

**DE GRUYTER**



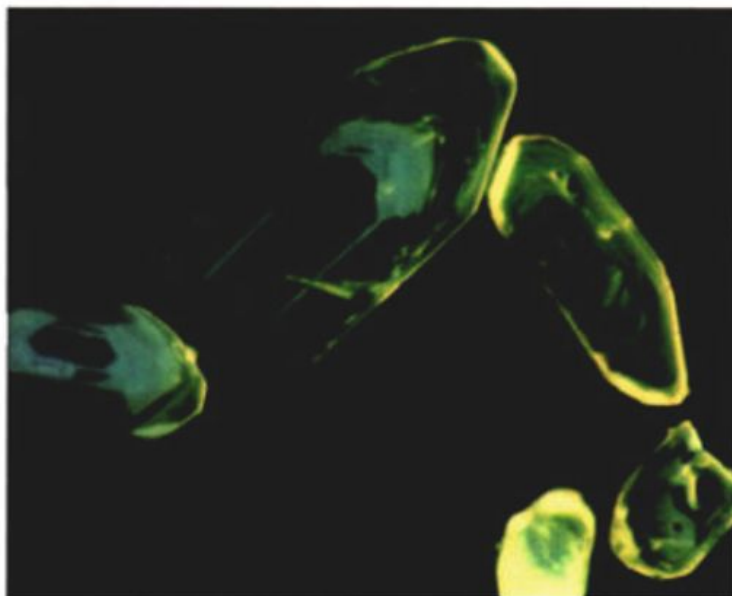
**REVIEWS in  
MINERALOGY &  
GEOCHEMISTRY**  
Volume 53 2003



# ZIRCON

EDITORS:

**John M. Hanchar & Paul W.O. Hoskin**



**MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA**

Paul H. Ribbe, *Series Editor*

**GEOCHEMICAL SOCIETY**

Jodi J. Rosso, *Series Editor*



# **Atlas of Zircon Textures**

**Fernando Corfu**

*Institute of Geology, University of Oslo P B 1047 Blindern N-0316  
Oslo, Norway*

**John M. Hanchar**

*Department of Earth and Environmental Sciences The George Washington  
University Washington, D.C. 20006*

**Paul W.O. Hoskin**

*Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie Albert-Ludwigs-Universität  
Freiburg D-79104 Freiburg, Germany*

**Peter Kinny**

*Department of Applied Geology Curtin University of  
Technology Perth WA 6845, Australia*

## **INTRODUCTION**

The mineral zircon is extremely variable both in terms of external morphology and internal textures. These features reflect the geologic history of the mineral, especially the relevant episode(s) of magmatic or metamorphic crystallization (and recrystallization), strain imposed both by external forces and by internal volume expansion caused by metamictization, and chemical alteration. The paper presents a selection of both the most typical, but also of the less common, features seen in zircon, categorized according to the different geological processes responsible for their formation. The atlas is intended as a general guide for the interpretation of zircon characteristics, and of related isotopic data.

Zircon has become one of the most widely used minerals for the extraction of information on the prehistory and genesis of magmatic, metamorphic and sedimentary rocks. Much of the geological usefulness of zircon stems from its suitability as a geochronometer based on the decay of U (and Th) to Pb, but in addition it is also the major host of the radiogenic isotopic tracer Hf, and it is used to determine oxygen isotopic compositions and REE and other trace element abundances, all of which yield useful clues concerning the history of the host rock, and in some case, the parent rock in which the precursor zircon crystallized.

One of the major advantages of zircon is its ability to survive magmatic, metamorphic and erosional processes that destroy most other common minerals. Zircon-forming events tend to be preserved as distinct structural entities on a pre-existing zircon grain. Because of this ability, quite commonly zircon consists of distinct segments, each preserving a particular period of zircon-formation (or consumption). A long experience and modern instrumentation and techniques have provided the "zircon community" the means to image and interpret preserved textures, and hence to decipher the history and evolution of a rock. One of the most critical tasks is the proper assignment of particular zircon domains or grains to a specific stage in the history of a rock. This is relatively simple and straightforward in many cases where a proper understanding of the geological setting, simple logical deduction, and common sense lead to unambiguous and straightforward interpretation

## **Атлас структур Цирконов**

Фернандо Корфу

Институт геологии Университета Осло

P B 1047 Blindern

N-0316 Oslo, Norway

Джон М. Ханчар

Отделение наук о Земле и наук об окружающей среде

Университет Джорджа Вашингтона

Washington DC 20006, USA

Пол У.О. Хоскин

Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie

Albert Ludwig-Universität Freiburg

D-79104 Freiburg, Германия

Питер Кинни

Отдел прикладной геологии

Технологический университет

Perth WA 6845, Australia

*Примечания переводчика даны курсивом (А.Ларионов)*

## ВВЕДЕНИЕ

Таблица 1.

Метод получения изображения	Сокращение
Бинокляр	BM
Микроскопия, проходящий свет	TL
Микроскопия, отражённый свет	RL
Картирование распределения U	UM
Катодолюминесценция	CL
Микроскопия, обратно-отражённые электроны	BSE
Микроскопия, вторичные электроны	SEM

Минерал циркон чрезвычайно изменчив как с точки зрения внешней морфологии, так и внутренних структур. Эти особенности отражают геологическую историю минерала, особенно соответствующие эпизод(ы) магматической или метаморфической кристаллизации (и рекристаллизации), напряжение, вызванное внешними силами или внутренним объемным расширением, вызванным метамиктизацией (*радиационным разрушением структуры*) и химическим изменением. Статья представляет собой выборку как наиболее типичных, так и менее распространенных черт строения, выявленных в цирконах, классифицированных по различным геологическим процессам, ответственных за их формирование. Атлас предназначен в качестве общего руководства для интерпретации характеристик циркона, и связанных с ними изотопно-геохимических данных.

Циркон стал одним из наиболее широко используемых минералов для получения информации о предыстории и генезисе магматических, метаморфических и осадочных пород. Польза циркона для геологии проистекает из его пригодности в качестве геохронометра на основе распада U (и Th) в Pb, но кроме того, он является также основным минералом-индикатором изотопного состава гафния ( $\epsilon\text{Hf}$ ), и он используется для определения изотопного состава кислорода и содержаний РЗЭ, а также концентрации других микроэлементов, каждый из которых даёт полезные подсказки, касающиеся истории вмещающих пород, а в некоторых случаях и исходной породы (протолита), в которой предшествующий циркон кристаллизовался.

Одним из основных преимуществ циркона является его устойчивость в магматических, метаморфических и эрозионных процессах, которые разрушают большинство других общераспространенных минералов. События, перобразующие циркон, как правило, сохраняются в качестве отдельных структурных единиц (доменов зерна, новых нарастаний), формирующихся на уже существующих зернах циркона. Из-за этой способности, довольно часто циркон состоит из отдельных доменов, каждый из которых отвечает определенному периоду его образования/преобразования (или его растворения). Многолетний опыт и

современная аппаратура и методы обеспечивают "цирконовое сообщество" средствами для получения изображения и интерпретации сохранившихся структур, и, следовательно, позволяют расшифровать историю и эволюцию породы. Одной из наиболее важных задач является правильная идентификация принадлежности отдельных доменов циркона или зерен к определенной стадии в истории породы. Это относительно просто во многих случаях, когда имеется правильное понимание геологической обстановки: тогда простая логическая дедукция и здравый смысл ведут к однозначному и простому толкованию. Но это может быть чрезвычайно сложной задачей в других случаях, когда интерпретация может более сильно быть затронута предвзятостью исследователя, нежели чисто объективными критериями. Примерами тому иногда бывают случаи датирования сложных гнейсовых террейнов, как недавно обсуждавшиеся раннеархейские гнейсы из Гренландии (например, Nutman et al. 1993, 2002; Whitehouse et al., 1999, Mayers and Crowley, 2000). Интерпретация возрастов и изотопных отношений находится под влиянием, с одной стороны, конкретных структурных соотношений и лито/петрологии объекта а, с другой стороны, характеристик проанализированных минералов, а наиболее часто - морфологическими и внутренними структурными характеристиками акцессорного циркона.

Цель этого текста является обзор различных структурных соотношений, наблюдаемых в цирконах и их связей с формированием конкретных пород и процессов их изменения. Подборка включает в себя и самые обычные, и редкие структуры, наблюдаемые в природе. Фотографии цирконов и рисунки приведены по категориям в соответствии с их предполагаемой генетической связью. Примеры, выбраны из наших собственных коллекций, получены от коллег и из литературы и, в основном, базируются на хорошо изученных геологических ситуациях, в которых геологический контекст обеспечивает достаточную меру уверенности в том, что интерпретация верна.

## ПОЛУЧЕНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ ЦИРКОНОВ

Обычно в породах (*в которых циркон может образоваться*) размер зёрен циркона варьирует в от около 20 до 200 мкм (Silver и Deutsch 1963). Большие зерна циркона, до нескольких см в ширину (или даже до 30 см длиной, например из карбонатитов из Северных территорий, Австралии), можно найти в гранитных пегматитах, сиенитах, кимберлитах и карбонатитах, в то время как очень маленькие (10-30 мкм) цирконы могут присутствовать в афанитовых вулканических породах и формироваться на поздних стадиях кристаллизации глубинных пород. Поэтому внешние и внутренние свойства циркона выявляются с помощью оптической микроскопии и электронной микроскопии (катодолюминесцентное свечение, вторичные или обратно-рассеянные электроны).

Бинокулярный микроскоп (BM; таблица 1) позволяет наблюдать макроскопические свойства, такие как цвет, степень прозрачности или непрозрачности, внешнюю морфологию и развитие форм, присутствие включений, некоторые детали внутренней структуры (*если видны: для лучшего выявления структурных деталей наблюдения цирконы смачиваются, например – этанолом; полезно изменение фона – на чёрном лучше видна морфология мелких прозрачных бесцветных зёрен*). Применение этанола также облегчает перемещение, поворот или индивидуальную выборку зёрен (*пипеткой*), а также облегчает возможность отличить циркон от других минералов, таких как апатит, кварц, полевой шпат и титанит. Тем не менее, наилучшие оптические наблюдения достигаются при помещении цирконов в плотные жидкости, такие как иммерсионные масла, глицерин или метилениодид, хотя это, как правило, слишком громоздко для повседневной работы (использование метилениодида и некоторых иммерсионных масел требует специальной вентиляционной установки из-за их токсичности). Препараты с зёрнами цирконов могут быть приготовлены, используя канадский бальзам, пиперин, или различные эпоксидные смолы, но, как следствие, становится более трудным впоследствии извлечь зерна для анализа методом изотопного разбавления (ID-TIMS), особенно если используются эпоксидные смолы. Исследования внутренней структуры циркона могут быть проведены с помощью петрографического микроскопа с использованием проходящего или отраженного света. Проходящий свет (TL) является полезным для просмотра цирконов в шлифах или цирконов, смонтированных в «шайбе» и помогает выявить такие особенности, как ростовая зональность (*хотя, видна не всегда*) и метамиктные зоны, которые имеют различные цвета интерференции при просмотре в поляризованном свете (Chakoumakos др., 1987, Murakami et al., 1991 Ewing et al., данный том). Наблюдение в шлифах также полезно для установления соотношений циркона и главных породообразующих минералов. Недостатком метода является, как правило, небольшой размер циркона, что бросает вызов разрешающей силе микроскопов, и трудность отличия циркона от монацита или других минералов с высоким рельефом и высоким двулучепреломлением. Микроскопия в отраженном свете (RL) применительно к полированным «шайбам», слегка протравленным парами разбавленной

HF, является очень эффективным для выявления зональности роста, изменений, и других черт в древних, относительно метамиктных цирконах (например, Krough and Davis 1974, 1975; рис 1.1.) , Эти методы, BM, TL и RL (с HF травлением) как правило, неспособны должным образом раскрыть внутреннюю структурную сложность не-метамиктных, кристаллических доменов циркона, давая изображения циркона, которые выглядят незональными и внутренне безликими (Rudnick and Williams 1987, Hanchar and Rudnick, 1995).

Карты распределения урана (и Th) (UM) могут быть получены путем индуцирования треков деления после воздействия на них потоком нейтронов в реакторе с последующим применением специального детектора, установленного на полированных зернах циркона, (рис. 1.8) (например, Duchesne et al., 1987). Кроме того, автордиография, используя технику ядерной эмульсии, была применена для отображения треков  $\alpha$ -частиц в цирконах (например, Silver and Deutsch 1963).

Наилучшее выявление внутренних структур обеспечивается катодолюминесценцией (CL) или обратно рассеянными электронами (BSE) (*BSE изображение – «негативно» относительно CL и менее контрастно, но лучше выявляет трещины и вскрытые включения*) (рис. 1.2-1.7). Давно известно, что некоторые минералы, в том числе циркон, проявляют эффект CL при бомбардировке электронами (Crookes, 1879). Катодолюминесценция широко применяется в качестве петрологического инструмента в науках о Земле с середины 1960-х годов (например, Long and Agrell 1965, Smith and Stenström 1965), и этот метод был использован в течение последних тридцати лет для исследования широкого спектра проблем в осадочной петрологии (Owen and Carozzi 1986, Owen 1987), магматической и метаморфической петрологии и геохронологии (например, Sippel 1968, 1971; Görz et al. 1970, Malcuit and Heimlich 1972, Sommerauer 1974, Ono 1976, Vocke and Hanson 1981, Vavra 1990, 1993; Hanchar and Miller 1993, а также многочисленные другие исследования, начиная с середины 1990-х годов).

Элементные, или структурные факторы, контролирующие интенсивность CL-свечения, как правило, хорошо понятны для большинства минералов (Marshall, 1988) и они, обычно, связаны с электронными переходами в 5d-электронных переходных элементах, при 4f-электронных переходах, например в трехвалентных редкоземельных элементах (РЗЭ), колебательной люминесценцией иона уранила, или явлений связанных с дефектами (Marshall, 1988). В цирконах широкополосная эмиссия проявляется либо в синем, либо желтом регионах, или той и другой, электромагнитного спектра, на который накладываются острые пики трехвалентных РЗЭ.  $Dy^{3+}$  считается основным элементным фактором (например, Mariano 1978, 1989, Remond et al., 1992, Hanchar and Rudnick 1995), хотя и другие компоненты, такие как  $Sm^{3+}$ ,  $Eu^{2+}$  и  $Tb^{3+}$  также могут быть CL-эмиттерами в цирконе (напр., Ohnenstetter et al. 1991, Yang et al. 1992) (как правило, CL-фотографии делают в ч/б гамме ). Наличие  $U^{4+}$  и результирующее радиационное повреждение от его распада подавляют CL

эмиссию (см Nasdala et al., данный том, для более тщательного обсуждения CL циркона). Ohnenstetter et al. (1991) предположили, что в широком диапазоне частот проявление синей CL может быть связано с дефектами и связано с наличием  $Y^{3+}$  и что широкополосная желтая CL эмиссия также может быть обусловлена дефектами в связи с наличием  $Ti^{4+}$  или  $U^{4+}$ .

Изображения, полученные с помощью обратно-рассеянных электронов (BSE) показывают контраст распределения элементов средних атомных масс в разных доменах минерала: чем выше массовое число, тем больше электронов «отражает» участок и тем ярче он будет выглядеть в конечном изображении. Изображения в обратно-рассеянных электронов в настоящее время широко используются в различных геологических исследованиях и метод признается мощным инструментом для изучения зональности в минералах и особенно акцессорных минералах (например, Wayne and Sinha 1988, 1992; Krinsley and Manley 1989, Paterson et al. 1989, 1992a,b; Paterson and Stephens 1992, Miller et al. 1992, и многочисленные исследования с середины 1990-х годов). Элементы, которые наиболее ответственны за изменения интенсивности BSE в коровых цирконах - это гафний и U, имеющие вторичный эффект (Hanchar and Miller, 1993).

При исследовании цирконов с применением этих методов визуализации, обнаружено, что, во многих случаях, оба метода выявляют сходные черты. Однако, как правило, яркие CL области выглядят как темные в BSE и наоборот - наблюдение отмеченное Hanchar and Miller (1993), Koschek (1993) и многими другими исследователями (рис. 1.3-1.6). Мы обнаружили, что CL как правило, более информативны, чем BSE для идентификации различных областей роста в цирконах, из-за бóльшего диапазона интенсивности CL эмиссии и дополнительных вариаций цвета (если сделано с помощью CL системы на основе петрографического микроскопа, используя цветную негативную или позитивную плёнку или цифровую камеру). Кроме того, различные этапы роста часто имеют характерные цвета CL излучения: это свойство при использовании CL может помочь выбрать места для локального анализа доменов различного возраста. Использование CL системы на основе сканирующего электронного микроскопа, очевидно, показывает схожие черты в цирконах, но если обработка симулированных цветов не будет сделана, изображения будут получаться только в серой шкале и разноцветные CL регионы останутся незамеченными.



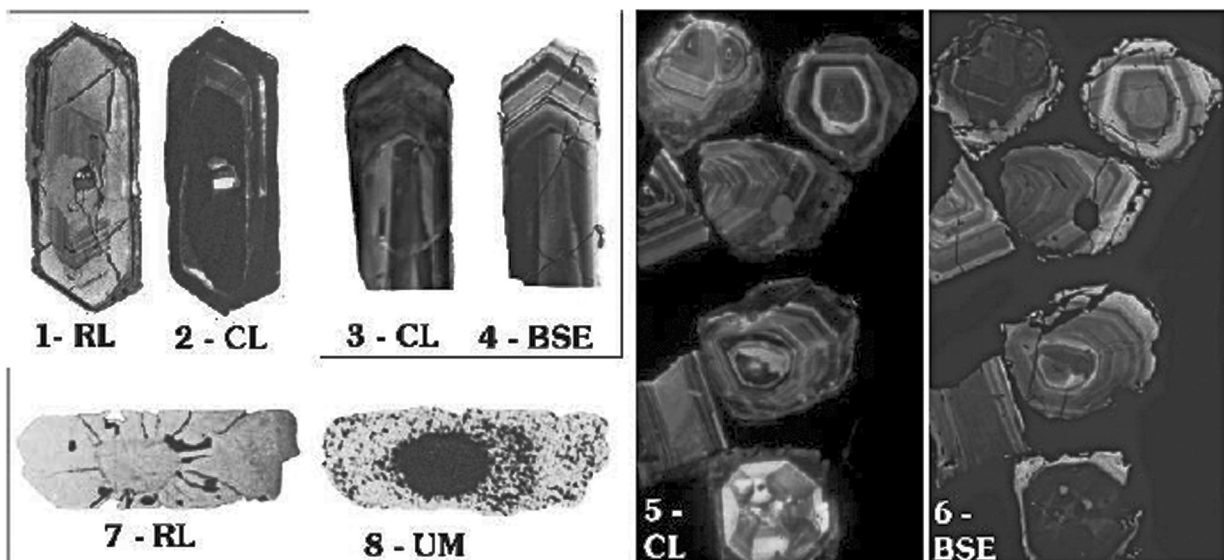


Рисунок 1. Методы визуализации (1-2) Тот же циркон: фото полученные в RL и CL, после полировки и травления поверхности парами HF; из Nemchin and Pidgeon (1997). (3-4 и 5-6) Сравнение изображений CL и BSE (из J.M. Hanchar, неопубликованные результаты); (7-8) RL полированного кристалла циркона выявляет внутреннее ядро и радиальную трещиноватость внешней оболочки; UM изображения выявляют зональность, указывающую на очень высокие концентрации U в центре, более умеренные значения в промежуточной оболочке и более низкие концентрации в оторочке, из Duchesne et al. (1987).

## МОРФОЛОГИЯ ЦИРКОНА

Циркон является тетрагональным минералом и наиболее часто растет в виде призматических кристаллов с двумя пирамидальными вершинами с удлинением (отношение длины к ширине) в пределах от 1 до 5. Полагают, что это отношение, обычно, отражает скорость кристаллизации. Действительно, игольчатые кристаллы циркона являются обычными в быстро-кристаллизующихся, порфировых, субвулканических интрузиях, гранитах неглубокого залегания, и габбро (например, рис. 2.15-2.18), в то время как короткие и изометричные формы являются более распространенными в глубинных, медленно охлаждающихся плутонах (рис. 2.13-2.14). *(Обычно т.ж. образование короткопризматических до бипирамидальных кристаллов в щелочных породах.)*

Другие факторы, влияющие на форму кристаллов циркона это химический состав и, возможно, температура кристаллизационной среды. Систематическое изучение типологии циркона привело к созданию широко используемой «схемы Пюпина» (рис. 2 вставка), в которой кристаллы циркона классифицируются в соответствии с относительным развитием призматических граней  $\{100\}$  в сравнении с  $\{110\}$  и пирамидальных кристаллических форм  $\{211\}$  относительно  $\{101\}$  (Purín 1980). В общем случае, среди зерен циркона из относительно сухих щелочных и толеитовых магматических пород, как правило, преобладают  $\{100\}$  и  $\{101\}$  формы; в породах же от глиноземистых до известково-щелочных появляются различные комбинации форм с заметным присутствием  $\{211\}$ . Среди богатых водой гранитов и пегматитов, как правило,  $\{110\}$  и  $\{101\}$ , являются доминирующими формами. Purín (1980), связывал относительное развитие призматических граней, главным образом, с температурой кристаллизации, тогда как рост пирамидальных граней был связан с химическими факторами. Purín (1980) предположил, что типологических параметры популяции циркона могут использоваться для описания эволюции магматической системы. Эту, несколько упрощенную интерпретацию оспорил Vavra (1993), который ввел более сложный метод для определения относительного темпа роста форм циркона для того, чтобы охарактеризовать кинетику среды кристаллизации. Benisek and Finger (1993) также показали, что факторы химического состава оказывают существенное влияние на развитие призматических граней в циркона.

Как упоминалось выше, скорость кристаллизации, по-видимому, является основным фактором, контролирующим коэффициент удлинения циркона. Скелетные кристаллы циркона - самая крайняя форма быстрого роста. Такие цирконы, наблюдаются локально в основных и щелочных недосыщенных породах (рис. 3.7 и 3.8) и характеризуются развитием кристаллических «балок» и перегородок, окружающих пустое пространство (Bossart et al. 1986). Сопоставимый тип циркона, с полыми призмами или другими не полностью выращенными кристаллами, был отмечен в полостях в андезитобазальта, что интерпретируются как признак быстрого роста из газовой (паровой) фазы (рис 2.23; Huneke and Rossman 1978). Многие магмы в своей эволюции, как правило, достигают насыщенности

цирконием относительно рано и, таким образом, количество осаждающегося циркона может сопровождать кристаллизацию большинства других минералов габброидов (*пегматоидных долеритов*).

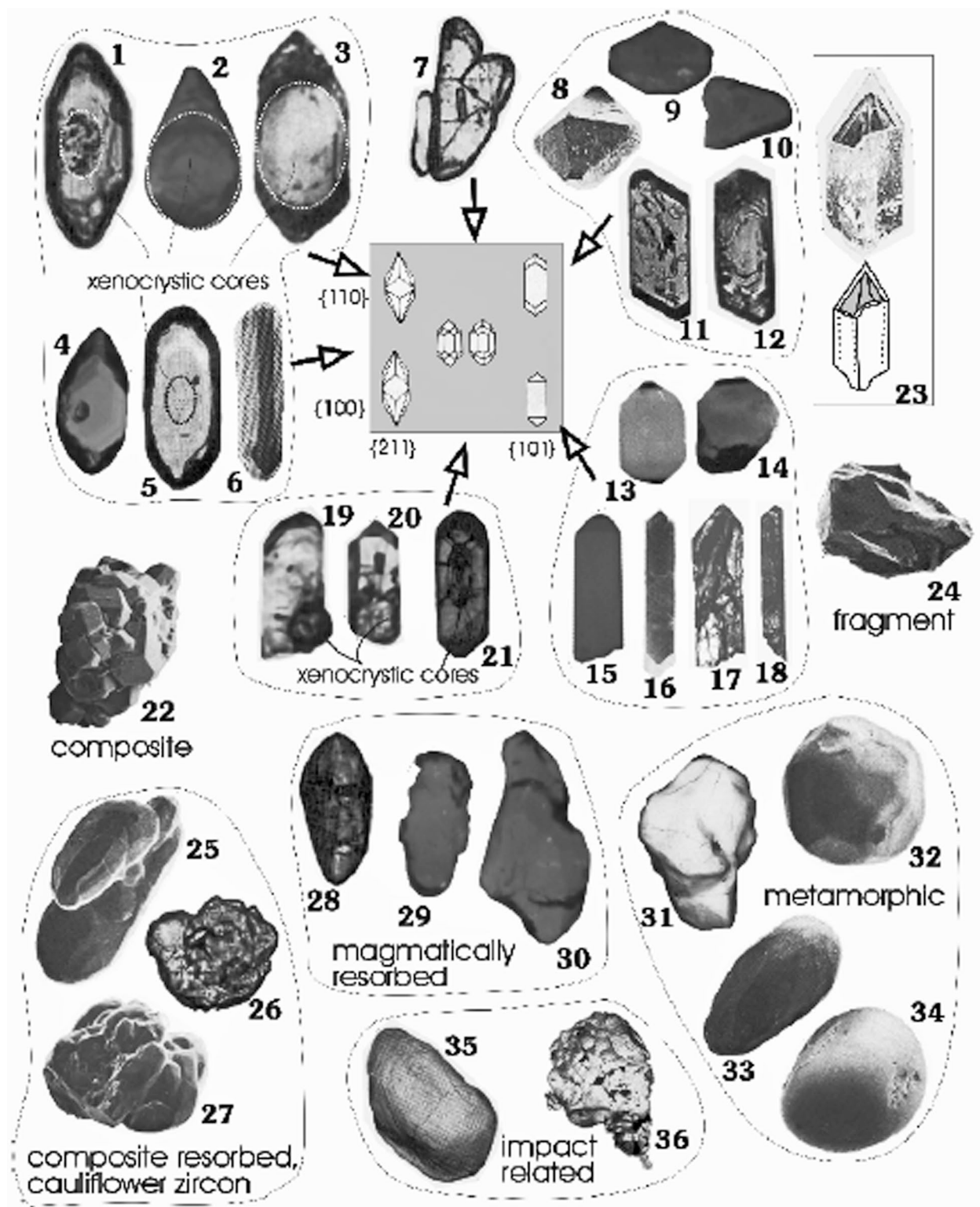


Рисунок 2. Вариации внешней морфологии. Все зёрна размером от 70 да 250 мкм (1-21) Переменные характеристики морфологии в терминах отношения длины к ширине и типология. Последняя дана в общем контексте диаграммы Pupin (1980), которая основана на относительном развитии призматической (вертикальная ось) и пирамидальных граней кристалла (горизонтальная ось). Отметим также локальное наличие ксеногенного

ядра, включений других минералов и степень трещиноватости. (1) – из Pupin (1980), TL; (2) - только одна пирамида развивается на большом округлом ядре, Ф. Корфу (неопубликованные данные), BM; (3) – из Machado et al. (1989), BM; (4) - Ф. Корфу (неопубликованные данные), BM; (5) - призрак ксеногенного ядра выявляется только пузырьковой структуре, из Oberli et al. (1994), Т.; (6) - из Kröner et al. (1998), SEM; (7) – сложное двойникование, из Jocelyn and Pidgeon (1974), BM; (8) - кристалл циркона полностью лишённый призматических граней, из U. Schaltegger (неопубликованные данные), SEM; (9, 10) – уплощённые формы, сдвойникованный кристалл, из Ф. Корфу (неопубликованные данные), BM; (11, 12) - из Pupin (1980), TL; (13,14,15) - из Ф. Корфу (неопубликованные данные), BM; (16) - из Moser (1997), SEM; (17, 18) - сильно трещиноватый призматический циркон в габбро, из Corfu and Stott (1998), BM; (19, 20) – явное ядро, обросшее прозрачной призмой, из Palmer and Davis (1987), BM; (21) - из Corfu and Ayres (1984), BM. (22) Цирконовый агрегат из плутона гранитов А-типа, из Charoy and Raimbault (1994), SEM. (23) - тонкостенный полый кристалл циркона, из Huneke и Rossman (1978), SEM. (24) фрагмент циркона, типичный для популяций, извлеченных из многих основных пород, из Abati et al., (1999), SEM. (25-27) Композитные, резорбированные зерна (циркон типа «цветная капуста»); 25, 27 - из метатрондьемитов, из Pin and Lancelot (1982), SEM; 26 - из мафического гнейса, из Peucat et al., (1990), Б. М.. (28-30) резорбированные в магме зерна без обрастаний. (28) - отдельный свободный от обрастаний ксеногенный кристалл из гранитоидных пород, из Corfu and Ayres (1994), BM; 29-30 - сильно резорбированные ксеногенные кристаллы из пирокластических вулканических пород (из Ф. Корфу, неопубликованные данные), BM. (31-34) слегка округлые до многогранных цирконы из метаморфических пород. (31) - из метагаббро, редактировался из van Breemen et al. (1986), SEM; (32) – из лейкогранитов, из Kröner et al. (1998), SEM; (33,34) - из нижнекорового ксенолита, из Chen et al. (1998), SEM. (35-36) Цирконы, связанные с ударами метеоритов. (35) - резорбированный циркон, испытавший шоковое воздействие с признаками структуры планарной деформации; (36) – пост-импактный рост поликристаллического циркона; оба фото из Moser (1997), SEM.

В некоторых расплавах (*основных, например*), однако, насыщение достигается только в конце кристаллизации, либо из-за очень низкого содержания Zr, или высокой растворимости циркона или обоих этих факторов (см. Hanchar and Watson, данный том). В этих случаях циркон формируется поздно в объёмах высоко фракционированной магмы, или в изолированных объёмах магмы (*формирующих пегматоидные шпиры в мощных дайках, например*) или в интерстициях между другими минералами. Такие цирконы обычно имеют лишь частично развитые грани кристалла (например, Poldervaart 1956, Scoates and Chamberlain, 1995; рис 3.7) и они выделяются при сепарации минералов в виде обломков (рис 2.24). Это общая черта для Противоположный случай возникает, когда магма пересыщена относительно циркония в течение части или всего процесса кристаллизации породы. Такие магмы неспособны полностью растворить релитовый или ассимилированный циркон, который довольно часто становятся затравкой для вновь образованных магматических цирконов. Облик ксеногенного циркона, таким образом, может варьировать в широком диапазоне от зерен, совсем свободных от любых обрастаний (рис 2.28-2.30) до скруглённых зерен частично или полностью обросших оторочками (каймами) нового циркона (рис 2.1-2.3; 2.19-2.21). В некоторых породах можно наблюдать полный спектр проявлений морфологии и структур – от свободного от обрастаний ксеногенного циркона, *ядер с нарощими пирамидами, но без нарастания новой призмы*, зерен с ксеногенными ядрами и объемными оторочками, а также целиком новый магматический циркон (*подобный спектр форм можно наблюдать в парамигматитах*). Кроме того,

полностью новообразованные кристаллы циркона могут сами демонстрировать структуры, предполагающие несколько стадий роста и резорбции (*частичного растворения*). Все эти особенности могут быть связаны с комплексной эволюцией магмы от первоначального формирования путем плавления исходных протолитов, через различные стадии движения сквозь кору, контаминацию и, возможно, смешивание с объёмами иных магм, фракционной кристаллизацией и дифференциацией, с потерей кумулатов и флюидов, и окончательного их внедрения или экструзии. Растворимость самого циркона в значительной степени зависит от состава магмы и описывается параметром

$$M = (2Ca + Na + K) / (Si \times Al),$$

а также зависит от содержания H<sub>2</sub>O и температуры (Watson 1979, 1996; Harrison и Watson 1983 года, Watson and Harrison 1983, Hanchar et al., в этом томе).

Кроме резорбции, могущей произойти, когда циркон погружается в магму, растворение и модификация, в том числе и перекристаллизация и Оствальдовское созревание (Watson et al., 1989) могут быть результатом метаморфизма. (*Оствальдовское созревание – рост крупных кристаллов за счёт растворения мелких*). Медленная диффузия большинства катионов в неметамиктных цирконах показывает, что никакой существенной безводной рекристаллизации не будет происходить в течение геологически значимых периодов путём одной лишь объемной диффузии при температурных условиях нормальной континентальной коры (Cherniak et al. 1997a,b; Cherniak and Watson 2001, Cherniak and Watson, данный том). Таким образом, вероятно, что любая субсолидусная модификация циркона будет отражать механизмы активной коррозии и осаждения, связанные с жидкой фазой. Следовательно, также, вероятно, что и любая такая реакция будет происходить одновременно с метаморфическими реакциями других минеральных фаз, присутствующих в породе.

Внешняя морфология выросших при метаморфизме или метаморфически модифицированных кристаллов циркона, как правило, характеризуются округлыми или очень резорбированными формами (рис. 2.25-2.27, 2.31-2.34), но наличие идиоморфных индивидов также возможно, особенно в очень богатых флюидом системах, таких как при метаморфизме амфиболитовой фации слюдяных сланцев или в мигматитах. В первом случае, развитие граней кристаллов, вероятно, обусловлено, в основном, наличием водных или углекислых флюидов, а в случае мигматитов, циркон, вероятно, растёт в контакте с расплавной фазой, и, следовательно, строго говоря, не метаморфический, но, скорее, магматический. Что касается округлого метаморфического типа циркона (*типичного для условий гранулитовой фации*), то можно распознать различные степени его модификации. Кристаллы циркона в некоторых гнейсах могут проявлять только умеренное округление краев кристалла, тогда как в других исходная форма кристалла разрушается, и конечный продукт их – ровные округлые зерна (рис. 2.31). Это обычно бывает в условиях гранулитовой фации пород, где зерна циркона иногда имеют многогранную морфологию («форма

*футбольного мяча*) (рис. 2.32-2.33). Зерна могут состоять в значительной пропорции из переработанного исходного циркона, или, как в других крайних случаях, состоят полностью из нацело новообразованного метаморфического циркона. Метаморфизованные базиты локально содержат неправильные зерна циркона, например, типа «цветной капусты» (Reucat et al. 1990) (рис. 2.25-2.27). В некоторых случаях форма этих зерен может отражать резорбцию первоначально неправильных фрагментированных цирконов таких, как выделяемые из некоторых основных пород (рис. 2.24), или из композитных кристаллов, найденных в некоторых гранитах (рис. 2.22), но в других случаях, они, вероятно, представляют собой выросший при метаморфизме поликристаллический циркон. Они обсуждаются более подробно далее в этой главе. Особый случай показан на рис 2.35 и 2.36, - пример цирконов из метеоритных кратеров, испытавших шоковое ударное воздействие: они имеют как следы удара, выраженные в трещиноватости, связанной с импактом и быстрого роста нового поликристаллического циркона непосредственно после удара.

## ЗОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Одной из наиболее характерных черт магматического циркона является наличие хорошо развитой зональности роста. Эта черта лучше всего видно на CL (несколько хуже на BSE) изображении, но в цирконах претерпевших метамиктизацию в доменах богатых ураном, зональность может быть выявлена порой только посредством оптической микроскопии (BM, RL, TL с применением травления HF). Зональность отражает изменение концентрации Zr и Si и, что более важно, изменения содержаний Hf, P, Y, P3Э, U и Th – на величины до порядка для некоторых из этих элементов (например, Köppel and Sommerauer 1974, Benisek and Finger 1993, Hanchar and Rudnick 1995, Fowler et al. 2002, и многие другие исследования). Состав зон имеет тенденцию изменяться между двумя конечными членами, одним из которых является циркон с очень низким содержанием микроэлементов, приближаясь к составу чистого циркона, а другой компонент – циркон, обогащенный микроэлементами до нескольких весовых % примеси (Speer 1982). Режимы развития зональности также широко варьируют. В некоторых случаях наблюдается почти бимодальная последовательность зон богатых и бедных микроэлементами с практическим отсутствием промежуточных составов (рис. 4.1 и 4.2), тогда как в других случаях зоны охватывают гораздо более широкий спектр химических составов (рис. 4.3-4.12), или разница составов очень мала, проявляясь в виде лишь слабо видимых узорах зональности (рис. 4.13-4.15), а в некоторых случаях нет никакой видимой зональности зональность вообще (рис. 4.16). *(Следует учесть, что при шлифовке цирконов получается случайное сечение, которое может оказаться в пределах одной зоны ростовой зональности, давая картину кажущегося отсутствия зон)*. Толщина полос также варьирует в широких пределах. Например, полосы на рисунке 4.1 порядка 20-100 мкм в ширину, в то время как на рисунке 4.2 едва ли шириной 5-10 мкм. Fowler et al. (2002) показали, что периодичность можно наблюдать в разных масштабах в исследованных ими мегакристаллах циркона: в пределах от 0,5 мм до первых мкм. Кроме того, в отдельных кристаллах можно наблюдать значительные изменения в относительном развитии зональных доменов: например, на рисунках 4.11 и 4.12 одна большая однородная центральная зона сменяется значительно более тонкими осцилляторно-зональными полосами. Halden and Hawthorne (1993) показали, что зональная структура циркона из карбонатита может быть оценена количественно с помощью спектрального анализа.

Происхождение зональности роста обсуждается довольно подробно: Mattinson et al. (1996) пришли к выводу, что эпизодический рост происходит из-за взаимодействия между стадией роста кристалла (*начальная, промежуточная или конечная*), характера границы кристалл-расплав-флюид, степени пересыщения расплава, скорости диффузии и степени окисления.

В единственном, до сих пор опубликованном исследовании, рассматривающим модели зональности цирконов из ряда генетически связанных пород из зонального плутона

I-типа ( $\text{SiO}_2$  50-75 мас%, зоны от диорита, до аплита), Hoskin (2000) проанализировал с помощью CL изображений и фрактальной статистической характеристики изменение осцилляторной зональности в цирконах (рис. 4.17) в секторах различного состава. Он установил, что вхождение микроэлементов в циркон контролируется "внешними воздействиями" (процессами, происходящими в магматической системе, а не на границе кристалл/расплав). Результат внешнего воздействия должен налагать возрастающее упорядочивание (измеряется как средний показатель Ляпунова,  $\lambda_m$ , статистический параметр) на структуру осцилляторной зональности, в процессе магматической дифференциации. Корреляция между магматической дифференциацией и возрастанием упорядочивания зональности связана с упорядочением в расплаве путем полимеризации. Hoskin (2000) представил модель для получения изображения зональности, которая учитывает динамику на границе циркон/расплав, замену катионов, диффузию и полимеризацию расплава, и формирование структуры. Эта модель остается непроверенной, хотя ионные зонды нового поколения (например, Cameca nanoSIMS-50) могут обеспечить средства для её проверки.

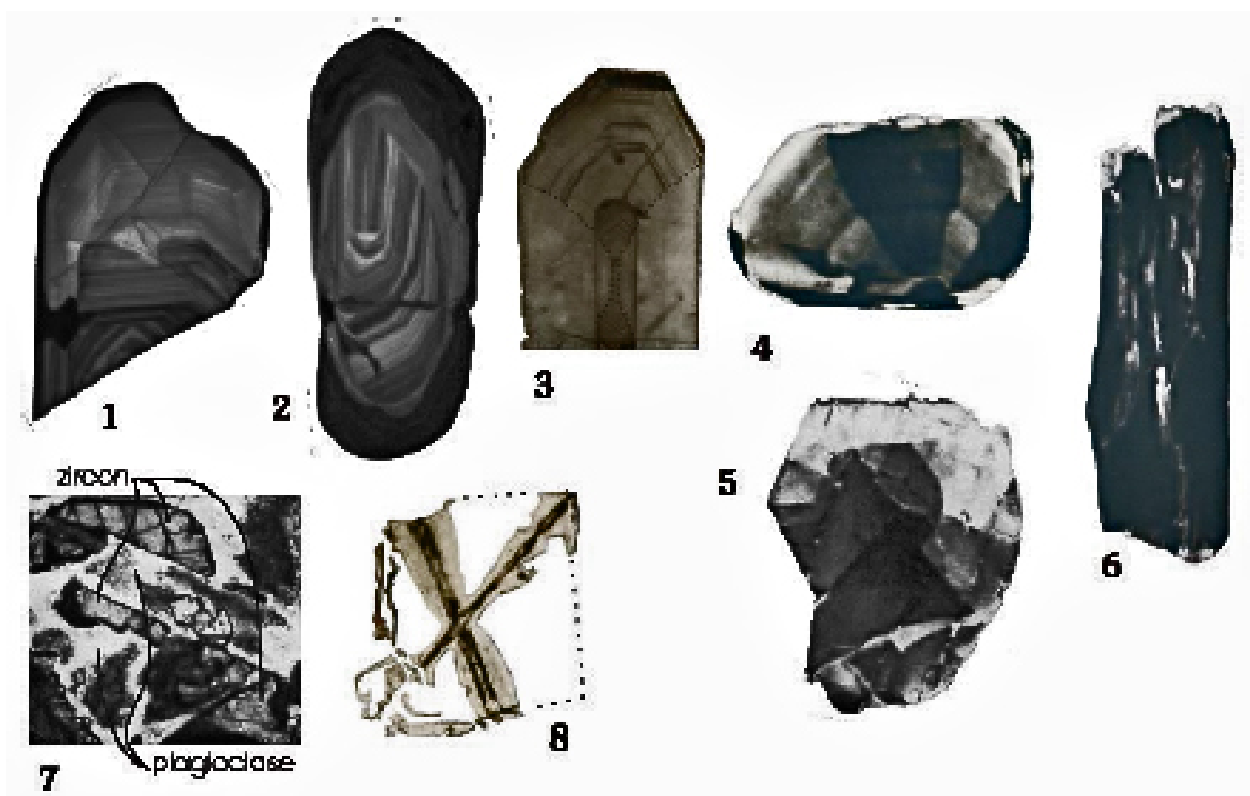


Рисунок 3. Сложные и другие виды зональности в магматических породах. (Все зерна размером от 70 до 250 мкм) (1-2) Сложная зональность роста с локальными проявлениями промежуточной резорбции циркона из анатектического гранита, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (3-4) Секториальная зональность; 3 – Сечение, параллельно оси C (пунктирная линия подчеркивает границу между секторами), из Krogh (1982), RL. зерно, протравленное парами HF; 4 - Сечение перпендикулярно к оси C, из Hoffman and Long (1984), CL. (5-6) Пятнистая зональность; 5 - циркон из норита с широкой зональностью с наложенной на неё структурой неправильных доменов, из Raquette et al. (1995), CL; 6 - яркие швы показывают измененные трещины, нарушающие первичную зональность; из Vavra and Hansen (1991), CL. (7-8) скелетный рост; 7 - неполные



фрагменты циркона, растущие на противоположных окончаниях плагиоклаза, из Raquette et al. (1995), TL.; **8** – неполно-выросший циркон из-за быстрого роста, сечение, перпендикулярное оси С, из Krogh et al. (1982), TL.

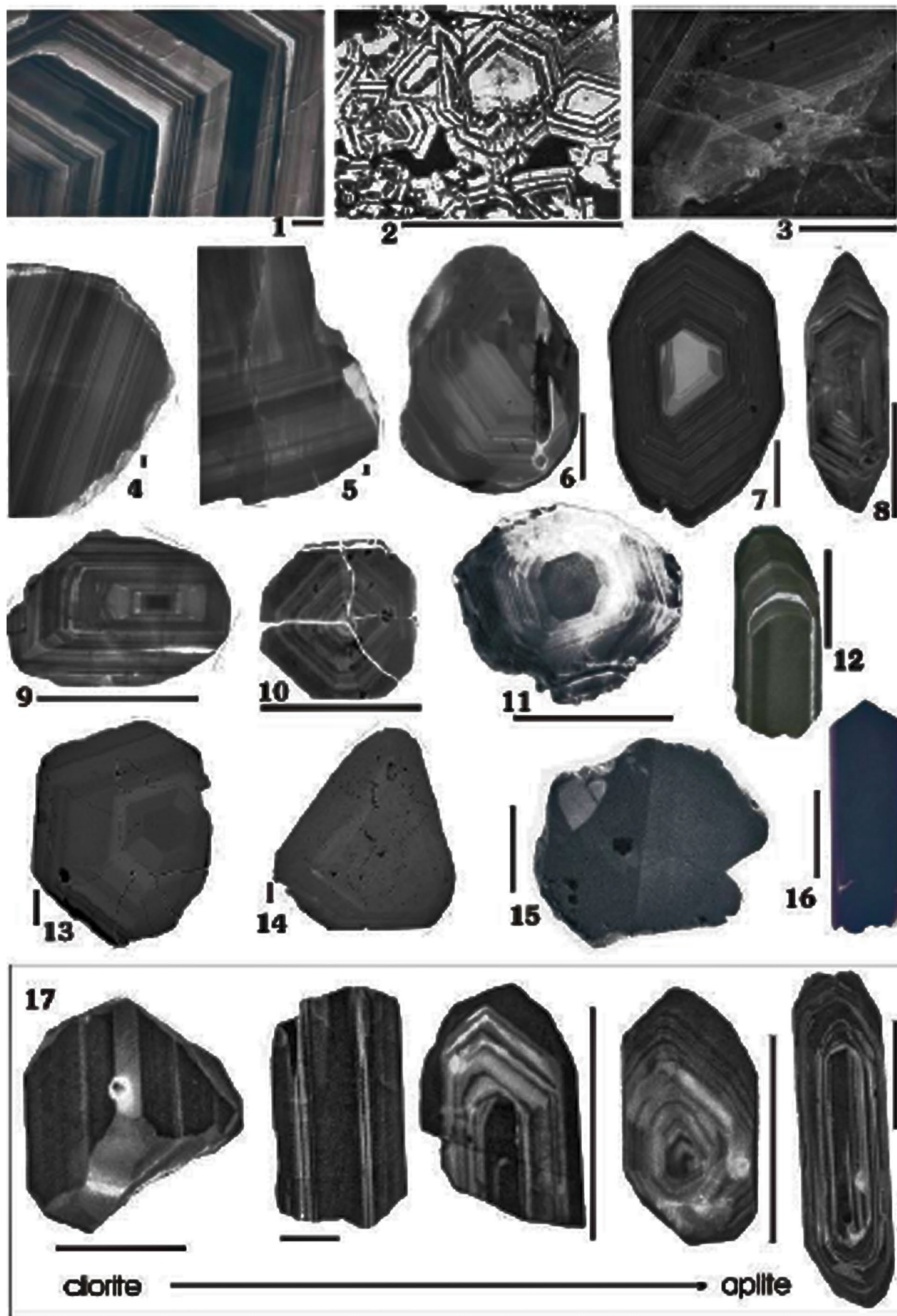


Рисунок 4. Вариации в зональности роста в магматических цирконах. (Масштабная линейка соответствует приблизительно 100 мкм) (1) Зональный кристалл из ларвикита (из S. Dahlgren, неопубликованные данные), CL. (2) Бимодальная зональность, апаитовый комплекс, из Smith et al. (1991), BSE. (3) тонкозональный кристалл из карбонатитов, из J. Hanchar (неопубликованные данные), CL. (4, 5) зональный мега-кристаллический циркон из кимберлитов, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (6-12) зональность роста цирконов из типичных пород земной коры: (6) из J. Hanchar (неопубликованные данные), CL; (7) - из P. Kinny (неопубликованные данные), CL; (8) - Poller (1997), CL; (9) - из P. Kinny (неопубликованные данные), CL; (10) - из Benisek and Finger (1993), BSE; (11) - из Ф. Корфу (неопубликованные данные), CL ; (12) - из Christoffel et al. (1999), CL. (13-15) Слабо выраженная и широкая зональность: (13) – из карбонатита, из J. Hanchar (неопубликованные данные), CL; (14) - пегматит, из J. Hanchar (неопубликованные данные), CL; (15) - манджерит (из Ф. Корфу (неопубликованные данные), CL (16) - Однородный незональный циркон из дацита, из Zeck and Williams (2002), CL; (17) - Переход стилей зональности по мере дифференции плутона от диорита, через гранодиорит, к различным фазам адамеллитов, и, наконец, к аплиту. Широкие зоны в цирконе из диорита имеют тенденцию становиться постепенно уже, но более частыми, по мере того, как магма развивается и остывает; из Hoskin (2000), CL.

Довольно часто наблюдается, что регулярная зональность роста прерывается структурными разрывами вдоль которых исходная зональность резорбируется и сменяется структурами новообразованного зонального циркона (рис. 4.1, 3.1 и 3.2). Эти интервалы резорбции, вероятно, отражают промежуточные периоды недосыщения Zr в магме, вследствие крупномасштабных явлений смешения, или местных кинетических явлений (*локального роста  $T^{\circ}$ , например при поступлении в среду новых «горячих» порций расплава*). Например, циркон, показанный на рисунке 4.15, выделен из чарнокитовой фазы зонального плутона и характеризуется неправильным округлым внешним видом, почти однородной внутренней структурой и свидетельствами предельной резорбции и повторного роста. Эти структуры предполагают, что они, возможно, сформировались в ходе очень медленной и сложной кристаллизации магмы при длительном времени пребывания в нижней коре (*однако, в пределах аналитической погрешности, чаще всего – почти «одновременно»* см. Claiborne LL, et al., (2006) Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. Mineral Mag 70:517–543). В противоположность этому, одновозрастный циркон в манджеритовой части того же плутона имеет простую зональность роста и отсутствие следов резорбции (циркон не показан). Особый случай зональности - секториальная зональность. В кристалле, показанном на рисунке 3.3, секторы параллельны оси C: пирамидальные секторы обогащены U (и предположительно другими микроэлементами), тогда как призматические секторы содержат меньше U (Krogh 1982) (*граница между секторами показана не вполне чётко*). В примере, показанном на рисунке 3.4, секторы выделяются по изменениям между двумя призматическими гранями. Микронзондовый анализ разных секторов выявил вариации Hf и Y на 20-100%, частично коррелируясь с меньшими изменениями Zr и Si, (U ниже предела обнаружения; Hoffman and

Long, 1984). Развитие секториальной зональности в цирконах обусловлено кинетическими факторами и быстрыми изменениями в среде кристаллизации во время развития кристалла (например, Paterson and Stephens 1992). Watson and Liang (1995) предлагают, однако, что появление секториальной зональности в основном зависит от соотношения между темпами роста решетки и способностью решетки к диффузии. В их модели, особые поверхности роста первоначально обогащены некоторыми элементами по отношению к другим, и эти различия затем сохраняются в растущем кристалле, если диффузия в решетке достаточно медленная. Vavra et al. (1996) приписывают формирование секториальной зональности быстро изменяющимся и неравным темпам роста, связанных с шероховатостью поверхности роста и степенью насыщения среды роста.

Скелетный циркон на рисунке 3.8 представляет собой крайний случай преимущественного роста вдоль определенных кристаллографических направлений. Здесь одна из граней призмы выросла по четырем "ребрам", которые тянутся от центра кристалла (предположительно, параллельно оси C). Вторая призматическая грань только начинает развиваться в наружных частях кристалла в конце процесса кристаллизации. Центральный район между гребней остается полым и локально, возможно, был заполнен цирконом с высокой концентрацией U, сейчас высоко метамиктным. Такие полости возникают обычно в быстрорастущих, удлинённых призматических цирконах (*в которых зачастую наблюдаются «канальные» включения расплава, типично для вулканитов*).

Специфический тип зональности, показанный на рисунке 3.5 (Paquette et al., 1995) – это нерегулярная, пятнистая структура. Этот тип структуры напоминает картину волнистого погасания в напряженном кварце, и, возможно, отражает напряжение в цирконе, возникшее во время окончания магматического внедрения. Выраженный изгиб очень тонких кристаллов циркона наблюдался первым автором в кристаллах 0,5-2 см длиной из пегматитовых фаз двух массивных интрузивов габбро, хотя циркон не был рассмотрен посредством CL. Структура, показанная на рисунке 3.5 предполагает, что микротрещины между различными доменами были впоследствии залечены новой фазой роста циркона в процессе охлаждения. Несколько похожая пятнистая структура удлинённых кристаллов с нечеткой зональностью и неправильными продольными полосами (рис. 3.6) была истолкована Vavra and Hansen (1991), как свидетельство локальной рекристаллизации вдоль продольных микротрещин. Прекрасные идиоморфные призмы без каких-либо следов зональности локально наблюдаются в некоторых породах (рис. 4.16). Неясно, является ли отсутствие зональности следствием недостаточной разрешающей способности использованных методов визуализации, или это воздействие конкретной среды роста и кинетики способствовало образованию композиционно однородных кристаллов, или же исходные узоры зональности были уничтожены.

## КСЕНОГЕННЫЕ ЯДРА

Присутствие ксенокристов циркона является общей чертой многих магматических пород (*напр.* Robinson et al., 2015, Gondwana Research v.27 pp.486–506 *показали их присутствие в офиолитовых перидотитах и хромититах*). Ксенокристы циркона образуют затравки, окаймленные новообразованным магматическим цирконом, или округлые, лишённые новых кайм или, редко, идиоморфные кристаллы (например, когда циркон захвачен на поздней стадии кристаллизации магмы и недостаточно времени для коррозии или обрастания). Ксеногенные ядра легко выявить в некоторых горных породах, но трудно в других. Если есть четкие различия в содержании U между ядром и каймой, различие в степени метамиктизации (и присущего объёмного расширения) приводит к «разбуханию» участков высоко-U циркона, трансформируя исходные бесцветные домены в розовые до коричневого или даже непрозрачные (*при равном содержании U степень метамиктности выше у более древнего циркона, как у получившего большую дозу радиации*). Если ядро богаче ураном, чем кайма, расширение ядра приводит к растрескиванию более жесткой оболочки (*образуются радиальные трещины*) (рис. 2.19-2.21; 5.1-5.4). В противном случае, ядро с низким U в окружении высоко-U каймы, обычно не формирует разрыва (рис. 2.1 и 2.3, но смотри рис. 13.1 и 13.2 ниже), но оболочка будет намного темнее, чем сердцевина (*Возможно образование концентрических трещин*). Наличие таких моделей разрушения и вариаций окраски позволяют нам выявить структуры ядро-оболочка простым микроскопическим (BM) исследованием (*погружение зерен в алкоголь облегчает задачу*). Для изотопного анализа с применением полного растворения, как правило, относительно просто отделить ядра (*например с помощью гидроудара или механического раскалывания в жидкости во избежание разлёта осколков*) от оболочек и анализировать их по отдельности для определения возраста. В некоторых случаях единственный видимый признак ксеногенных ядер выражен в виде шлейфа мелких пузырьков//включений на границе ядро-оболочка (рис. 2.5).

Обнаружение структур ядро-кайма становится намного сложнее в тех случаях, когда оба и ядро, и оболочка низко-урановые, и, таким образом, остаются бесцветными и нетрещиноватыми даже после 2 или 3 миллиардов лет. В таких случаях простой визуальный осмотр под бинокулярным микроскопом вообще не сможет выявить наличие ксеногенных ядер, и даже такие методы, как HF-травление может не помочь. *Указанием на возможное присутствие ядер является наличие граней дитетрагональной дипирамиды, при несоответствии ориентировки осей ядра и оболочки погасание в поляризованном свете будет неодновременным*. В отличие от этого, применение CL или BSE изображений является успешным в большинстве случаев (*но не всегда*, например, рис. 3.2, 5.5, 5.6, 7.8 и 9.14 и далее) и, как отмечалось выше, часто бывает, что различные эпизоды роста, сохранённые в цирконе, испускают CL излучение различного **цвета**.

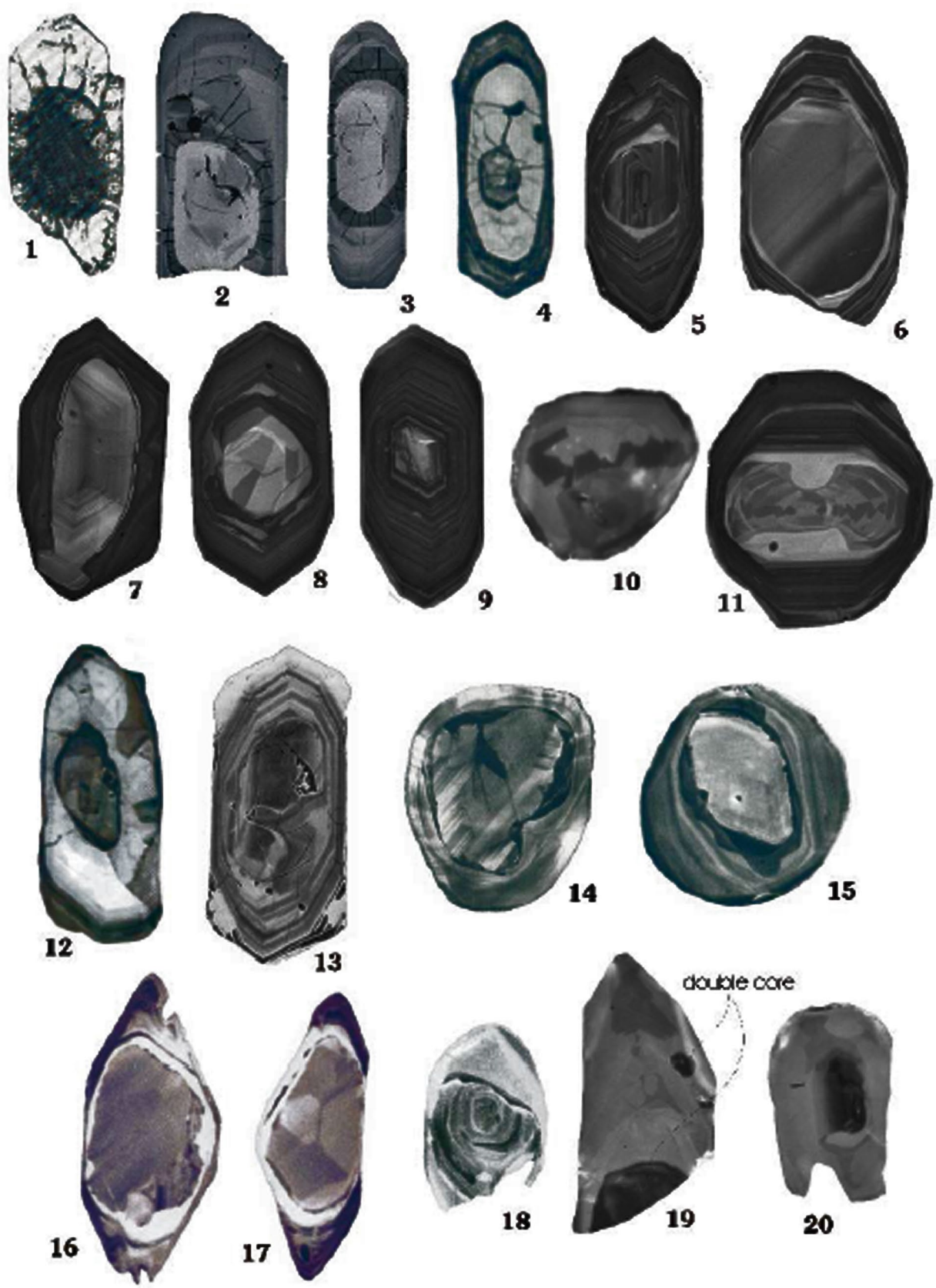


Рисунок 5. Различные проявления ксеногенных ядер в магматических и высоко-градиентных метаморфических породах. (1- 20) Различные появления ксеногенные ядра в магматических (1-13, 16-20) и высоко-градиентных метаморфических породах (14-15), (все зерна размером от 70 до 250 мкм); (1) - Большое метамиктное ядро расширилась, что привело к растрескиванию каймы, из Welin et al. (1982), TL.; (2, 3) - из J. Hanchar (неопубликованные данные), BSE; (4) - из Corfu and Ayres (1984), RL; (5, 6, 7, 8, 9) - из P. Kinny (неопубликованные данные), CL; (10) - из J. Hanchar (неопубликованные данные), CL; (11) - из P. Kinny



(неопубликованные данные), CL; (12) – из Andersson and Williams (2001), CL; (13) - из Paterson et al. (1992b), BSE; (14-15) - обломочные ядра, из Vavra et al. (1996), CL; (16, 17) – из Zeck and Williams (2002), CL; (18) - из Whitehouse et al. (1999), CL; (19, 20) - из D. Moser (неопубликованные данные), CL.

Ксеногенные ядра обычно отличаются от окружающих их кайм геометрически-неровными поверхностями, которые секут внутреннюю зональность, образуя рисунок «структурного несогласия» (рис. 5.5-5.8, 5.11 и 5.18), или разделяют округлые, незональные или хаотично зональные ядра от кайм с выраженной зональностью роста (рис. 5.2-5.3, 5.9, 5.12-5.16, 5.19 и 5.20). Такие структурные перерывы могут указывать на сильную резорбцию или механическую абразию циркона ранней стадии роста (рис. 5.7, 5.11-5.13), и на локальном уровне они могут показывать, что новый рост циркона произошел в другой кристаллографической ориентации, чем циркон субстрата (рис. 5.11). В определенных ситуациях, однако, может быть трудно отличить ксеногенное ядро от других доменов, таких как зоны местной перекристаллизации или специфические полосы магматического роста или точно определить местонахождение фактической границы между ядром и магматической оболочкой (рис. 5.4, 5.12, 5.16 и 5.17). Является обычным наличие более чем одного структурного перерыва внутри отдельного зерна циркона, и, в принципе, они могут указывать на наличие нескольких основных генераций, - сочетание этапов резорбции ядра (ранняя фаза в центре) и резорбции мантии (поздняя, периферия), или несколько стадий магматической резорбции в пределах одного магматического процесса. Интерпретации обычно могут быть надежными, или, по крайней мере, с меньшей погрешностью, когда структурные наблюдения сочетаются с изотопным анализом конкретных зон (доменов). (Иногда магматические цирконы разламываются в движущейся магме и затем обрастают каймами, давая структуры, сходные с ксеногенными ядрами).

В некоторых случаях зональные ксеногенные ядра могут сохранить идиоморфные контуры, которые переходят без видимых перерывов в зональные каймы. В таких случаях, только изотопный анализ конкретных областей (середина кристалла и его край) способен выявить присутствие ксеногенных ядер (Paterson и др., 1992b).

Трудности возникают при попытке выяснить происхождение ксеногенных ядер. В отдельных случаях, ключевая информация может быть получена путем прямого наблюдения в полевых условиях. Например, ксеногенные ядра, найденные в цирконах из мигматитов по обломочным осадочным толщам, или в классическом S-типа граните, могут быть легко интерпретированы как обломочного происхождения (детритовые). Частота изотопных возрастов и временные интервалы с их отсутствием, полученные для ксеногенных популяций циркона могут быть связаны с потенциальными источниками осадочного материала (распределение возрастов ядер может, также, быть сопоставлено

*с возрастными детритовыми цирконами из предполагаемого аналога). В случае ксеногенных ядер циркона, найденных в гранитных телах не доказанного однозначно корового происхождения, определить их природу не представляется возможным, но, в целом, можно предполагать обломочное происхождение ядер. Если источником гранитоидов является смешанный гнейсовый блок, то ксеногенные цирконы могут быть как супракрустального (т.е. детритового), так и магматического происхождения; в других случаях многостадийный магматический циркон, ожидаемо, может быть включен (образуи каймой) во вновь образованные цирконы. Таким образом, в большинстве случаев ясная и простая интерпретация происхождения ксеногенных ядер невозможна (по крайней мере – трудна). Сами ксеногенные ядра не дают достаточно подсказок относительно их происхождения. Иногда они сохраняют царапины и трещины, вызванные эрозией (механической абразией) и процессом седиментации (рис. 5.14 и 5.15), которые являются независимым свидетельством для обломочного происхождения, в противном случае такие подсказки слишком неоднозначны, чтобы им можно было доверять. В случае не-фракционированных основных и ультраосновных пород нормальной щёлочности, в которых циркон не образуется, ксеногенную природу циркона выдают ксеноморфная морфология (окатанность, абрадированная/резорбированная поверхность) и расхождение типа КЛ-структур в популяциях цирконов, сепарируемых из таких пород. Как правило, отдельные цирконы таких популяций дают расходящиеся значения возрастов («гетерохрония»), что также является указанием на ксеногенную природу или загрязнение при сепарации.*

## СУБСОЛИДУСНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И РОСТ ЦИРКОНА

### Позднемагматические явления

Цирконы могут быть затронуты различными процессами в разное время: на заключительных этапах магматической кристаллизации, во время медленного охлаждения больших интрузивных тел, и более поздних (наложенных) метаморфических событий. Различие между последствиями процессов не всегда явные, и не всегда есть консенсус по интерпретации образующихся вторичных структур.

Изменения магматического циркона во время поздне- и пост-магматического охлаждения, как правило, приводит к нарушению концентрической осцилляторной зональности. Одним из наиболее часто наблюдаемых последствий является развитие неправильных однородных доменов циркона, с низким U, секущих несогласно домены с ростовой зональностью (рис. 6.1-6.7). Эти домены, как полагают, развиваются при перекристаллизации, - процессе, стимулированном относительной нестабильностью областей богатых микроэлементами, относительно «чистого» циркона. Перекристаллизации, вероятно, способствовало наличие отделившихся от магмы водных флюидов в глубинных условиях (Pidgeon 1992, Nemchin and Pidgeon 1997, Schaltegger et al. 1999). Процесс перекристаллизации, смещая состав ближе к чистому циркону, вытесняет микроэлементы, приводя к их концентрации в богатых примесями изогнутых зонах (рис 6.5, 6.10-6.12 и 6.17;. Pidgeon et al. 1998). Другой способ перекристаллизации, по-видимому, проявляется как метасоматическое замещение циркона, создающего домены богатые примесными элементами. Например, призмы циркона, показанные на рисунке 6.16 характеризуется мозаичной структурой, которая, как представляется, развивались посредством модификации исходного низко-U циркона, либо во время поздней магматической стадии или при последующем метаморфизме (Corfu and Ayres, 1984). Возникновение "изогнутых" призм в этой популяции предполагает, что развитие мозаичной структуры, возможно, предшествовало образованию пятнистой (напряженной) структуры, подобной той, которая наблюдается на рисунке 3.5.



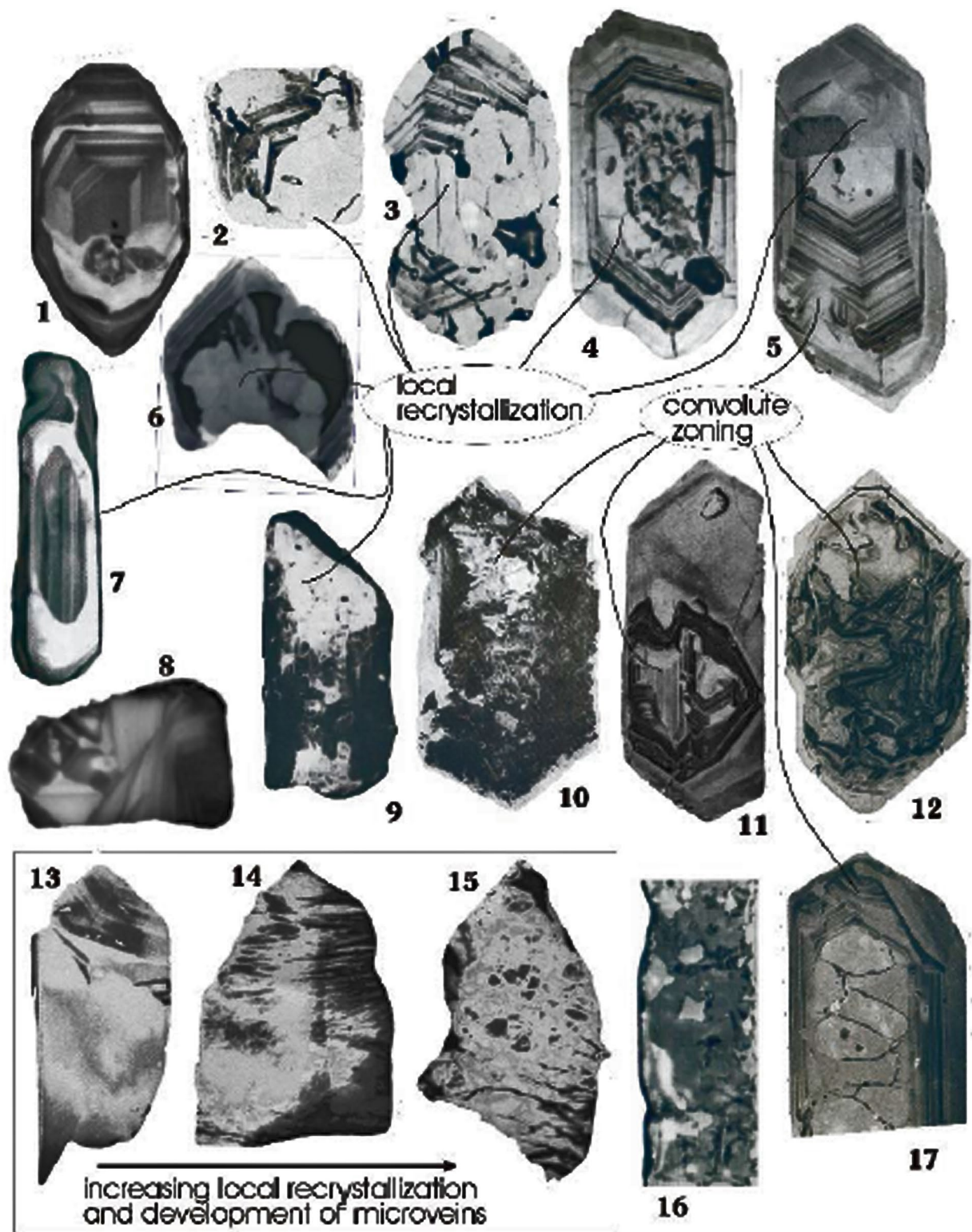


Рисунок 6. Перекристаллизация циркона - позднее- до постагматической. Зерна размером от 70 до 250 мкм (1) Периодическая зональность срезана областью повторно гомогенизированного циркона, из Poller (1997), CL; (2- 7) Частично сохранённая зональность роста циркона пронизанная трансгрессивными зонами рекристаллизации и локального развития «скрученной» (конволютной) зональности; (2,3) –из Pidgeon (1992 г.); RL; (4, 5) –из Nemchin and Pidgeon (1997), RL; (6) –из Schaltegger et al. (2002), CL; (7) –из Andersson and Williams (2001), CL; (8) - структуры типа «косой слоистости» (из J. Hanchar, неопубликованные данные) (9-12, 17) Гетерогенный пятнистый рисунок и скрученная зональность, отнесённая к пост-кристаллизационной очистке кристаллической структуры с прогрессивной миграцией полос богатых микроэлементами; (9) - из Vavra and Hansen (1991), CL; (10) - из Mulch et al. (2002), CL; (11, 12, 17) - из Pidgeon et al. (1998), RL. (13-15) Циркон из

лейконоритов, демонстрирующие большее количество локальных доменов перекристаллизации и развития микропрожилков (с добавлением U), что коррелируется с «перезапуском» U-Pb «часов», модифицировано из Ashwal et al. (1999), CL; (16) Пятнистая мозаичная структура, указывающая на метасоматическое замещение низко-U домена цирконом, с более высоким U (и предположительно других микроэлементов), из Corfu and Ayres (1984), RL.

## Метаморфизм средних и высоких температур

Три циркона, показанные на рисунках 6.13-6.15 отображают прогрессивное развитие структур прожилков и брекчирования, по исходно относительно однородному циркону (Ashwal др., 1999). U-Pb датирование показывает, что количество прожилков рассекающих эти зерна циркона коррелируется со степенью омоложения, указывая на то, что потеря Pb была вызвана метаморфической перекристаллизацией, в каком-то случае диффузия через границу зерна (*и по трещинам*), скорее всего, превосходила объемную диффузию. Аналогичным образом, луковиче-подобная структура замещения или рекристаллизации видимая в кристалле циркона на рисунке 6.6, как было показано, была сформирована во время метаморфического события (Schaltegger и др. 2002). Connelly (2001) задокументировал едва различимую тонкую метаморфическую рекристаллизацию, приведшую к постепенному, но однородному исчезновению первоначальной зональности роста, что коррелируется с большими потерями Pb. Циркон в высоко-метаморфизованных породах имеет широкое разнообразие и сложность структур, которые отражают изменения физико-химических условий и продолжительности каждого метаморфического события, и вызваны изменениями уже существующих структур и / или ростом нового циркона (рис. 7). Наименее измененные зерна циркона могут частично сохранять остатки исходной зональности роста, будучи только локально измененными метаморфизмом, и потому демонстрируют структуры, напоминающие таковые для поздне-магматической перекристаллизации, как описано выше (рис 7,1-7,5; ср. Рис 6) (Hoskin and Black, 2000). Цирконы из магматического протолита из PR региона Джорджтаун, Австралии, испытали различную степень перекристаллизации в ходе события в условиях высокой амфиболитовой фации. Циркон во многом сохраняет магматическую осцилляторную зональность, хотя она становится все более изогнутой, смазанной и утолщенной, реагируя на метаморфизм. Доминирующая структура, однако, это трансгрессивные/перекрывающие (все уже ранее существующие структуры) домены циркона в форме пятен и выпуклостей. Области перекристаллизации возникают преимущественно на окончаниях кристалла, но также и в других местах, в глубине кристалла, иногда не соединенных явно с его поверхностью. Большое значение имеет сохранность реликтов первичных структур (зональности роста) в пределах областей перекристаллизации. Эти реликты называются "структуры-призраки" и несут ответственность за «смешанные» изотопные возрасты и смешанные микроэлементные концентрации между областями с сохраненной зональностью роста и полностью перекристаллизованными участками. Hoskin and Black (2000) интерпретировали эти структуры как представляющие рекристаллизацию в твердом состоянии, потому что наличие призраков-структур и изоляция некоторых областей полной перекристаллизации от поверхности кристалла несовместимы с локальным процессом растворения/переосаждения (в присутствии флюида).

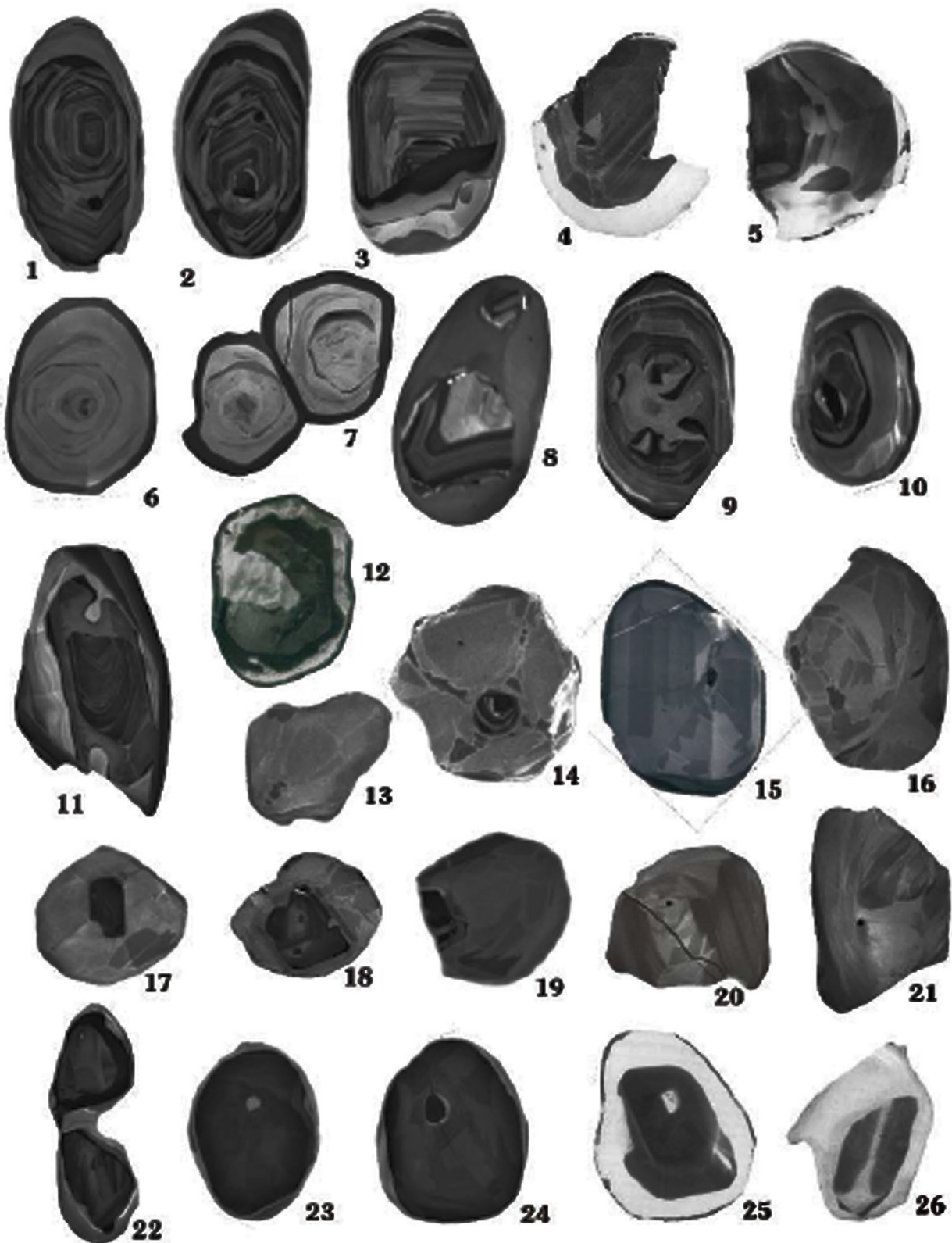


Рисунок 7. Перекристаллизация и новый рост циркона в высоко-градиентных метаморфических породах..(Все зерна от 70 до 350 мкм в размере) (1-5) Исходный идиоморфный циркон срезается рекристаллизованными или вновь выросшими доменами с более однородным составом; (1, 2) - гнейсы Akilia, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL; (3)- Akilia гнейсы, из Nutman et al. (2002 г.); (4, 5) – нижнекоровые ксенолиты, из Moser and Heaman (1997), CL. (6-12) Циркон с очень нерегулярной концентрической зональностью, с локально наложенными зонами рекристаллизации или нового роста; (6, 7, 8) - нижнекоровый ксенолит, из M. Schmitz (неопубликованные данные), CL; (9, 10, 11) - из различных метаморфических пород, из P. Kinny

(неопубликованные данные), CL; (12) - из мафического гранулита, из Peucat et al. (1990), CL. (13-19) Секториальная зональность и зональность типа «ёлочки», локально окружающие старые компоненты цирконов; (14,16) - из нижнекорового ксенолита, из Schmitz and Bowring (2002b), CL; (15) - из пород гранулитовой фации, из Pidgeon et al. (2000), CL; (13,17,18) – из высоко-градиентных гнейсов, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (20-22) Хаотичные структуры с локальными проявлениями доменов со структурой «течения»; (20, 21) - из нижнекорового ксенолита, из Schmitz and Bowring (2001), CL; (22) - из мигматитовых гнейсов, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (23-25) Полосы или другие большие сегменты однородно структурированного циркона; (23, 24) - гнейсы Akilia, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL; (25) – из нижнекорового ксенолита, из Moser and Heaman (1997), CL, (26) – из гранулита, из Bingen et al. (2001a),

В породах гранулитовой фации циркон, как правило, характеризуется очень хаотическими структурами. Концентрическая зональность, когда присутствует (рис. 7.6-7.12), довольно нерегулярна и лишь слабо напоминает параллельную или регулярную/закономерную геометрию зонального магматического циркона (см рис. 4). Некоторые варианты секториальной и «ёлочко-образной» зональности очень распространены (рис. 7,13-7,19), последняя (*выраженная как клиновидные секторы с зубчатыми границами*) отражает сильные колебания темпов роста (Vavra et al., 1996). Самые крайние структурные типы имеют абстрактные и хаотические структурные рисунки, которые сочетают в себе пошаговые стадии роста со структурами «течения» (рис. 7.20-7.22). Невзирая на наличие таких геометрически сложных узоров, нередко наблюдаются цирконы, или, по крайней мере, большие домены циркона, которые полностью однородны (или почти таковые) при исследовании с применением обычных методов визуализации (рис 7.23-7.26; а также части других зерен в рис. 7). В случае, когда область равномерно CL-темная (или светлая в BSE), они могут быть предположительно лишены зональности, потому что люминесценция может быть подавлена высоким содержанием микроэлементов или метамиктизацией. Однако, домены, которые дают очень CL-яркие изображения могут быть действительно однородными, поскольку они имеют очень низкие содержания микроэлементов. Рис. 7.8, 7.11 и 7.12, в частности, показывают, как такие домены развиваться как краевые полосы и выпуклости, которые локально проникают внутрь зерна, но локально они также образуют амёбовидные зоны, полностью заключенные в центре зерен (рис. 7.9).

Bingen et al. (2001a) описывают, как метаморфический циркон из гранулитов развивается, в виде наростов в форме шляпы на ранее существовавшем цирконе и ильмените (рис. 7.26), или очень длинные, тонкие оболочки следующие по границе зерен или трещинам в ильмените (рис. 8.1-8.3); они заключили, что требуемый для роста цирконий был получен при распаде ильменита и бадделеита.

## Метаморфизм высокого давления

Понимание природы циркона из эклогитов является интригующей и сложной задачей, особенно учитывая, что датирование событий высокого давления является значимым для реконструкции истории древних коллизионных поясов. В простейших случаях, эклогитовые цирконы имеют округлые и несколько неправильные формы, но относительно однородные внутренние структуры. Пример на рисунке 9.1 демонстрирует волнистую структуру "полярного сияния". Эта структура является типичной для этих цирконов, давая изотопный возраст, отвечающий времени события высокого давления (Corfu et al., 2002). Подобные структуры также имеют зерна на рисунках 9.2 и 9.3, в то время как иные цирконы, на рисунках 9.4-9.6, более однородны, но локально содержат темные зоны.

В общем, эклогиты содержат цирконы сложных типов. Один из распространенных типов содержит две фазы: более древние реликты, сформировавшиеся до эклогитизации породы, окруженные и/или пронизанные новым метаморфическим цирконом (рис. 9.7-9.15). Ядра могут быть однородными или иметь зоны роста, локально со следами ранее произошедшей резорбции и перекристаллизации (рис. 9.9 и 9.13). Метаморфические каймы, как правило, от однородных до несколько неоднородных, и отделены от ядер нерегулярными поверхностями, указывающими на коррозию. Последняя черта особенно заметна в рисунке 9.15, который показывает новый метаморфический циркон, выросший совместно с коэситом, в каверне в глубине исходного кристалла. Новый материал, скорее всего, проник извне кристалла вдоль сети тонких трещин. Однородность метаморфических цирконов и внутрикристаллических доменов, описанная выше, контрастируют с осцилляторной зональностью, видимой в цирконе на рисунке 10. Метаморфическая природа последнего подтверждается, в каждом случае, по соответствию U-Pb возрастов геологическому контексту. В целом, зональность закономерная, в виде либо очень тонких или очень грубых полос и довольно похожа на зональность магматического циркона (рис 10.1-10.4; 10.6 и 10.7). Сложная картина более характерна для кристаллов циркона гранулитовой фации, показанных на примере зерен на рис 10.5. Зерно, показанное на рисунке 10.1 единственное зерно в популяции циркона (исследованного с помощью CL, см также рис 9.1), которое показывает такую мелкомасштабную зональность на краю зерна. Более выраженное развитие зональности на краю зерна также очевидно на рисунке 10.6. Наличие такой зональности в метаморфических цирконе работает против «общего мнения» (*отождествление тонкой ростовой зональности с магматическим ростом*) и вызывает некоторое расхождение в интерпретациях. Gebauer et al. (1997) показывают, что зональность, обнаруженная в таких зернах (рис. 10.2 и 10.6), возможно, отражает кристаллизацию в локально существующем расплаве или сверхкритических флюидах, которые могут появиться на пике метаморфизма. Они также обратили внимание на появление в этих зернах однородных



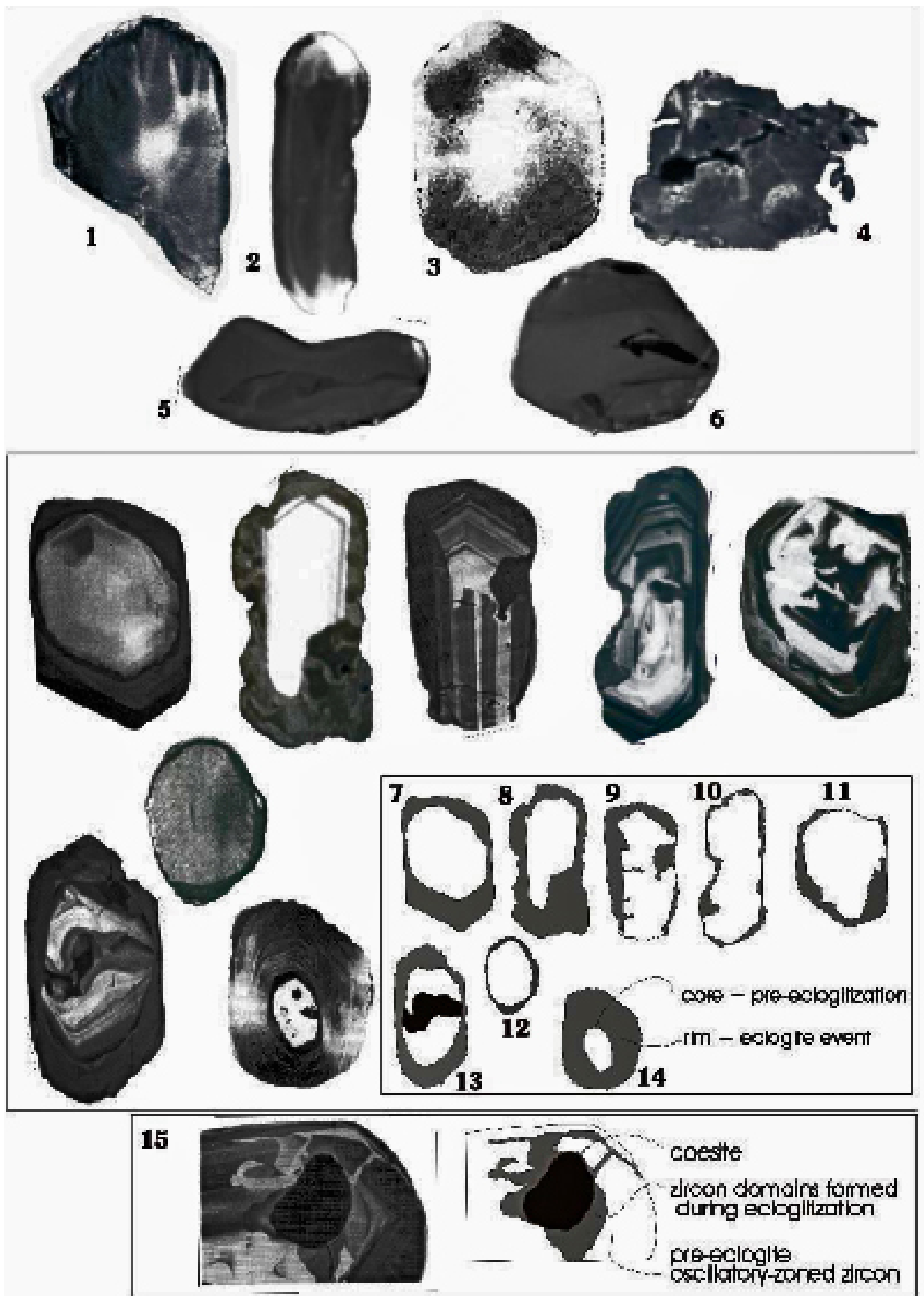


Рисунок 9. Цирконы в породах высокого давления. Все показанные зерна от 70 до 300 мкм по размеру. (1-3) Нерегулярная, диффузная (типа «полярного сияния») зональность; (1) – из Corfu et al. (2002), CL; (2) – из Schmitz and Bowring (2002a), CL; (3) – из Rowley et al. (1997), CL; (4-6) В значительной мере однородные структуры; (4) – из Lopez Sanchez-Vizcaino et al. (2001), CL; (5) (6) – из Schmitz and Bowring (2002a), CL; (7-14)

эклогитоподобные цирконы, замещающие и обрастающие до-метаморфическую фазу; (7)- из Rubatto et al. (1998), CL; (8) –из Hacker et al. (1998), CL; (9) –из Gebauer et al. (1997), CL; (10,11) –из Rubatto and Gebauer (1999), CL; (12) - из Oberli et al. (1994), CL; (13) - из Liermann et al. (2002), CL; (14) - из Rowley et al. (1997), CL. (15) - Отношения между древним зональным цирконом и доменами циркона, метаморфического генезиса вместе с псевдо-включениями коэсита, из Gebauer et al. (1997), CL.

областей вокруг мелких включений, предполагая, что они представляют собой зоны отжига, которые вызвали обмен химических элементов с включениями (рис. 10.6 и 10.7). Более необычная структура - очень нерегулярный пятнистый рисунок (рис. 10.8 и 10.9), наблюдается в идиоморфном цирконе из низкотемпературного эклогита из Греции (Bröcker and Enders, 1999). Авторы интерпретируют эти цирконы, как образованные при метасоматических процессах во время события высокого давления, хотя можно было бы утверждать, что эклогитовое событие могло только лишь вызвать структурные нарушения, но не образование нового циркона. Некоторые подсказки, касающиеся механизмов, которые формируют цирконы в эклогитах были предоставлены Bingen et al. (2001b): они предположили, что цирконовые короны вокруг ильменита выросли за счёт распада ильменита (на рутил и гранат; рис. 8.4), чтобы сформировать более крупные зерна циркона.

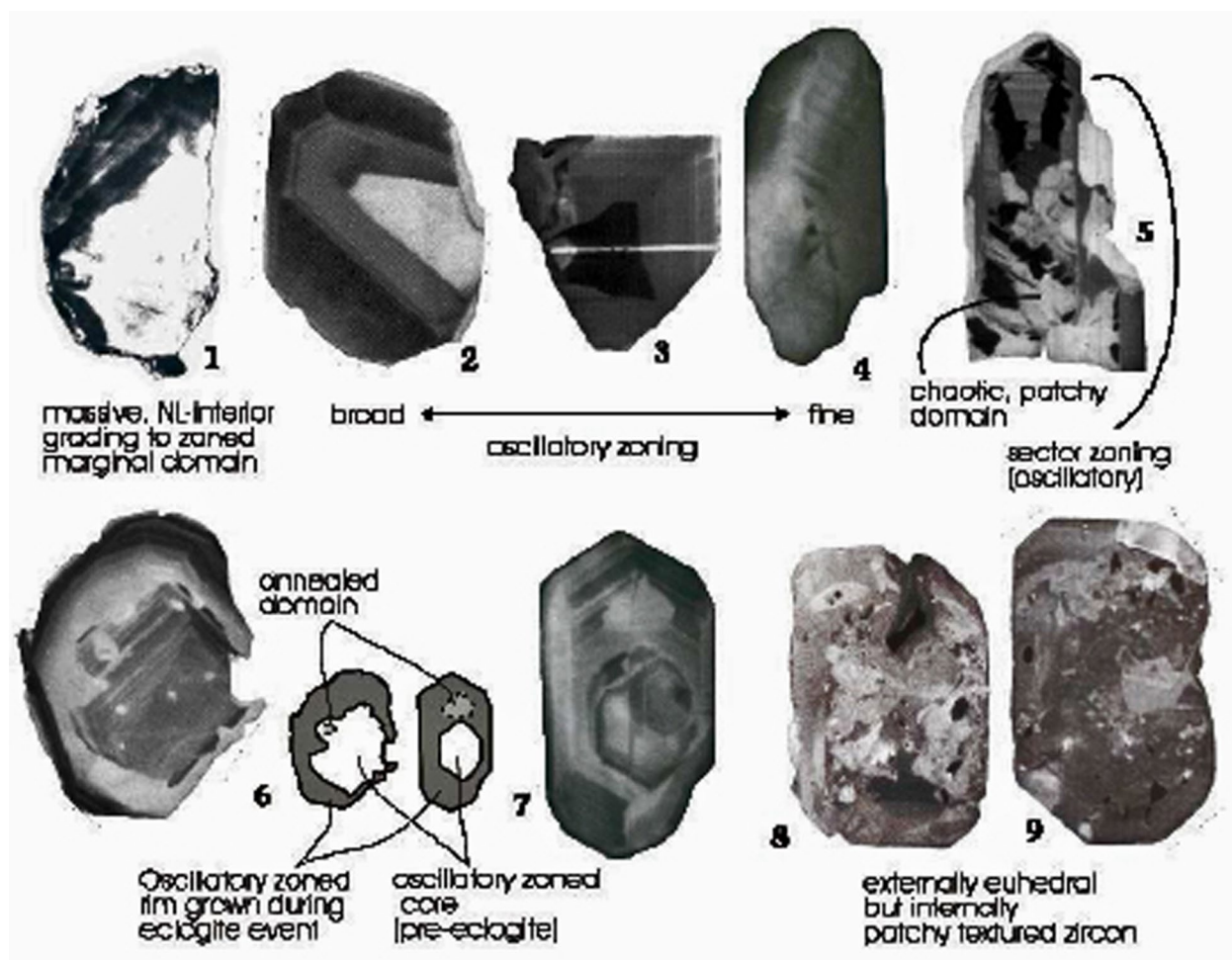


Рисунок 10. Зональность циркона из пород высокого давления. Показанные зерна от 70 до 300 мкм по размеру. (1) Внутренняя диффузная зональность, окружённая краевым доменом с зональностью роста, из Corfu et al. (2002), CL. (2-4) Вариации зональности роста, (2) –из Gebauer et al. (1997), CL; (3) –из Rubatto et al. (1998), CL; (4) - из Bingen et al. (2001b), CL. (5) сложная зональность, из Rubatto et al. (1998), CL. (6-7) - эклогитовые



цирконы, содержащие ядра с зональной структурой; **(6)** –из Gebauer et al. (1997), CL; **(7)** - из Bingen et al. (2001b), CL. **(8-9)** Пятнисто-структурированные цирконы из эклогитов, из Bröcker and Enders (1999), CL.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЦИРКОНЫ

Это тип несколько искусственный, так как может быть, что весь метаморфический рост циркона (и резорбция) происходит только в присутствии жидкой фазы (силикатного расплава или водного флюида). Реакции, продуцирующие циркон при распаде бадделеита (рис 8.5-8.8; Davidson and van Breemen 1988) включают добавку диоксида кремния и, вероятно, также других катионов, поскольку такие цирконы, например, имеют совершенно отличные от родительского бадделеита отношения Th/U. Транспорт кремнезема и других катионов, возможен через водный флюид. Другими примерами роста циркона, которые могут происходить при содействии флюида, являются рост циркона на ильмените (рис. 8.1-8.3) в гранулитах и короны микроцирконов, наблюдаемых вокруг рутила в эклогитах (рис. 8.4). *(Следует отметить рост циркона и циркон-ксенотимового агрегата в условиях ФЗС, выявленный в метаосадках Hay and Dempster, 2009 Journ. Petrol. Vol. 50 No 4 pp. 571-589 doi:10.1093/petrology/egp011 – рост происходил за счёт растворения метамиктного циркона).*

Рост гидротермального циркона был описан в агапитовой среде (рис 8.9 и 8.10; Rubin et al., 1989), где метасоматоз, по-видимому, происходит во время поздней стадии магматической кристаллизации. Метасоматический циркон, показанный на рисунке 8.11, развивался при метасоматозе ультраосновных пород в мантии (Grieco et al., 2001). В подобных условиях, циркон был отмечен в ассоциации с бадделеит/цирконолитовыми каймами в метасоматических жилах, секущих мантийные перидотиты (Kinny and Dawson, 1992). Примеры на рисунках 8.12 и 8.13 показывают образование высоко-U цирконовых оторочек, которые, в некоторых случаях, являются простым обрастанием, но чаще образуют «заливы» в низко-U регионах в кристаллах циркона. Эти высоко-U регионы, возможно, формируются при метасоматозе, или перекристаллизации, или путём растворения и повторного осаждения во время события, которое, вероятно, сопровождалось региональной гидротермальной активностью (McLelland et al. 2001, Hanchar et al. in preparation).

Хорошо сохранившаяся внешняя граница кристалла будет, как правило, подтверждением некоего простого механизма замещения, хотя природа этого процесса остается неясной. Картина, наблюдаемая для зерен на рисунках 3.6 и 6.13-6.15 вполне может соответствовать аналогичному процессу. Скорее всего, эти высоко-U регионы в кристаллах циркона - не результат простой объемной диффузии U диффундирующего внутрь и Zr диффундирующего наружу на основании слабой кинетики диффузии U в цирконе в коровых условиях (Cherniak et al. 1997b). Хотя в некоторых случаях исследователи предполагают, что их цирконы имеют гидротермальное происхождение, по-прежнему существует неопределенность. Циркон, однозначно осажденный из водного флюида имеет "губчатую" структуру (Wayne and Sinha 1992, Hacker et al. 1998-рис 3 в нем;... Hoskin et al., 1998) и они чрезвычайно обогащены HFSE, PЗЭ (Hoskin et al., 1998), нерадиоактивным свинцом (Watson et al., 1997) и фтором (Hoskin 1999). Мы считаем эти характеристики полезными критериями для выявления циркона, кристаллизующегося из водных растворов при низком давлении (<2 кбар), низкой температуре (<500 ° C) и при высоком соотношении вода / порода.

*Циркон, сформированный в флюидо-насыщенной среде, на примере пегматитов ЮЗ Шпицбергена (Majka et al., 2012, Polish Polar Research, Vol. 33, no. 1, pp. 1–17, doi: 10.2478/v10183-012-0003-6) имея дипирамидально-призматическую морфологию был оптически непрозрачен, почти бесцветен, КЛ-бесструктерн и содержал большое количество мелких минеральных включений. U-Pb анализ выявил высокое содержание нерадиоактивного свинца (по измеренному <sup>204</sup>Pb), что делает такой циркон мало пригодным для датирования, однако, в детритовых популяциях может указывать на наличие редкометалльных пегматитов в области источника сноса.*

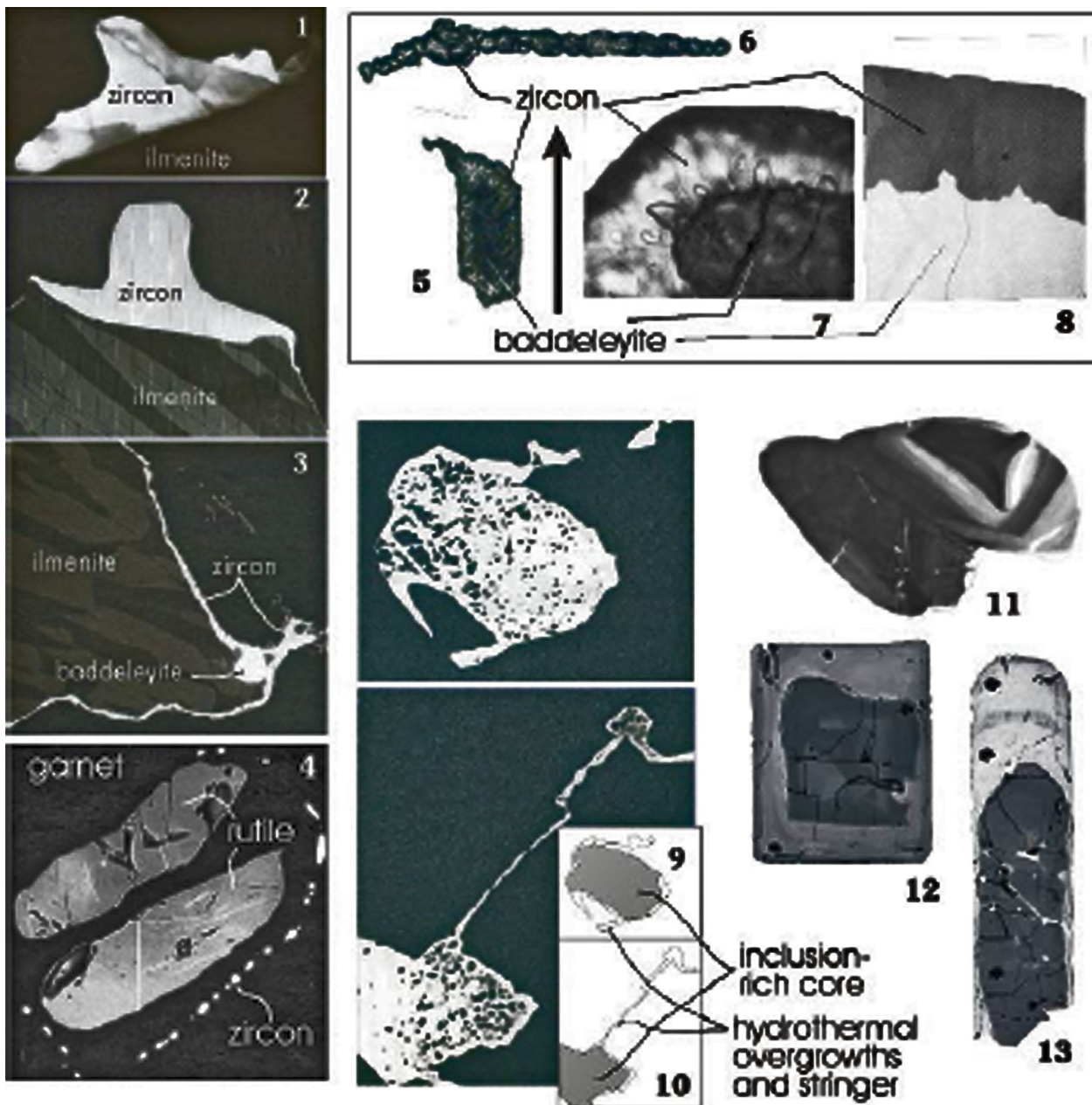


Рисунок 8. Формы роста метаморфических гидротермальных цирконов. (1-3) развитие циркона в гранулитах; (1, 2) - циркон в форме шляпы, обтекающий ильменит; (3) - Тонкий слой циркона, покрывающий ильменит, в контакте с бадделеитом, из Vingen et al.;(2001a), (1) = CL, 300 мкм в ширину, (2, 3) - BSE, 100 мкм (4) Циркон, формирующий цепочки бусинок вокруг рутила. Оба в окружении гранатов, из Vingen et al. (2001a), BSE 100 мкм шириной; (5-8) Формирование циркона из бадделеита; (5) - короны циркона вокруг бадделеита, TL (шлиф), 100 мкм длиной; (6) - цепь кристаллов циркона в плагиоклазе (полная реакция с бадделеитом); 250 мкм длиной, TL (шлиф); (7, 8) - детали взаимоотношений циркона и бадделеита, TL (7) и BSE (8), изображение ок 80 мкм шириной: все из Davidson and van Breemen (1988). (9-10) поздне-магматической циркон, богатый включениями (торита): разрастание гидротермального, свободного от включений циркона, из Rubin et al. (1989), BSE, зерна шириной от 5 до 10 мкм; (11) Метасоматический циркон в ультраосновных породах, из Grieco et al. (2001), CL; (12-13) богатые U каймы замещения гидротермальным цирконом вокруг низко-U циркона, из J. Nanchag (неопубликованные данные) BSE, оба кристалла ок 100 мкм в ширину.

Гидротермальность природа циркона может быть доказана анализом РЗЭ в нём, а также оценкой температуры кристаллизации по Ni-in-zircon термометру.

## КИМБЕРЛИТОВЫЕ И СВЯЗАННЫЕ С МАНТИЕЙ ЦИРКОНЫ

Термин "кимберлитовый циркон" используется здесь для обозначения мегакристаллов циркона, обычно извлекаемых из кимберлитов, карбонатитов, щелочных базальтов, и других пород глубинного происхождения; он встречается, но гораздо реже, как компонент сиенитовых ксенолитов, переносимых такими магмами. Доминирующей характеристикой кимберлитового циркона является их общий большой размер (до см размером) и ксеноморфная морфология (Kresten et al. 1975; Belousova et al. 1998). Внутренние структуры имеют широкий диапазон. В мегакристаллах, показанных на рисунках 11.1-11.4, структура в значительной степени однородна, за исключением некоторых слабо проявленных очертаний больших угловатых доменов, возможно, связанных с растрескиванием. Зерна на рисунке 11.5 сохраняют очень слабо проявленную и широкополосную зональную структуру. В отличие от этого, зерна на рисунке 11.6 показывают великолепную, хотя и сложную, ростовую зональность. Два аналогичных зерна показано на рисунках 4.4 и 4.5. Причина этих вариаций не ясна. Возможно, слабая проявленность зональности в некоторых зернах может быть связана с длительным нахождением мегакристаллов при очень высоких температурах в мантии, что, возможно, привело к частичной или полной гомогенизации любой исходной зональности: в этом случае те мегакристаллы, в которых хорошо сохраняется зональность, видимо, не оставались в области источника в течение длительного времени. Конечно, обычно наблюдаемые возрасты мегакристаллов, относительно извергающей их магмы относятся ко времени их пребывания в источнике, возможно, не намного предваряющим время вулканической активности, но есть и исключения. Другое распространенное наблюдение состоит в том, что, когда присутствует осцилляторная зональность в кимберлитовых цирконах она часто срезается ксеноморфным краем зерна (например, рис. 4.4 и 4.5), указывая на то, что, несмотря на их большой размер, они существенно растворены относительно первоначально больших размеров зерна. *Нельзя исключить и вариант механической абразии в процессе извержения вещества: подобные округлые формы наблюдаются у цирконов из кислых туфов и игнимбритов.* Рисунок 11.7 иллюстрирует вид того же зерна видели, что и на рисунке 11.5 в поляризованном свете. Явная мозаичная структура была истолкована как следствие возможной хрупкой деформации, вызванной стрессом, влияющим на цирконы на больших глубинах (Schärer et al. 1997), хотя это, скорее всего, следствие быстрого снижения давления при извержении. Рис. 11.8-11.10 показывают часто наблюдаемую реакционную кайму между цирконами и другими силикатами, ведущих к образованию промежуточных бадделеита и иногда также цирконолита (Heaman and LeCheminant 1993). Эти реакции де-силификации были связаны с эпизодами метасоматоза в мантии, но могли также развиваться на поздней стадии контакта мегакристаллов циркона с воздымающейся, недосыщенной диоксидом кремния, магмой.

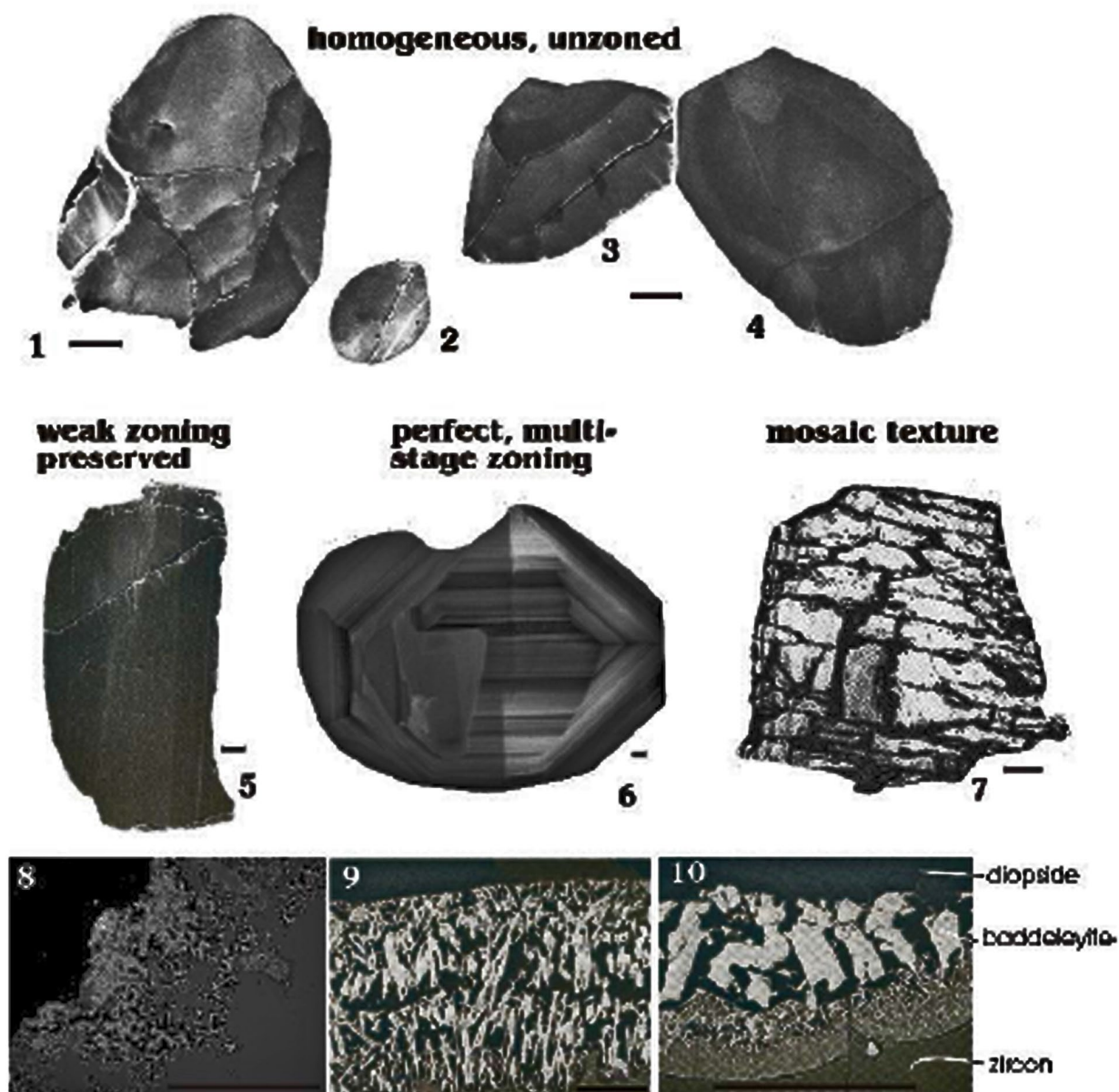


Рисунок 11. Кимберлитовые цирконы. Масштабная линейка ок 100 мкм. (1-4) однородно структурированный циркон в метасоматизированном мантийном ксенолите из кимберлита из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (5) Слабо зональный кимберлитовый циркон, из Schärer et al. (1997), CL. (6) Отчётливо зональные кимберлитовые цирконы, из P. Kinny (неопубликованные данные), CL. (7) Мозаичная структура в поляризованном свете, из Schärer et al. (1997), TL. (8-10) Распад кимберлитового циркона на бадделеит, (8) - из P. Kinny (неопубликованные данные), BSE; (9,10) – из Heaman and LeCheminant (1993); BSE.

## **СТРУКТУРЫ ЦИРКОНОВ, СВЯЗАННЫЕ С МЕТЕОРИТНЫМИ УДАРАМИ**

Малораспространенный класс циркона включает зерна, образование которых связано с падением крупных метеоритов. Их наиболее характерным диагностическим признаком является наличие нескольких серий плоскостных деформаций (рис. 12.1- 12.6 и рис. 2.35), которые выявляются особенно хорошо с помощью сканирующего электронного микроскопа (SEM) на протравленных поверхностях (Bohor et al., 1993). Эти особенности, однако, часто могут также рассматриваться с помощью обычной оптической микроскопии в проходящем или отраженном свете (рис. 12.2 и 12.4) в зернах, смонтированных в эпоксидной «шайбе» или в шлифе. Под бинокулярным микроскопом, зерна циркона, испытавшие шоковое воздействие выглядят беловатыми и очень мутным, даже полностью непрозрачным, но иногда можно обнаружить характерные плоскостные структуры (Krogh et al., 1984, 1993). При увеличении степени ударного воздействия в цирконах развиваются гранулированные структуры и происходит превращение в поликристаллические агрегаты (рис. 12.7 и 2.36). В самых экстремальных условиях они начинают плавиться, процесс, который приводит к образованию структур, таких как показанные на рисунках 12.8 и 12.9. Зерна циркона, испытавшие шоковое воздействие, которые попадают в слой импактного расплава, могут обрести новообразованными каймами, которые отличаются в основном отсутствием следов ударной деформации, указывая на то, что они сформировались немедленно после ударного события (рис. 12.5, 12.6 и 2.16). Такие цирконы являются бесценными для датировки времени воздействия (Kamo et al. 1996, Moser 1997, Gibson et al. 1997).



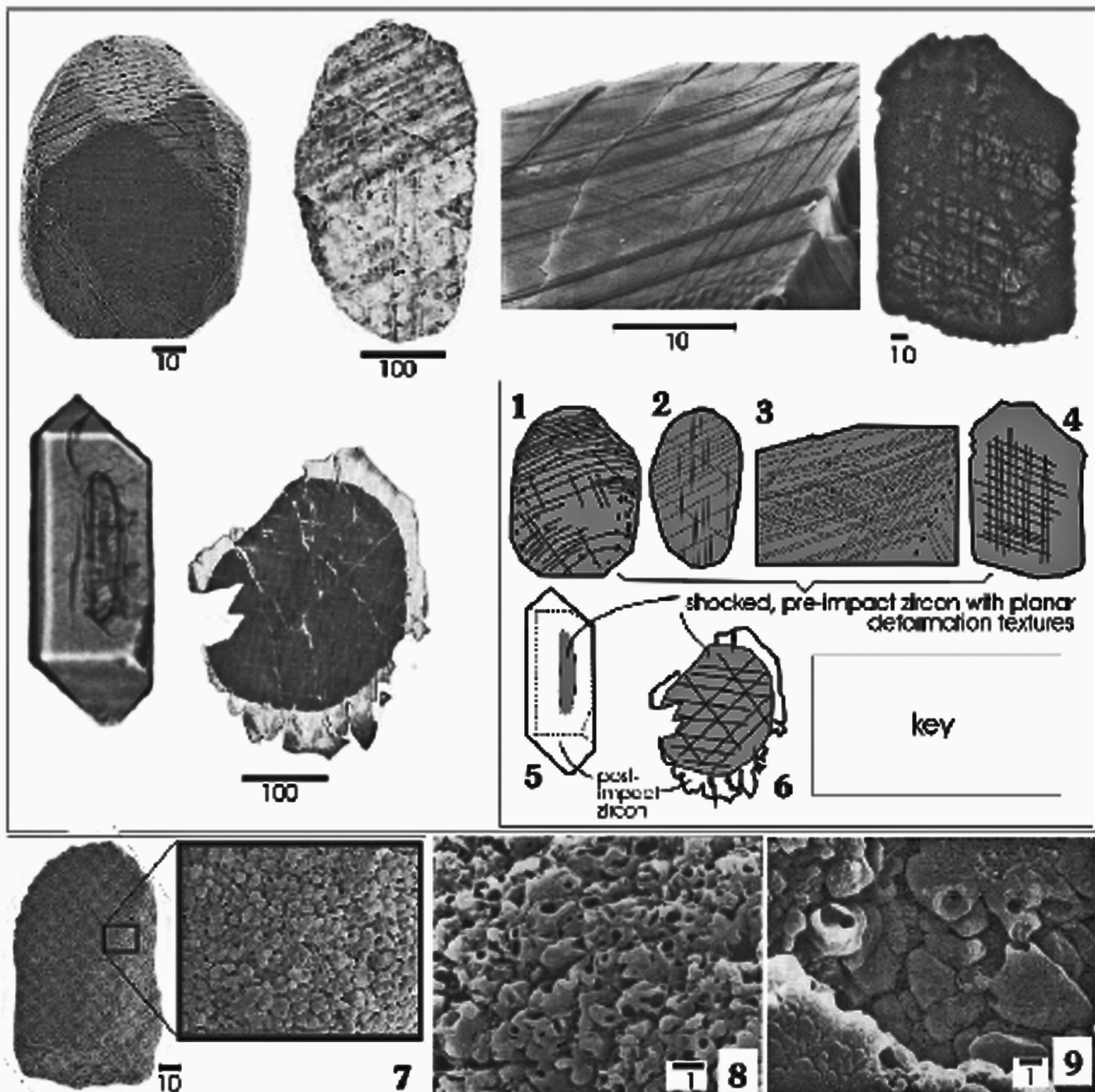


Рисунок 12. Внешний вид и структура циркона в метеоритных ударных структурах. (1, 2) Претерпевшие ударный шок кристаллы циркона из чарнокита в структуре Vredefort, из Kamo et al. (1996), 1 = SEM, 2 = TL, поляризованный свет. (3) - идиоморфный циркон с тремя системами структур планарной деформации; Кратер Маникуаган, из Bohor et al. (1993); SEM. (4) - Несколько систем планарных деформаций в претерпевшем ударный шок цирконе из риолитов Коппер Клифф, структура Садбери, из Ф. Корфу (неопубликованные данные), TL. (5, 6) цирконы из пост-ударного гранита из структуры Vredefort, из Gibson et al. (1997); 5 - идиоморфный кристалл без ударных структур, включающий трещиноватое ядро (RL); (6) - ядро циркона с системами планарных деформаций, окруженное пост-ударной не трещиноватой цирконовой каймой (CL). (7) гранулированное зерно циркона из гранофировой части расплавно-брекчиевой дайки, структуры Vredefort, из Kamo et al. (1996), SEM. (8, 9) поликристаллические зерна со структурами дегазации и плавления; (8) - К / Т дистальное импактное выброшенное вещество, Verwind Каньон, штат Колорадо, из Bohor et al. (1993); SEM; (9) – формация Onaping (импактный расплав), структура Садбери, из Krogh et al. (1996), SEM.

## ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Дифференциальная метамиктизация циркона вызывает объемное расширение богатых U доменов (Holland and Gottfried 1955) с последующим растрескиванием более устойчивых и хрупких низко-урановых областей (например, Chakoumakos et al., 1987; рис 13.1-13.4.). Обычно растрескивание начинаются на контакте с более метамиктными доменами или высоко-U включениями и развиваются в радиальном направлении наружу через низко-U зоны (рис 2-19-2.21;. 5.1-5.4; 13.1 и 13.2). Существует также второй тип трещиноватости, который развивается концентрически вдоль границы между доменами с высоким и низким U (рис. 13.2 и 13.3). Lee and Tromp (1995) обсуждают параметры, ответственные за развитие таких систем трещин и приходят к выводу, что они контролируются, главным образом, степенью метамиктности, относительной толщиной "оболочки" и ограничивающего (внешнего) давления. Они также предполагают, что последний фактор может служить инструментом для оценки глубины нахождения породы. Однако это навряд ли достижимо, поскольку повышенные температуры нижней коры повышают степень отжига до точки, когда растрескивание циркона развивается слабо. Об этом свидетельствует, как правило, очень хорошая сохранность циркона при эксгумации пород нижних слоёв земной коры (например, Rudnick and Williams 1987, Hanchar and Rudnick 1995).

Параллельное разрушение циркона из нижнекорового ксенолита на показано рисунке 13.5 и является фдй носителя (ксенолита) во время извержения вулкана (Rudnick and Williams 1987). Это может быть аналогом механизма деформации, формирующего мозаичные структуры, наблюдаемые в некоторых кимберлитовых цирконах (рис. 11.7). Другие факторы, которые вызывают растрескивание циркона это внешний стресс во время милонитизации (Wayne and Sinha 1988) или диагенез (рис 13.6;. Medenbach 1976). При воздействии прогрессивного диагенеза, или других метаморфических воздействий, системы трещин могут залечиваться и могут быть видны только при определенных условиях (рис 13.7-13.8;. Также рис 3.5, 3.6 и 9.15.).



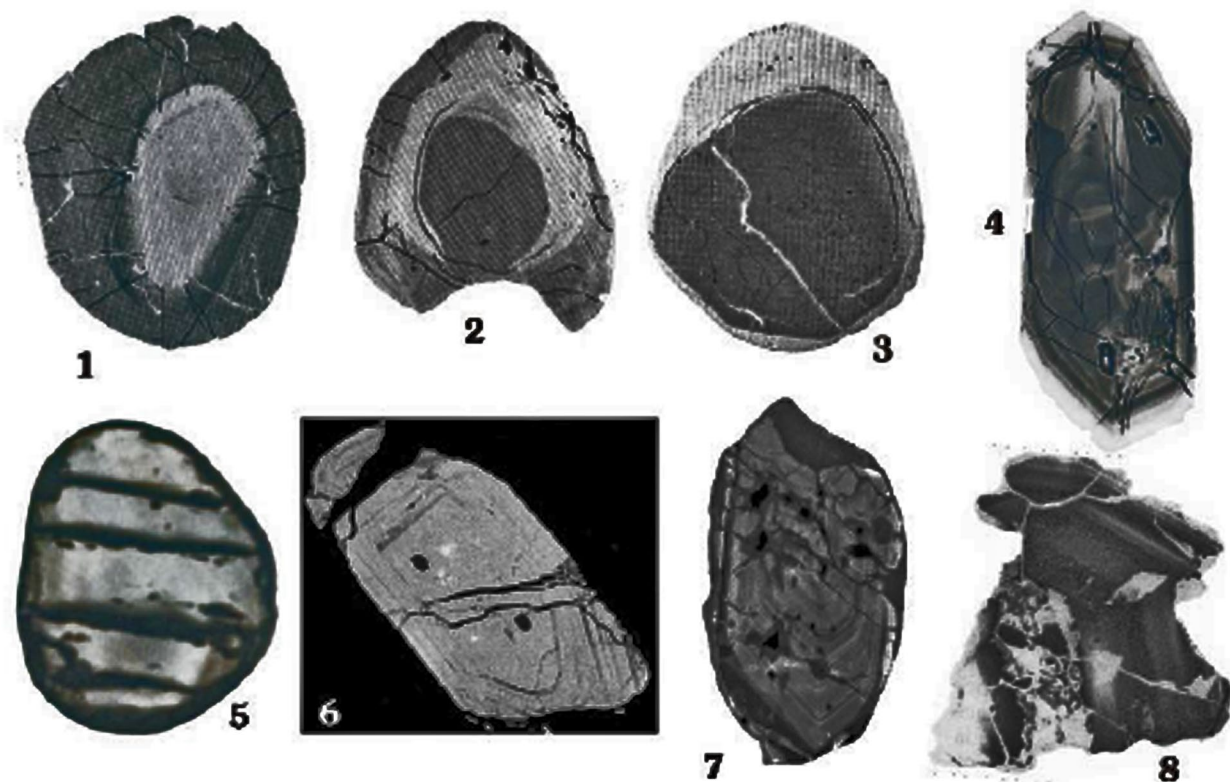


Рисунок 13. Структуры трещиноватости в цирконах. (1-3) Радиальные и концентрические трещины в цирконах из Хр. Мусгрейв (из Lee and Tromp 1995; BSE); (1) - радиальные трещины, начинающиеся на краю высоко-U+Th центральной части и распространяющиеся во внешние, низко-U+Th оболочки; (2) – объёмное расширение U+Th-богатого центра порождает концентрические трещины вдоль границы центральной части и радиальные трещины в кайме; (3) - метамиктизация высоко-Th+U каймы вызывает концентрические трещины на границе с менее метамиктной внутренней частью. (4) Трещиноватый циркон из плутона Strontian (из Paterson et al., BSE.); большинство трещин распространяется от двух пятен, которые содержат включения богатые U+Th, но трещины становятся концентрическими вдоль границы с внешней высоко-U+Th каймой. (5) Циркон из ксенолита нижней коры (восточная Австралия), показывающий хорошо выраженное параллельное раскалывание, по-видимому, отражая деформацию во время быстрой декомпрессии (из Rudnick and Williams, 1987, TL). (6) Зональный циркон из конгломерата Витватерсранда, растрескавшийся при уплотнении между гальками кварца и пирита; трещины сейчас залечены кварцем; из Medenbach (1976), RL, полированный шлиф. (7) Древние трещины, распространяющиеся из включений, были залечены материалом с низкой люминесценцией, выросшим во внешних метаморфических доменах циркона из верхнекорового ксенолита; из Schmitz and Bowring (2001), CL. (8) Трещины, залеченные люминесцирующим материалом; из Rubatto et al. (1998), CL.

## ИЗМЕНЕНИЯ

Химическое изменение, как правило, видно в зернах циркона, которые сильно метамиктизированы (*поскольку менее химически стойкие*) и в которых имеются пути для флюидов для проникновения в структуру (например, диффузия и инфильтрация по границам зерен). Этими путями являются, наиболее часто, системы трещин, рассмотренные выше, но иногда также структурные разрывы (например, зональность, рис. 14.5) и поверхности между цирконом и включениями других минералов (рис. 14.7). (*отмечалось также, что зоны пластических деформаций могут являться путями миграции вещества*)

Изменение, как правило, образует выпуклые, гроздевидные фронты, но локально также перистые структуры (рис. 14.2), которые распространяются вдоль трещин и внутри кристалла. Зерно, показанное на рисунке 14.1, состоит из центральной низко-урановой части в окружении высоко-У мантии, которая, в свою очередь, сама локально окаймлена тонкой низко-урановой зоной. Последняя радиально трещиновата, позволяя флюиду проникнуть в высоко-У материал, который стал измененным, причём фронт изменений распространяется вдоль концентрических трещин. На рисунке 14.3, центральная низко-урановая зона стала трещиноватой позволяя доступ (предположительно из районов, расположенных вдоль оси с) флюидов, которые затем воздействуют на окружающую метамиктную зону. Последняя также затронута изменениями вдоль наружного кольцевой зоны, последние две зоны изменений постепенно приближаются друг к другу. Рисунки 14.4-14.6 и 14.7 иллюстрируют другие комбинации и того же явления, в то время как рис 14.8 демонстрирует случай преимущественно низко-уранового циркона с всего лишь несколькими высоко-У зонами, которых достиг флюид, проникнув вдоль трещин в низко-урановой матрице и были почти полностью изменены. Два зерна на рис 14.9 и 14.10 - древние кристаллы циркона из гнейсов Акаста (Bowring and Williams, 1999), которые демонстрирует чрезвычайно сложные узоры гидротермальных изменений, проникающих в зональные домены циркона и полностью окружающие мелкие островки однородного неизменного циркона. Процесс изменения, как было показано, гидратирует циркон, выщелачивая некоторые элементы, такие как Pb и осадения другие, такие как Fe и Ca (и, возможно, нерадиоогенный Pb), следовательно, делает минерал непригодными для изотопного анализа (Krogh and Davis 1974, 1975; Medenbach 1976, Krogh 1982). Измененные зоны гораздо более растворимы, чем кристаллический циркон, и могут легко растворяться при кратком воздействии паров разбавленной HF, обеспечивая 3-мерное изображение процесса изменения (рис. 14.11 и 14.12).

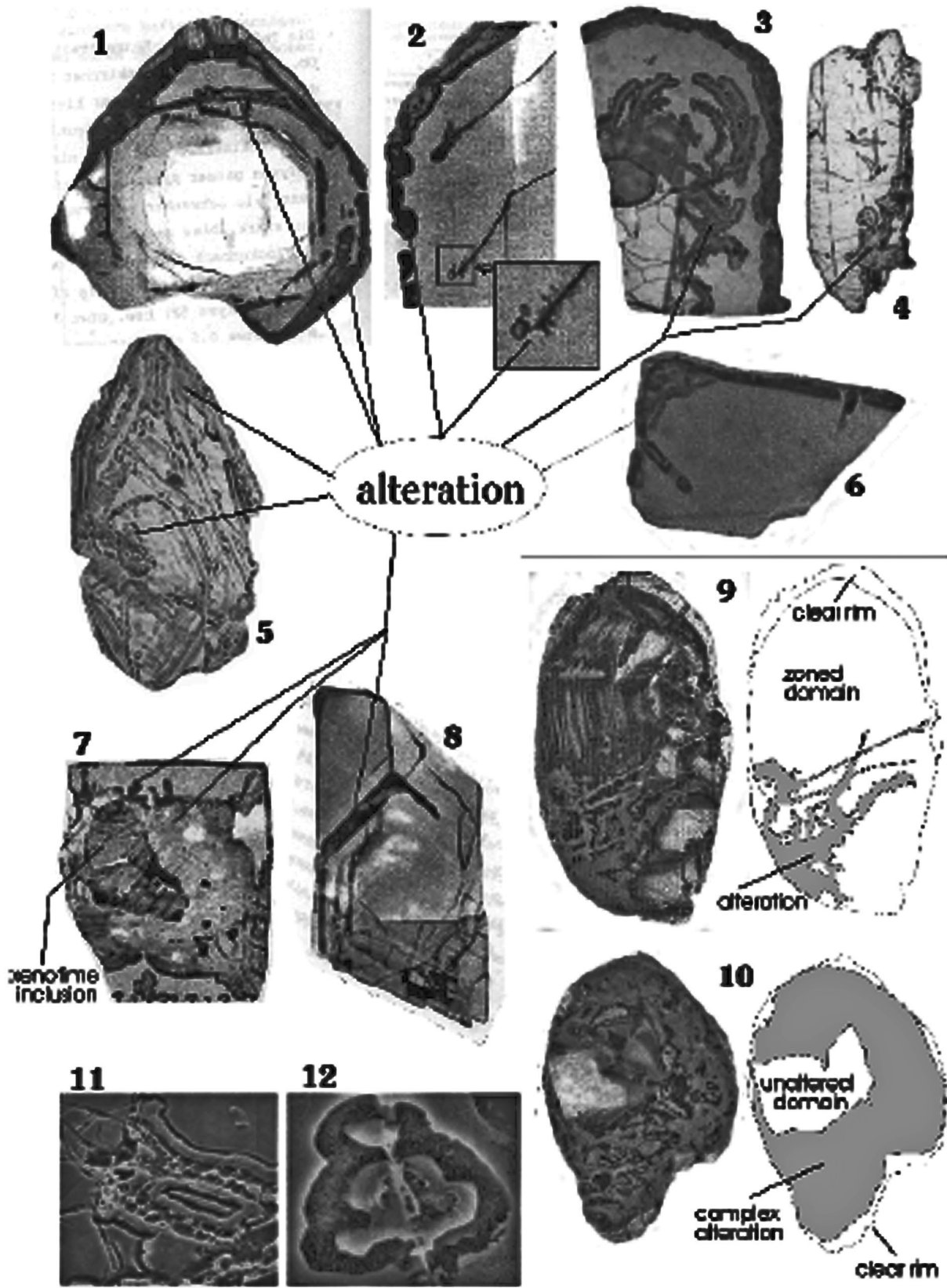


Рисунок 14. Структуры изменения в цирконах. (1) Изменения, развивающиеся вдоль концентрических трещин параллельных границе между низко- $U$  внутренней частью циркона и внешней высоко- $U$  оболочкой; наиболее внешняя низко- $U$  кайма имеет радиальные трещины, которые позволили доступ флюидов; из Medenbach (1976), RL. (2) Часть высоко- $U$  циркона, демонстрирующая самую внешнюю измененную кайму и два внутренних фронта гидротермальных изменений с гроздевидными и перистыми структурами; из Medenbach

1976), RL. **(3)** Циркон с низко-U, трещиноватой внутренней частью, окруженной внешней высоко-U полосой; изменения развивались как вдоль внешней каймы, так и вдоль криволинейных траекторий, возникающих вдоль трещин в идиоморфной, низко-U внутренней зоне; из Krogh and Davis (1974), RL. **(4)** Локальное изменение вокруг трещин параллельных и ортогональных оси C; из Ф. Корфу (неопубликованные данные), RL. **(5)** Зональный циркон с изменениями, контролируемые, в основном, кристаллографическими разрывами; из van Breemen et al. (1987), BSE. **(6)** Высоко-U, однородный циркон с изменениями, ограниченными пределами его каймы; из Krogh (1982), RL; **(7)** Циркон с большим включением ксенотима, окруженный обширной зоной гидратации, распространяющейся наружу и с небольшими «аппендиксами», проникающими внутрь от края, из Medenbach (1976), RL. **(8)** Сильно измененные, узкие зоны высоко-U циркона внутри преимущественно низко-U циркона; из Medenbach (1976), RL. **(9,10)** Сложно-зональные и измененные цирконы из 4,0 млрд. лет гнейса Acasta; из Bowring and Williams (1999), RL. **(11,12)** Кратковременное воздействие паров HF растворило измененную и гидратированную часть, сформировав рельеф с «возвышенностями» из неизменного циркона; из Krogh and Davis (1975), SEM.

## ВКЛЮЧЕНИЙ, СРАСТАНИЯ И ОБРАСТАНИЯ ЦИРКОНА И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ

Отношения между цирконом и минералами, которые он включает, или в которые он включен, может обеспечить важную информацию, касающуюся условий кристаллизации и парагенетических ассоциаций. Эта информация может иметь решающее значение, когда дело доходит до интерпретации U-Pb возрастов циркона. Кристаллы циркона обычно несут включения других минералов (рис 2.4, 2.7, 2.11, 13.4, 15.1-15.12; 15.18-15.19), особенно из числа главных породообразующих минералов, таких как биотит, кварц и полевой шпат, но их относительная численность значительно изменяется между различными группами популяции циркона. *(Следует отметить, что некоторые минерал изменяют свой состав в процессе фракционной кристаллизации, отражая, т.о., не средний состав пород, а состав среды кристаллизации циркона).* Изучение минеральных включений в метаморфических цирконах помогает ограничить относительный парагенезис циркона по отношению к основным породообразующим минералам. Цирконы также часто содержат включения расплава, которые присутствовали в момент кристаллизации циркона (см Thomas et al., данный том, для обсуждения включений расплава в кристаллах циркона). *Наличие включений стекла не обязательно указывает на «стремительную кристаллизацию» (вулканический генезис), но скорее обуславливается малым объёмом расплава, в каковом случае он не раскристаллизовывается.* В качестве примера, зерна циркона, показанные на рисунках 15.1-15.3 включают, или включены в, минералы высокого давления, такие как алмаз, гранат и коэсит. Включения расплава и флюидов (рис. 15.5-15.9) могут также предоставить информацию о составе магмы и газов на **определенных этапах** в эволюции магматических или метаморфических систем. Рисунок 15.9 иллюстрирует конкретный пример кимберлитового циркона, в том числе то, как твердые минеральные включения, а также многочисленные флюидные включения, имеют очень четкое кристаллографически контролируемое расположение. *Следует отметить, что анализ/диагностика даже не вскрытых включений возможна, благодаря применению Рамановской спектроскопии.*

На Рис 15.10 и 15.11 приведены примеры циркона, содержащего многочисленные включения обыкновенных минералов, таких как кварц и апатит, вместе с богатыми U и Th-компонентами и многочисленными полостями. В целом, интерпретация таких включений в высоко-метамиктных и измененных зернах трудна, потому что включения могут быть либо захваченные ксенокристаллы или осаждённые из среды роста минеральные фазы, или фазы, введенные после образования циркона. Это как раз случай с зерном циркона, показанным на рис 15.13, содержащего вторичный монацит, который кристаллизовался вдоль трещины в кристалле, или циркона на рисунке 15.12, который содержит обильный галенит, вошедший в циркон много позже его первоначальной кристаллизации. Рисунок 9.15 это пример того, когда омфациит был включен в зерно циркона, но он окружен зарубцевавшимися трещинами, следовательно, он была сформирован во время вторичного

события, которое повлияло на эологитовый циркон (Gebauer et al., 1997). Кристаллографически, контролируемые включения бадделеита в цирконе (рис. 15.14), вероятно, отражают распад циркона на бадделеит и кремнезем (см также McLaren et al., 1994).

Структурное сродство (т.е. изоструктурность) циркона и ксенотима означает, что эти два минерала локально обнаруживаются в ассоциации друг с другом в форме ксенотима обросшего цирконом (рис. 14.7; 15.17), или наоборот (рис. 15.16. и 15.17), или, как сложные срастания (рис. 15.18 и 15.19). Два кристалла ксенотима, прикрепленные к циркону на рисунке 15.15 были сформированы в процессе диагенеза и, таким образом, могут быть использованы для датирования (определения лимита) возраста седиментации (например, Fletcher et al. 2000).

*Следует отметить, что анализ U/Pb в циркон-ксенотимовом агрегате посредством SIMS (SHRIMP, Cameca IMS1280) даст, скорее всего, искажённый результат, тогда как получение корректного  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возможно, но для докембрийского («древнего») циркона.*



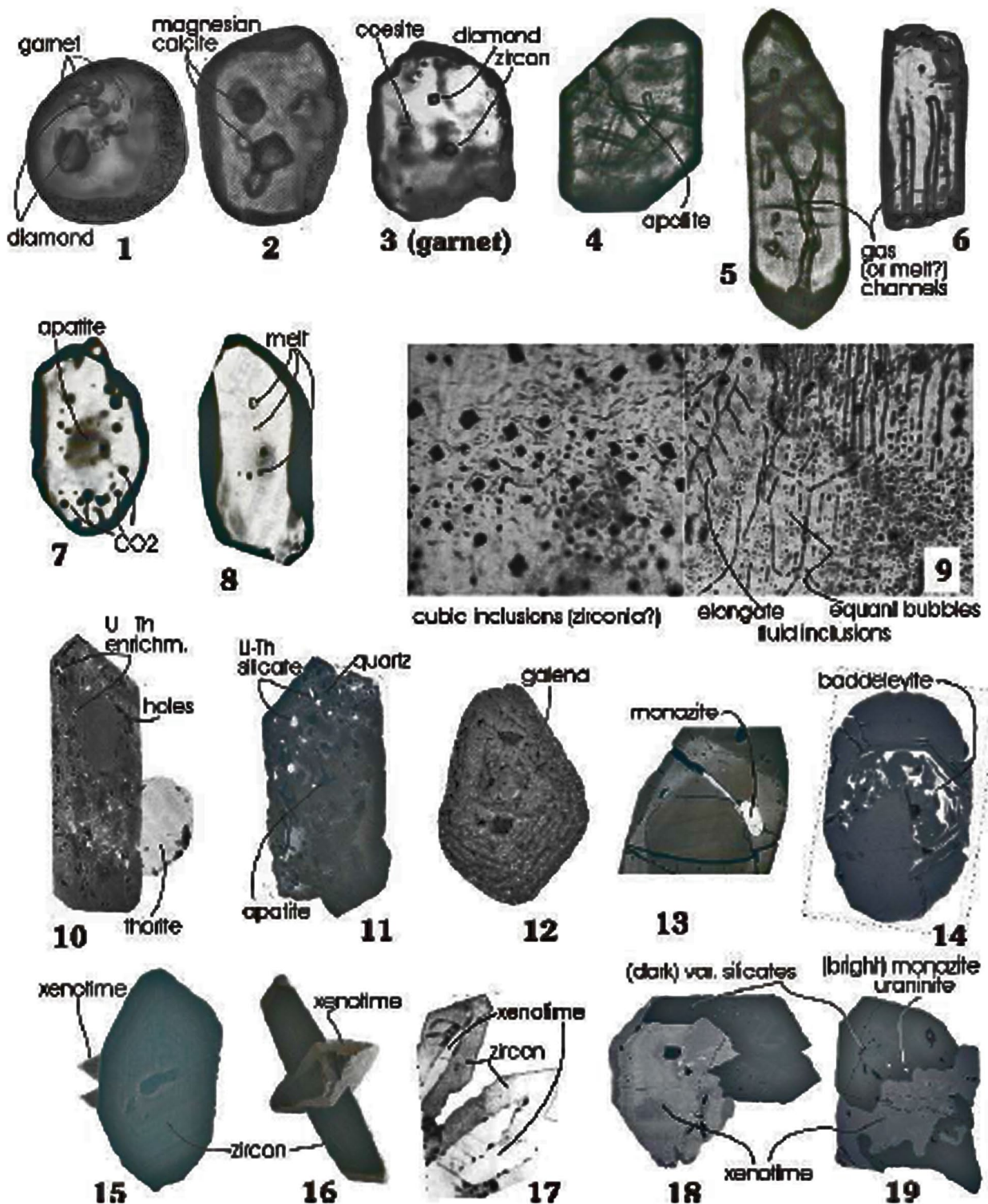


Рисунок 15. Включения, растания, и обрастания циркона. Все зерна, показанные здесь, от 100 до 200 мкм. (1-3) Циркон из гнейса сверхвысокого давления содержит включения граната и алмаза (1) и магниевый кальцит (2), но сам по себе включен в гранат с алмазами и коэситом (3); (из Korsakov et al., 2002, TL). (4-5) Циркон в гранитной породе с игольчатым апатитовым включением (4) и удлинённой, раздваивающейся полостью (5) (с расплавом?); (из Bussy and Cadoppi 1996 года, TL). (6) Трубоччатые полости в цирконе из чарнокита (из Chiarenzelli and McLelland 1993; TL). (7-8) Расплавные включения (8) и CO<sub>2</sub> плюс апатитовые включения (7) в цирконе из нижнекорового ксенолита (из Rudnick and Williams, 1987, TL). (9) Включения в цирконе из кимберлита. Слева: кубический минерал (оксид циркония? 10-20 мкм в ширину); Справа: ориентированные следы флюидных включений (капли или удлинённые каналы, <10 мкм в ширину) (с изменениями из Kresten et al. 1975 TL.). (10) Пористый циркон из

щелочного гранита с многочисленными включениями, богатыми U и Th и боковое нарастание торита (из Poitrasson et al. 1998, BSE). **(11)** Включения кварца, апатита и силикатной фазы U-Th в цирконе из диоритов (из Mulch et al. 2002, BSE). **(12)** циркон из осадочных пород в древнем (естественном) реакторе Окло; кристалл с присыпкой включений галенита (белые пятна), введенных в ходе поздних гидротермальных событий (с изменениями из Mathieu et al. 2001, BSE). **(13)** Монацит, растущий в трещине в цирконе (из Barbey et al. 1989, BSE). **(14)** Замещение бадделеита внутри зонального циркона из тоналитовых гнейсов (из Barth et al. 2002, BSE). **(15)** Обломочный циркон с боковыми выростами двух диагенетических кристаллов ксенотима (из Fletcher et al. 2000, BSE). **(16)** Идиоморфный ксенотим, обрастающий циркон (из Schärer et al. 1994, SEM). **(17)** обрастание кристаллов ксенотима цирконом в агапитовом магматическом комплексе (из Smith et al. 1991, BSE). **(18-19)** срастания циркона и ксенотима в лейкогранитном силле. Извилисто- зональные ядра обеих фаз окаймлены осцилляторно- зональным материалом, а затем широкой однородной каймой (из Viskupic 2003 года, CL).



## **ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Вышеприведённые иллюстрации подчеркивают разнообразие внутренних и внешних признаков, характеризующих циркон, и показывает, как такие признаки могут быть использованы для извлечения ценной информации о геологической истории и петрогенетических связях циркона: *учёт характеристик повышает надёжность интерпретации изотопно-геохимических результатов анализа цирконов.* Диагностическая ценность таких исследований, естественно, увеличивается, как только особенности морфологии и строения циркона рассматриваются в сочетании с элементным составом и/или изотопными характеристиками того же минерала и в контексте хорошо охарактеризованных горных пород. Важно также иметь в виду, что интерпретация некоторых характеристик, таких как зональность роста или явление резорбции могут быть несколько неясным и противоречивым. Таким образом, требуется некоторая осторожность, когда осуществляется интерпретация таких структур.

*U-Pb анализ, особенно локальный, позволяет решить некоторые из вышеперечисленных проблем, при условии, что проба не была загрязнена при сепарации акцессорных минералов.*

*В настоящее время имеются аналитические возможности определения «океанической» или «коровой» природы цирконов (Grimes 2015 Contrib Mineral Petrol 170:46 doi:10.1007/s00410-015-1199-3), используя элементы- примеси.*

*Выявлены возможности использования включений апатита в цирконе (довольно частых) для целей определения петрогенезиса (Bruand, GEOLOGY, 2016; v. 44; no. 2; p. 91–94), что может быть использовано для доказательства автогенной (или ксеногенной) природы циркона в породе.*

*Учитывая применимость циркона для целей датирования, именно учёт всех возможных характеристик и анализируемого циркона и породы, из которой он извлечён, способен повысить надёжность интерпретации аналитических результатов. Без учёта морфологии и внутренней структуры анализируемых минеральных зёрен (например, циркона), без определения природы анализируемого вещества (насколько это возможно), получаемые изотопно-геохимические результаты остаются лишь «геометрическим местом точек» на графике, иррелевантным к природным объектам (пока не доказано обратное).*

## ЛИТЕРАТУРА

Abati J, Dunning GR, Arenas R, Diaz Garcia F, Gonzalez Cuadra P, Martinez Catalan JR, Andonaegui P (1999) Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): Evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth Planet Sci Lett* 165:213-228

Andersson J, Williams IS (2001) Late-magmatic modification of zircon in the 1.38 Ga Tjärnesjö granite, eastern Sveconorwegian orogen, SW Sweden. *In* Andersson J (2001) Sveconorwegian orogenesis in the southwestern Baltic Shield—Zircon geochronology and tectonothermal setting of orthogneisses in SW Sweden. Doctoral thesis, Lund University, Sweden

Ashwal LD, Tucker RD, Zinner EK (1999) Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochim Cosmochim Acta* 63:2839-2851

Barbey P, Bertrand J-M, Angoua S, Dautel D (1989) Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contrib Mineral Petrol* 101:207-219

Barth MG, Rudnick RL, Carlson RW, Horn I, McDonough WF (2002) Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa. *Precambrian Res* 118:267- 283

Belousova EA, Griffin WL, Pearson NJ (1998) Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral Mag* 62:355-366

Benisek A, Finger F (1993) Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contrib Mineral Petrol* 114:441-451

Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M (2001a) Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology. *J Petrol* 42:355-375

Bingen B, Davis WJ, Austrheim H (2001b). Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geol Soc Am Bull* 113:640-649

Bohor BF, Betterton WJ, Krogh TE (1993) Impact-shocked zircons: discovery of shock-induced textures reflecting increasing degrees of shock metamorphism. *Earth Planet Sci Lett* 119:419-424

Bossart PJ, Meier M, Oberli F, Steiger RH (1986) Morphology versus U-Pb systematics in zircon: A high-resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dyke in the Central Alps. *Earth Planet Sci Let* 78:339-354

Bowring SA, Williams IS (1999) Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contrib Mineral Petrol* 134:3-16

Bröcker M, Enders M (1999) U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geol Mag* 136:111-118

Bussy F, Cadoppi P (1996) U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Swiss Bull Mineral Petrol* 76:217-233

Chiarenzelli JR, McLelland JM (1993) Granulite facies metamorphism, palaeo-isotherms and disturbance of the UPb systematics of zircon in anorogenic plutonic rocks from the Adirondack Highlands. *J Metamor Geol* 11:59- 70

Chakoumakos BC, Murakami T, Lumpkin GR, Ewing RC (1987) Alpha-decay-induced fracturing in zircon: the transition from the crystalline to the metamict state. *Science* 236:1556-1559

Charoy B, Raimbault L (1994) Zr, Th, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): the key role of fluorine. *J Petrol* 35:919-962

Chen YD, O'Reilly SY, Griffin WL, Krogh TE (1998) Combined U-Pb dating and Sm-Nd studies of lower crustal and mantle xenoliths from the Delegate basaltic pipes, southeastern Australia. *Contrib Mineral Petrol* 130:154-161

Cherniak DJ, Hanchar JM, Watson EB (1997a) Rare-earth diffusion in zircon. *Chem Geol* 134:289-301

Cherniak DJ, Hanchar JM, Watson EB (1997b) Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contrib Mineral Petrol* 127:383-390

Cherniak DJ, Watson EB (2001) Pb diffusion in zircon. *Chem Geol* 172:5-24

Christoffel CA, Connelly JN, Åhäll K-I (1999) Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden. *Precambrian Res* 98:173-195

Connelly JN (2001) Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. *Chem Geol* 172:25-39

Corfu F, Ayres LD (1984) U-Pb ages and genetic significance of heterogeneous zircon populations in rocks from the Favourable Lake area, northwestern Ontario. *Contrib Mineral Petrol* 88:86-101

Corfu F, Stott GM (1998) The Shebandowan greenstone belt, western Superior Province: U-Pb ages, tectonic implications and correlations. *Geol Soc Am Bull* 110:1467-1484

Corfu F, Krogh Ravn E, Kullerud K (2002) A Late Ordovician U-Pb age for HP metamorphism of the Tromsdalstind eclogite in the Uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides. 12th Annual Goldschmidt Conference, *Geochim Cosmochim Acta* 77:A153

Crookes W (1879) Contributions to molecular physics in high vacua. *Phil Trans Roy Soc* 170:641-642

Davidson A, van Breemen O (1988) Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: Implications for geochronology. *Contrib Mineral Petrol* 100:291-299

Duchesne JC, Caruba R, Iaconi P (1987) Zircon in charnockitic rocks from Rogaland (southwest Norway): Petrogenetic implications. *Lithos* 20:357-368

Fletcher IR, Rasmussen B, McNaughton NJ (2000) SHRIMP U-Pb geochronology of authigenic xenotime and its potential for dating sedimentary basins. *Austral J Earth Sci* 47:845-859

Fowler A, Prokoph A, Stern R, Dupuis C (2002) Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 66:311-328

Gebauer D, Schertl H-P, Brix M, Schreyer W (1997) 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41:5-24

Gibson RL, Armstrong RA, Reimold WU (1997) The age and thermal evolution of the Vredefort impact structure: A single-grain zircon study. *Geochim Cosmochim Acta* 61:1531-1540

Görz H, Bhalla RJRSB, White EW (1970) Detailed cathodoluminescence characterization of common silicates. *Space Sci Applic Solid State Luminesc Phen, MRL Publ* 70-101:62-70

Grieco G, Ferrario A, von Quadt, A, Koepfel V, Mathez EA (2001) The zircon-bearing chromitites of the phlogopite peridotite of Finero (Ivrea Zone, Southern Alps): Evidence and geochronology of a metasomatized mantle slab. *J Petrol* 42:89-101

Hacker BR, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Shuwen D (1998) U/Pb zircon ages constrain the architecture of ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci Lett* 161:215-230

Halden NM, Hawthorne FC (1993) The fractal geometry of oscillatory zoning in crystals: Application to zircon. *Am Mineral* 78:1113-1116

Hanchar JM, Miller CF (1993) Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol* 110:1-13

Hanchar JM, Rudnick RL (1995) Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and backscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos* 36:289-303

Harrison TM, Watson EB (1983) Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contrib Mineral Petrol* 84:67-72

Heaman LM, LeCheminant AN (1993) Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>). *Chem Geol* 110:95-126

Hoffman JF, Long JVP (1984) Unusual sector zoning in Lewisian zircons. *Mineral Mag* 48:513-517

Holland HD and Gottfried D (1955) The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. *Acta Crystallogr* 8:291-300

Hoskin PWO (1999) SIMS determination of  $\mu\text{g g}^{-1}$ -level fluorine in geological samples and its concentration in NIST SRM 610. *Geostand Newslett: J Geostand Geoanal* 23:69-76

Hoskin PWO (2000) Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochim Cosmochim Acta* 64:1905-1923

Hoskin PWO, Black LP (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamor Geol* 18:423-439

Hoskin PWO, Kinny PD, Wyborn D (1998) Chemistry of hydrothermal zircon: Investigating timing and nature of water-rock interaction. *In Water-rock Interaction*. Arehart GB, Hulston JR (eds) Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p 545-548

Huneke JC, Rossman GR (1978) Zircons of Summit Rock, Oregon. *Mineral Record* 392-393  
Jocelyn J, Pidgeon RT (1974) Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses. *Mineral Mag* 39:587-594

Kamo SL, Reimold WU, Krogh TE, Colliston WP (1996) A 2.023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccias and Granophyre. *Earth Planet Sci Lett* 144:369-387

Kinny PD and Dawson JB (1992) A mantle metasomatic injection event linked to Late Cretaceous kimberlite magmatism. *Nature* 360:723-726

Köppel V, Sommerauer J (1974) Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol* 43:71-82

Korsakov AV, Shatsky VS, Sobolev NV, Zayachokovsky AA (2002) Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: A new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif. *Eur J Mineral* 14:915-928

Koschek G (1993) Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon. *J Microsc* 171:223-232

Kresten P, Fels P, Berggren G (1975) Kimberlitic zircons—a possible aid in prospecting for kimberlites. *Mineral Dep* 10:47-56

Krinsley DH, Manley CR (1989) Backscattered electron microscopy as an advanced technique in petrography. *J Geol Educ* 37:202-209

Krogh TE (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim Cosmochim Acta* 46:637-649

Krogh TE, Davis GL (1974) Alteration in zircons with discordant U-Pb ages. *Carnegie Inst Washington Yearbook* 73:560-567

Krogh TE, Davis GL (1975) Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Carnegie Inst Washington Yrbk* 74:619-623

Krogh TE, McNutt RH, Davis GL (1982) Two high precision U-Pb zircon ages for the Sudbury Nickel Irruptive. *Can J Earth Sci* 19:723-728

Krogh TE, Davis DW, Corfu F (1984) Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. *Ontario Geol Surv Spec Vol* 1:431-446

Krogh TE, Kamo SL, Bohor BF (1993) Fingerprinting the K/T impact site and determining the time of impact by UPb dating of single shocked zircons from distal ejecta. *Earth Planet Sci Lett* 119:425-429

Krogh TE, Kamo SL, Bohor B (1996) Shock metamorphosed zircons with correlated U-Pb discordance and melt rocks with concordant protolith ages indicate an impact origin for the Sudbury Structure. *In Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. Basu A, Hart S (eds) Am Geophys Union, *Geophys Monogr* 95:343-353

Kröner A, Jaeckel P, Reischman T, Kroner U (1998) Further evidence for an early Carboniferous (~340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. *Geol Rundsch* 86:751-766 Lee JKW, Tromp J (1995) Self-induced fracture generation in zircon. *J Geophys Res* 100:17753-17770

Liermann H-P, Isachsen C, Altenberger U, Oberhänsli R (2002) Behaviour of zircon during high-pressure, lowtemperature metamorphism: Case study from the Internal Unit of the Sesia Zone (Western Italian Alps). *Eur J Mineral* 14:61-71

Long JVP, Agrell SO (1965) The cathodoluminescence of minerals in thin section. *Mineral Mag* 34:318-326

Lopez Sanchez-Vizcaino V, Rubatto D, Gomez-Pugnaire MT, Trommsdorff V, Münterer O. (2001) Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filabride Complex, SE Spain. *Terra Nova* 13:327-332

Machado N, Goulet N, Gariépy C (1989) U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Can J Earth Sci* 26:1-15

Malcuit RJ, Heimlich RA (1972) Zircons from Precambrian Gneiss, southern Bighorn Mountains, Wyoming. *Am Mineral* 57:1190-1209

Mariano AN (1978) The application of cathodoluminescence for carbonatite exploration and characterization. *Proc Intl Symp Carbonatites*. Brasil Depart Nac Prod Mineral, Brasilia, 39-57

Mariano AN (1989) Cathodoluminescence emission spectra of rare earth element activators in minerals. *Rev Mineral* 21:339-348

Marshall DJ (1988) *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin Hyman, London  
Mathieu R, Zetterström L, Cuney M, Gauthier-Lafaye F, Hidaka H (2001) Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélobondo and Bangombé natural nuclear reaction zones (Francesville basin, Gabon). *Chem Geol* 171:147-171

Mattinson JM, Graubard CM, Parkinson DL, McLelland WC (1996) U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-microscopic transport of Pb. *Am Geophys Union, Geophys Monogr* 95:355-370

McLaren AC, FitzGerald JD, Williams IS (1994). The microstructure of zircon and its influence on the age determination from U-Pb isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochim Cosmochim Acta* 58:993-1005

McLelland J, Hamilton M, Selleck B, McLelland J, Walker D, Orrell S (2001) Zircon U-Pb geochronology of the Ottawa Orogeny, Adirondack Highlands, New York: Regional and tectonic implications. *Precambrian Res* 109:39-72

Medenbach O (1976) *Geochemie der Elemente in Zirkon und ihre räumliche Verteilung—eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde*. Doctoral thesis, Ruprecht-Karl-Universität, Heidelberg, Germany

Miller CF, Hanchar JM, Wooden JL, Bennett VC, Harrison TM, Wark DA, Foster DA (1992) Source region of a granite batholith: Evidence from lower crustal xenoliths and inherited accessory minerals. *Trans Roy Soc Edinburgh* 83:49-62

Moser DE (1997) Dating the shock wave and thermal imprint of the giant Vredefort impact, South Africa. *Geology* 25:7-10

Moser DE, Heaman LM (1997) Proterozoic zircon growth in Archean lower crustal xenoliths, southern Superior craton—a consequence of Matachewan ocean opening. *Contrib Mineral Petrol* 128:164-175

Mulch A, Rosenau M, Dörr W, Handy MR (2002) The age and structure of dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (southern Alps, Northern Italy, Switzerland). *Swiss Bull Mineral Petrol* 82:55-76

Murakami T, Chakoumakos BC, Ewing RC, Lumpkin GR, Weber WJ (1991) Alpha-decay event damage in zircon. *Am Mineral* 76:1510-1532

Myers JS, Crowley JL (2000) Vestiges of life in the oldest Greenland rocks? A review of early Archean geology in the Godthåbsfjord region, and reappraisal of field evidence for >3850 Ma life on Akilia. *Precambrian Res* 103:101-124

Nemchin AA, Pidgeon RT (1997) Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: A SHRIMP zircon study. *J Petrol* 38:625-649

Nutman AP, Friend CRL, Kinny PD, McGregor VR, (1993) Anatomy of an Early Archaean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland. *Geology* 21:415-418

Nutman AP, McGregor VR, Shiraishi K, Friend CRL, Bennett VC, Kinny PD (2002) •3850 Ma BIF and mafic inclusions in the Early Archaean Itsaq Gneiss Complex around Akilia, southern West Greenland? The difficulties of precise dating of zircon-free protoliths in migmatites. *Precambrian Res* 117:185-224

Oberli F, Meier M, Biino GG (1994) Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single zircon U-Pb results. *Swiss Bull Mineral Petrol* 74:483-488

Ohnenstetter D, Cesbron F, Remond G, Caruba R, Claude J-M (1991) Émissions de cathodoluminescence de deux populations de zircons naturels: tentative d'interprétation. *C R Acad Sci Paris* 313:641-647

Ono A (1976) Chemistry and zoning of zircon from some Japanese granitic rocks. *J Japan Assoc Mineral Petrol Econ Geol* 71:6-17

Owen MR (1987) Hafnium content of detrital zircons: A new tool for provenance study. *J Sed Petrol* 57:824-830

Owen MR, Carozzi AV (1986) Southern provenance of upper Jackfork Sandstone, southern Ouachita Mountains: Cathodoluminescence petrology. *Geol Soc Am Bull* 97:110-115

Palmer HC, Davis DW (1987) Paleomagnetism and U-Pb geochronology of volcanic rocks from Michipicoten Island, Lake Superior, Canada: Precise calibration of the Keweenaw polar wander track. *Precambrian Res* 37:157-171

Paquette JL, Monchoux P, Couturier M (1995) Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 59:1611-1622

Paterson BA, Stephens WE (1992) Kinetically induced compositional zoning in titanite: Implications for accessory phase/ melt partitioning of trace elements. *Contrib Mineral Petrol* 109:373-385

Paterson BE, Stephens WE, Herd DA (1989) Zoning in granitoid accessory minerals as revealed by backscattered electron imagery. *Mineral Mag* 53:55-62

Paterson BA, Rogers G, Stephens WE (1992a) Evidence for inherited Sm-Nd isotopes in granitoid zircons. *Contrib Mineral Petrol* 111:378-390

Paterson BA, Stephens WE, Rogers G, Williams IS, Hinton RW, Herd DA (1992b) The nature of zircon inheritance in two granite plutons. *Trans Roy Soc Edinburgh: Earth Sci* 83:459-471

Peucat JJ, Bernard-Griffiths J, Gil Ibarguchi JI, Dallmeyer RD, Menot RP, Cornichet J, Iglesias Ponce de León M (1990) Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal highpressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics* 177:263-292

Pidgeon RT (1992) Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib Mineral Petrol* 110:463-472

Pidgeon RT, Nemchin AA, Hitchen GJ (1998) Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol* 132:288-299

Pidgeon RT, Nemchin AA, Kinny PD (2000) Fir-tree and nebulously zoned zircons from granulite facies rocks: Evidence for zircon growth and interaction with metamorphic fluids. *Goldschmidt 2000, J Conf Abstr* 5:798

Pin C, Lancelot J (1982) U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 79:1-12

Poitrasson F, Paquette J-L, Montel J-M, Pin C, Duthou J-L (1998) Importance of late-magmatic and hydrothermal fluids on the Sm-Nd isotope mineral systematics of hypersolvus granite. *Chem Geol* 146:187-203

Poldervaart A (1956) Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. *A, J Sci* 254:521-554

Poller U (1997) U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlasch (Silvretta nappe, Switzerland). *Swiss Bull Mineral Petrol* 77:351-359

Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73:207-220

Remond G, Cesbron F, Chapoulie R, Ohnenstetter D, Roques-Carmes C, Schoverer M (1992) Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: A present status in experimentation and interpretation. *Scan Microsc* 6:23-68

Rowley DB, Xue F, Tucker RD, Peng ZX, Baker J, Davis A (1997) Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. *Earth Planet Sci Lett* 151:191- 203

Rubatto D, Gebauer D (1999) Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): Implications for paleogeography. *Swiss Bull Mineral Petrol* 79:353-362

Rubatto D, Gebauer D, Fanning M (1998) Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: Implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contrib Mineral Petrol* 132:269-287

Rubin JN, Henri CD, Price JG (1989) Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *Am Mineral* 74:865-869

Rudnick RL, Williams IS (1987) Dating the lower crust by ion microprobe. *Earth Planet Sci Lett* 85:145-161



Schaltegger U, Gebauer D, von Quadt A (2002) The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland): Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chem Geol* 186:265-279

Schaltegger U, Fanning CM, Gunther D, Maurin JC, Schulmann K, Gebauer D (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and *in situ* U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol* 134:186-201

Schärer U, Zhang L-S, Tapponnier P (1994) Duration of strike slip movement in large shear zones: The Red River belt, China. *Earth Planet Sci Lett* 126:379-397

Schärer U, Corfu F, Demaiffe D (1997) U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuji-Mayi kimberlite: Constraints on the subcontinental mantle. *Chem Geol* 143:1-16

Schmitz MD, Bowring SA (2001) The significance of U-Pb zircon dates in lower crustal xenoliths from the southwestern margin of the Kaapvaal Craton, southern Africa. *Chem Geol* 172:59-76

Schmitz MD, Bowring SA (2002a) High precision U-Pb zircon geochronology of southern African cratonic mantle eclogites and implications for subcontinental lithospheric mantle evolution and metasomatism. *EOS Trans, Am Geophys Union* 83:S376

Schmitz, MD, Bowring SA (2002b) Ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoproterozoic Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa. *Geol Soc Am Bull* (in press)

Scoates JS, Chamberlain KR (1995) Baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) and zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: Petrologic consequences and U-Pb ages. *Am Mineral* 80:1317-1327

Silver LT, Deutsch S (1963) Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study. *J Geol* 71:721-758

Sippel RF (1968) Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *J Sed Petrol* 38:530-554

Sippel RF (1971) Luminescence petrography of the Apollo 12 rocks and comparative features in terrestrial rocks and meteorites. *Proc Second Lunar Conf* 1. MIT, Cambridge, Massachusetts, p 247-263

Smith DGW, de St. Jorre L, Reed SJB, Long JVP (1991). Zonally metamictized and other zircons from Thor Lake, Northwest Territories. *Can Mineral* 29:301-309

Smith JV, Stenstrom RC (1965) Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *J Geol* 73:627-635

Sommerauer J (1974) Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon—an application for combined electron microprobe techniques. *Electron Microsc Soc S Afr Proc* 4:71-72

Speer JA (1982) Zircon. *Rev Mineral* 5(2nd edn):67-112

van Breemen O, Davidson A, Loveridge WD, Sullivan RW (1986) U-Pb zircon geochronology of Grenville tectonites, granulite and igneous precursors, Parry Sound, Ontario. *In* The Grenville Province, Moore JM, Davidson A, Baer AJ (eds) Geol Assoc Can Spec Paper 3, p 191-207

van Breemen O, Henderson JB, Loveridge WD, Thompson PH (1987) U-Pb zircon and monazite geochronology and zircon morphology of granulites and granite from the Thelon Tectonic Zone, Healey Lake and Artillery Lake map areas, N.W.T. Geol Surv Can Paper 87-1A:783-801

Vavra G (1990) On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: A cathodoluminescence study. *Contrib Mineral Petrol* 106:90-99

Vavra G (1993) A guide to quantitative morphology of accessory zircon. *Chem Geol* 110:15-28

Vavra G, Hansen BT (1991) Cathodoluminescence studies and U-Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: Implications for the Pennine basement evolution. *Geol Rundsch* 80:703-715

Vavra G, Gebauer D, Schmid R, Compston W (1996) Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol* 122:337-358

Viskupic K (2003) Crustal melting in the Himalayan orogen: field, geochemical and geochronological studies in the Everest region, Nepal. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology, 190 p

Vocke RD Jr, Hanson GN (1981) U-Pb zircon ages and petrogenetic implications for two basement units from Victoria valley, Antarctica. *In* Antarctica Research Series, Dry Valley Drilling Project. McGinnis L (ed) Am Geophys Union, Washington, DC, 33:247-255

Watson EB (1979) Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib Mineral Petrol* 70:407-419

Watson EB (1996) Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Trans Roy Soc Edinburgh: Earth Sci* 87:43-56

Watson EB, Harrison TM (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett* 64:295-304

Watson EB, Liang Y (1995) A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *Am Mineral* 80:1179-1187

Watson EB, Vicenzi EP, Rapp RP (1989) Inclusion/host relations involving accessory minerals in high-grade metamorphic and anatectic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 101:220-231

Watson EB, Cherniak DJ, Hanchar JM, Harrison, TM, Wark DA (1997) The incorporation of Pb into zircon. *Chem Geol* 141:19-31

Wayne DM, Sinha AK (1988) Physical and chemical response of zircons to deformation. *Contrib Mineral Petrol* 98:109-121

Wayne DM, Sinha AK (1992) Stability of zircon U-Pb systematics in a greenschist-grade mylonite: an example from the Rockfish Valley fault zone, central Virginia, USA. *J Geol* 100:593-603

Welin E, Gorbatshev R, Kähr A-M (1982) Zircon dating of polymetamorphic rocks in southwestern Sweden. *Sver Geol Unders* C797:1-34

Whitehouse MJ, Kamber BS, Moorbath S (1999) Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of West Greenland—a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies. *Chem Geol* 160:201-224

Yang B, Luff, BJ, Townsend, PD (1992) Cathodoluminescence of natural zircons. *J Phys: Condens Matter* 4:5617- 5624

Zeck HP, Williams IS (2002) Inherited and magmatic zircon from Neogene Hoyazo cordierite dacite, SE Spain— anatectic source rock provenance and magmatic evolution. *J Petrol* 43:1089-1104

*Перевод и примечания (даны курсивом) Ларионова А. Н.*

*Сбой нумерации иллюстраций (8 после 10) – случайность, смысловое соответствие в тексте не нарушено.*