young Bergell Massif south-east Swiss Alps. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1973, **40**, N 2, p. 239–252.
124. *Hamilton P.J., O'Nions R.K., Evensen N.M.* Sm–Nd isotopic investigations of Isua supracrustals and implications for mantle evolution. — *Nature*, 1978, **242**, N 5648, p. 41.
125. *Harris Rae L.* Displacement of relict zircons during growth of feldspathic porphyroblasts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, **88**, N 12, p. 1711–1718.

126. *Hawkesworth C.J., Moorbath S., O'Nions R.K., Wilson J.F.* Age relationships between greenstone belts and granites in the Rhodesian Archean craton. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1975, 25, N 2, p. 251–262.
127. *Heier K.S., Compston W.* Interpretation of Rb–Sr age pattern in high–grade metamorphic rocks, North Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1969, 49, p. 257.
128. *Heier R.S., Thoresen K.* Geochemistry of high-grade metamorphic rocks, Lofoten Vesteralen, North Norway. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, N 1, p. 89.
129. *Higgins M.W., Sinha A.K., Zartman R.E., Kirk W.S.* U–Pb zircon dates from the central appalachian Piedmont: a possible case of inherited radiogenic lead. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, 88, N 1, p. 125–132.
130. *Holland H.D., Gottfried D.* The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. *Acta Cryst.*, 1955, 8, N 3, p. 291–300.
131. *Hoppe G.* Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirconen. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1962, 98, N 1, S. 35–50.
132. *Hoppe G.* Morphologische Untersuchungen als Beiträge zu einigen Zircon – Alterbestimmungen. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1964, 102, N 1, S. 34–45.
133. *Hurst R.W.* Sr evolution in the West Greenland – Labrador craton a model for early Rb depletion in the mantle. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, 42, N 1, p. 3–27.
134. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* — Interpretation of Nd, Sr and isotope data from Archean migmatites in Lofoten – Vesteralen, Norway. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, 41, N 3, p. 245–253.
135. *Jahn B.M., Condie K.C.* On the age of Rhodesian greenstone belts. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 57, N 3, p. 225–234.
136. *Jahn E.M., Shih C.Y.* On the age of Onverwacht Group, Swaziland Sequence South Africa. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 38, N 4, p. 873–885.
137. *Koppel V., Grünenfelder M.* A study of inherited and newly formed zircon from paragneisses and granitised sediments of the Strona – Ceneri – Zone (southern Alps). *Schweiz. Miner. petrogr. Mitt.*, 1971, 51, 2/3, p. 385–409.
138. *Koppel V., Grünenfelder M.* Concordant U–Pb ages of monazites and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 1975, 55, N 1, p. 120–132.
139. *Koppel V., Sommerauer J.* Trace elements and the behaviour of the U–Pb system in inherited and newly formed zircons. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1974, 43, N 1, p. 71–82.
140. *Kouvo O.* Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals. — *Bull. Commiss. géol. Finland*, 1958, 182, p. 1–70.
141. *Kouvo O.* Kallioperämmä kronost ratigrafasta. — In: *Stratigrafiasymposium 08.09.76. Suome Geologinen Seura and Geologiliitto R.Y Koulutusmoniste*, 1976, N 2, p. 1–13.
142. *Kouvo O.* The use of the mafic pegmatoids in Geochronology. — In: *European colloquium on geochronology, Abstracts*, 1977, p. 78.
143. *Kouvo O., Kulp J.L.* Isotopic composition of Finnish galenas. — *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 1961, 91, p. 476–491.
144. *Kouvo O., Tilton G.R.* Mineral ages from the Finnish Precambrian. — *Geol.*, 1966, 74, N 4, p. 421–442.
145. *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 3, p. 485.
146. *Krogh T.E., Davis G.L.* The significance of inherited zircons of the age and origin of igneous rocks. An invest of the age of Labrador acaemellites. — *Carnegie Inst. Wash.* 1973, Year Book, 72, p. 610–613.
147. *Krogh T.E., Davis G.L.* Alteration in zircons with discordant U–Pb ages. — *Carnegie Inst. Wash.* 1974, Year Book 73, p. 560–567.
148. *Krogh T.E., Davis G.L.* Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. — *Carnegie Inst. Wash.*, 1975, Year Book 74, p. 619.
149. *Kulp J.L., Eckelman W.R.* Discordant U–Pb ages and mineral type. — *Amer. Mineral.*, 1957, 42, N 1, p. 154–164.
150. *Lancelot J., Vitrac A., Allègre C.J.* Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: a study of complex geological history within a single rock. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 29, N 2, p. 247–262.
151. *Marshall B.* Zircon behaviour during extreme metamorphism. — *Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.* 1969, 2, p. 349–351.
152. *Mattinson J.M.* Emplacement history of the Tatoosh volcano-plutonic complex, Washington: Ages of zircons. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, 88, N 10, p. 1509–1514.
153. *Meriläinen K.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. — *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1976, 281, p. 1–129.

154. *Mishard-Vitrac A., Lancelot J., Allegre C.J., Moorbath S.* U-Pb ages of a single zircon from the Early Precambrian rocks West Greenland and the Minnesota River-Valley. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, **35**, N 3, p. 449.
155. *Moorbath S.* Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. — *Chem. Geol.*, 1977, **20**, N 2, p. 151–187.
156. *Moorbath S., Pankhurst R.J.* Further Rb–Sr age and isotope evidence for the nature of the late Archean plutonic event in West Greenland. — *Nature*, 1976, **262**, N 5564, p. 124–126.
157. *Moorbath S., Wilson J.F., Cotterill P.* Early Archean age for the Sebakwian Group at Selukwe Rhodesia. — *Nature*, 1976, **264**, N 5586, p. 536–538.
158. *Nier A.O.* The isotopic composition of radiogenic leads and the measurement of geological time. — *Phys. Rev.*, 1939, **55**, p. 153.
159. *Nunes P.D., Thurston P.C.* Evolution of single greenstone belt over 220 mln. years — a zircon study of the Uchi Lake area northwestern Ontario. — In: Short papers of the Fourth International Conference. Geochronology, cosmochronology, isotope geology, 1978, *Geol. Surv. Open-File Report*, 78, 701, p. 313–315.
160. *O'Nions R.K., Baadsgaard H.* A radiometric study of polymetamorphism in the Bamble region, Norway. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1974, **34**, N 1, p. 1–21.
161. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Early Archean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978, **38**, N 1, p. 211.
162. *Pasteels P., Michot J.* Geochronological investigation of the metamorphic terrain of Southwestern Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1975, **55**, p. 111–134.
163. *Pavlovic S. and Krstanovic J.* Sur les possibilités de détermine nation d'âge absolu d'après les mesures cristallographyques du zircon. — *Sci. Terre*, 1965, **10**, N 2, p. 285–290.
164. *Pidgeon R.T.* 3450 my old-volcanics in the archaen layered greenstone succession of the Pilbara block, Western Australia. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, **37**, N 3, p. 421–428.
165. *Pidgeon R.T., Aftalion M.* The geochronological significance of discordant U-Pb ages of oval-shaped zircons from a Lewisian gneiss from Harris, Outer Hebrides. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1972, **17**, N 2, p. 269–274.
166. *Pidgeon R.T., Bowes D.R.* Zircon U–Pb ages of granulites from the Central Region of the Lewisian north — western Scotland. — *Geol. Mag.*, 1972, **109**, N 3, p. 247–258.
167. *Pidgeon R.T., Hoppood A.M.* Geochronology of Archean gneisses and tonalites from north of the Fredrikshavs iblkink S.W. Greenland. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, **39**, N 5, p. 1333–1346.
168. *Pidgeon R.T., O'Neil R.J., Silver L.T.* Observations on the crystallinity and the U–Pb system of a metamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions. — *Fortschr. Mineral.*, 1973, **50**, N 3, p. 118.
169. *Pidgeon R.T., O'Neil J.R., Silver L.T.* Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. — *Science*, 1966, **154**, p. 1538–1540.
170. *Piirainen T., Hugg R., Isohani M., Joupperi A.* On the geotectonics and ore forming processes in the basic intrusive belts of Kemi-Suhalko, and Sjöte-Näränkävaa, northern Finland. — *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1974, **46**, N 2, p. 93–104.
171. *Poldervaart A.* Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1955, **253**, N 2, p. 433–461.
172. *Poldervaart A.* Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1956, **254**, N 3, p. 521–554.
173. *Raheim A., Pidgeon R.T.* Geochronological investigation of the gneisses and minor intrusive rocks from Kristiansund, West Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1972, **52**, p. 241–256.
174. *Romans P.A., Brown L., Whilt J.* An electron microprobe study of Y, REE, and phosphorus distribution in zoned and ordinary zircons. — *Amer. Mineral.*, 1975, **60**, N 5, p. 475.
175. *Sakko M.* Varhais-karjolaisten metadiabaasien radiometrisiä zirconikiä. English summary. — *Geologi*, 1971, **23**, N 9/10, p. 117–119.
176. *Sakko M., Laajoki K.* Whole rock Pb–Pb isochron age for the Paakkö iron formation in Yäyry länkyä, south Poulanka area, Finland. — *Bull. geol. Soc. Finland*, 1975, **47**, p. 113–116.
177. *Saxena S.K.* Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. — *Sedimentology*, 1966, **1**, N 1, p. 20–35.
178. *Schärer U.* Rock deformation and zircon-sphene U–Pb dating. — In: Short papers of the Fourth International Conference. Geochronology, cosmochronology, isotope geology 1978, *Geol. Surv. Open-File Report*, 78, 701, p. 380–382.

179. *Schidlowski M.* Studies of zircons from quartzite xenolith in the Southern Bushveld norite and their significance for some aspects of the Bushveld petrogenesis. — Neues Jahrb. Miner. Abh. 1965, **100**, N 2, S. 145–163.
180. *Silver L.T., Deutsch S.* Uranium — lead isotopic variations in zircons: a case study. — J. Geol., 1963, **71**, N 6, p. 721–758.
181. *Simonem A.* Das finnische Grundgebirge. — Geol. Rundschau, 1971, **60**, H. 4, S. 250–261.
182. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo and cosmochronology. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, **36**, N 3, p. 359–362.
183. *Steiger R.H., Wasserburg G.J.* Systematics in the ^{208}Pb – ^{232}Th , ^{207}Pb – ^{235}U and ^{206}Pb – ^{238}U systems. — J. Geophys. Res., 1966, **71**, p. 6065–6090.
184. *Stern T.W., Phair G., Newell M.F.* Boulder Creek batholith, Colorado, P. 11: Isotopic age of emplacement and morphology of zircon. — Bull. Geol. Soc. Amer. 1971, **82**, N 3, p. 1615–1634.
185. *Stern T.W., Goldich S.S., Newell M.F.* Effects of weathering of the U–Pb ages of zircon from the Morton gneiss, Minnesota. — Earth Planet. Sci. Lett., 1966, **1**, N 1, p. 369–371.
186. *Taylor P.N.* An early Precambrian age for migmatitic gneisses from Vikan IBD Vesteralen, North Norway. — Earth Planet. Sci. Lett., 1975, **27**, N 1, p. 35–42.
187. *Tilton G.R.* Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. — J. Geophys. Res., 1960, **65**, p. 2933–2945.
188. *Vaasjoki M.* Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland, their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations. — Bull. Geol. Surv. Finland, 1977, **294**. 64 p.
189. *Vidal Ph., Tilton G.R.* Pb-Pb and Rb-Sr systematics of the Archean greenstone belt of Suomussalmi (Eastern Finland). — In: Short papers of the Fourth International Conference. Geochronology, cosmochronology, isotope geology 1978, Geol. Surv. Open-File Report, 78–701. p. 450.
190. *Wampler J.M., Kulp J.L.* Isotopic composition and concentration of Pb in some carbonate rocks. — Geol. Soc. Amer., 1962, Volume in honor of Buddington, p. 105–114.
191. *Wampler J.M., Kulp J.L.* An isotopic composition of lead in sedimentary pyrite. — Geochim. cosmochim. Acta, 1964, **28**, N 5, p. 1419–1458.
192. *Welin E., Blomqvist M.* Further age measurements of radioactive minerals from Sweden. — Geol. förh. Stockh. förh., 1966, **88**, p. 3–18.
193. *Wetherill G.W.* Discordant uranium — lead ages. — J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 10, p. 2957.
194. *Wetherill G.W.* Discordant uranium — lead ages. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, **37**, N 2, p. 320–326.
195. *Wetherill G.W., Kouvo O., Tilton G.R., Gast P.W.* Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. — J. Geol., 1962, **70**, N 1, p. 74–88.
196. *Wilson C.J.L.* Combined diffusion — infiltration of U in micaceous schists. A study using the fission track method. — Contribs. Mineral. Petrol., 1977, **65**, N 2, p. 171.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава I	
Цирконометрия — U—Pb изотопный метод измерения возраста пород по акцессорному циркону	5
Глава II	
Древнейшие породы Балтийского щита	19
Глава III	
Нижний структурный ярус Балтийского щита	26
Гранит-зеленокаменные породы Карелии и Центральной Финляндии ...	26
Беломорская формация	43
Формации Кольского региона	47
Магматизм	53
Чарнокиты глубинных разломов	53
Интрузии основных пород	58
Кварцевые порфиры	59
Глава IV	
Средний структурный ярус Балтийского щита	61
Ятулий	61
Ладожская формация	69
Калевий	78
Свекофений	80
Гранулитовая формация	84
Свекофенский магматизм	93
Глава V	
Верхний структурный ярус Балтийского щита. Граниты рапакиви	97
Глава VI	
Дальсландская активизация	107
Глава VII	
Этапы геологического развития Балтийского щита в докембрии по данным U—Pb метода датирования	118
Основные выводы	122
Литература	123

Алексей Иванович Тугаринов
Елена Владимировна Бибикина

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА
ПО ДАННЫМ ЦИРКОНОМЕТРИИ**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского*

Редактор *И.В. Матвеева*
Редактор издательства *И.А. Клинцева*,
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технические редакторы
Г.П. Каренина, Г.И. Астахова

ИБ № 17238

Подписано к печати 26.08.80. Т - 16311
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,3+ 0,1 вкл.
Уч.-изд.л. 9.1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1598
Цена 1р. 40к.

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

1 р. 40 к.

3494