

УДК 549.613.3+553.615 (470.21)

ЗОНАЛЬНОСТЬ СТАВРОЛИТА ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ БОЛЬШИХ КЕЙВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Ю. Н. Нерадовский, Ю. Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН

В статье приводятся результаты микроскопического изучения морфологии и зональности ставролита из кристаллических сланцев Больших Кейв, Кольский полуостров. Выделены три стадии роста кристаллов, сопоставленные с главными метаморфическими событиями.

Ключевые слова: ставролит, зональность, стадии роста, метаморфические события.

Yu. N. Neradovskiy, Yu. L. Voytekhovskiy. ZONALITY OF STAUROLITES FROM THE CRYSTALLINE SCHISTS OF THE BIG KEIVY, KOLA PENINSULA

The results of microscopic investigations of the morphology and zonality of staurolites from the crystalline schists of the Big Keivy region, Kola Peninsula are presented. Three stages of crystal growth have been distinguished, and referenced to major metamorphic events.

Key words: staurolite, zonality, growth stages, metamorphic events.

Введение

Ставролит – распространенный породообразующий минерал [Juurinen, 1956; Минералы, 1972; Федькин, 1975; Gibson, 1978; Wenk, 1980]. Обладая высокой кристаллизационной силой, он часто образует идеальные кристаллы, позволяющие решать генетические вопросы [Свяжин, 1956; Соколов, 1956]. В то же время как высокоглиноземистый минерал он представляет собой перспективное сырье для металлургической промышленности [Кривonos и др., 1987; Попова и др., 1992; Панов, Панов, 2007; Валиев и др., 2008].

Кейвские кристаллические сланцы – метаморфические породы, возникшие в результате преобразования осадочного материала пелитового состава [Белолипецкий и др., 1979] в условиях кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Ставролит – один из главных минералов в них, особен-

но в пачке Г кейвской серии, сложенной порфиробластическими плагиоклаз-ставролитовыми сланцами с прослоями кианит-ставролитовых сланцев и амфиболитов [Бельков, 1963]. Ставролитовые сланцы имеют светлую окраску, основную ткань мусковито-кварцевого состава (далее субстрат) с порфиробластами ставролита и плагиоклаза (рис. 1).

Минеральный состав плагиоклаз-ставролитового сланца (средний, %): кварц 41, мусковит 9, плагиоклаз 28, ставролит 18, кианит 3, рутил 2, ильменит 2. Примеси: биотит, хлорит, пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, молибденит, графит, ортит, циркон, апатит, эпидот.

Химический состав плагиоклаз-ставролитового сланца (мас. %): SiO₂ 62,92; TiO₂ 1,94; Al₂O₃ 23,36; Fe₂O₃ 1,84; FeO 1,84; MgO 0,56; CaO 0,78; Na₂O 2,13; K₂O 1,8; H₂O⁺ 2,21; (MnO, S, CO₂, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, P₂O₅) < 0,1.

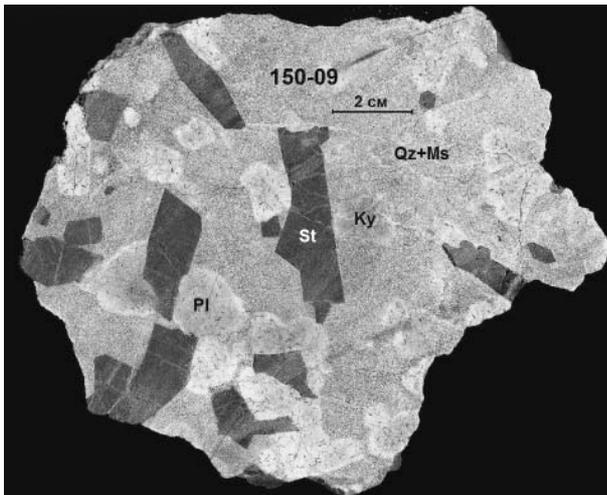


Рис. 1. Порфириовидная текстура плагиоклаз-ставролитового сланца: ставролит (St) и плагиоклаз (Pl) в мусковит-кварцевом субстрате (Qz+Ms). Штуф

Химический состав ставролита из плагиоклаз-ставролитового сланца (PCMA, мас. %): SiO_2 27,69–28,71; Al_2O_3 52,73–53,65; FeO^* 12,76–13,31; MgO 2,04–2,26; ZnO 0,07–0,13; MnO 0,09–0,13; сумма 96,58–97,25.

Морфология и внутреннее строение ставролита

Ставролит присутствует в сланцах исключительно в виде кристаллов. На них развиты следующие простые формы: призмы m $\{110\}$ и r $\{201\}$, пинакоиды c $\{001\}$ и b $\{010\}$. Встречаются двойники по $\{2\bar{3}1\}$ и $\{031\}$ и тройники по $\{2\bar{3}1\}$. Развитие простых форм на разных кристаллах различное (рис. 2). Ставролит в основном хаотически рассеян в сланце, кристаллы «плавают» в мусковит-кварцевом субстрате (рис. 1). Вместе с тем часть кристаллов связана с трещинами (рис. 3). Эти кристаллы растут в виде друз и по внутреннему строению отличаются от первых.

Особенность ставролита – зональность, проявленная исключительно четко в большинстве кристаллов. Главные элементы зональности – ядро и две зоны 1-го рода. В них развита тонкая зональность 2-го рода.

Ядро состоит из криптокристаллической смеси ставролита и кварца с примесью рутила, ильменита и графита, в которой равномерно рассеяны микрокристаллы ставролита (рис. 4). Микрокристаллы представляют собой двойные пакеты ромбических или псевдогексагональных пластинок ставролита, иногда с прослойками кварца (рис. 5). Размеры пластинок постоянны во всех ядрах и составляют в среднем 0,25 мм. По присут-

вию микрокристаллов в криптокристаллической массе определяются границы ядер. Их размеры в изученных нами кристаллах варьировали от 4 до 40 мм.

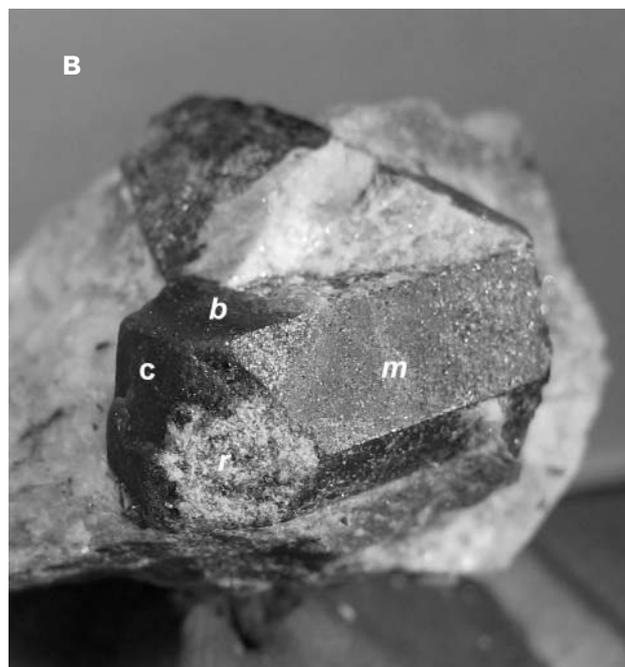
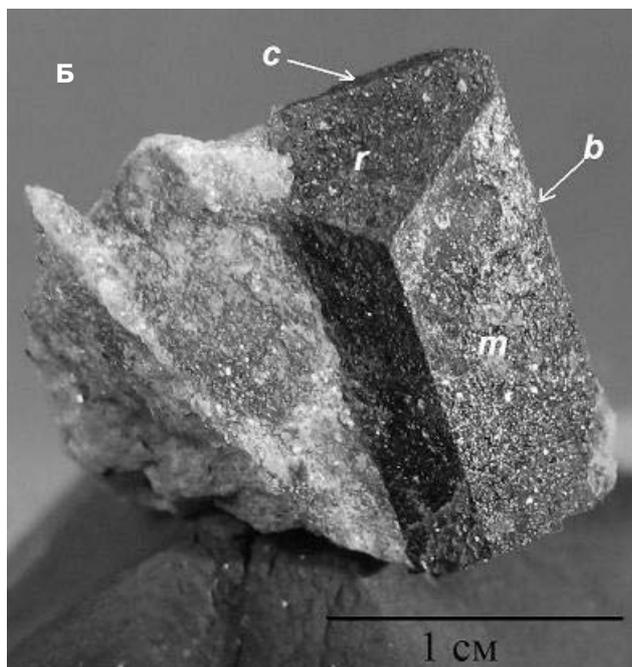
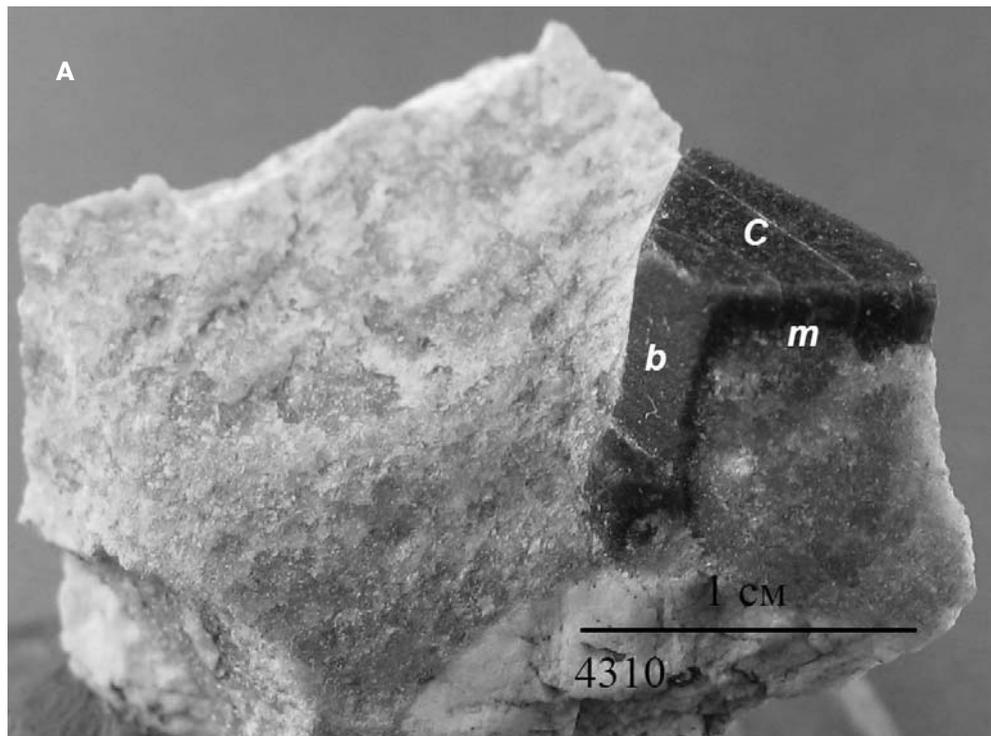
Обычно ядро занимает центральную часть кристалла. В продольном срезе короткопризматических кристаллов оно чаще всего подобно катушке, с утоньшением в средней части (рис. 6). В поперечном сечении ядро имеет форму гексагона (рис. 7). В длиннопризматических кристаллах ядра вытянуты вдоль них (рис. 8) или разделены на две части в виде песочных часов в разных головках кристаллов (рис. 9, 10). В наиболее удлинённых кристаллах ядро всегда разделено на две части, находящиеся в разных головках (рис. 11).

Вторая зона развита лишь на некоторых участках ядра, не полностью окружает его и в поперечных сечениях кристалла может отсутствовать. Наиболее характерно развитие второй зоны на «тали» ядра в средней части кристалла. Это наблюдается у многих короткостолбчатых кристаллов (рис. 8). Здесь вторая зона симметрично обрастает ядро (рис. 12). В кристаллах с разделённым ядром вторая зона заполняет пространство между его фрагментами. Ее мощность в местах максимального развития в изученных кристаллах варьировала от 0,5 до 7 мм.

В некоторых длиннопризматических кристаллах наблюдается размытость границы ядра и второй зоны и увеличение расстояния между микрокристаллами вдоль удлинения кристалла (рис. 13). Вероятно, это говорит о растяжении ядра без нарушения сплошности кристалла. В ходе деформации растяжению должны были подвергаться и ранние зоны второго порядка. Исследования многих кристаллов показали, что удлинение ядра всегда происходило по оси c , залечивание деформаций – гранями призмы m и пинакоида b .

Третья зона нарастает на ядро и вторую зону по всему периметру кристалла. Ее рост начался с образования зоны второго порядка без включений кварца. Она хорошо видна во всех кристаллах, независимо от их сложности (рис. 14).

На некоторых кристаллах третья зона также и заканчивается зоной второго порядка, не содержащей включений кварца (рис. 15). Обе светлые зоны – реперные для определения границы ядра, второй зоны и границ кристалла. Общая мощность третьей зоны варьировала в изученных кристаллах от 0,36 до 7,0 мм.



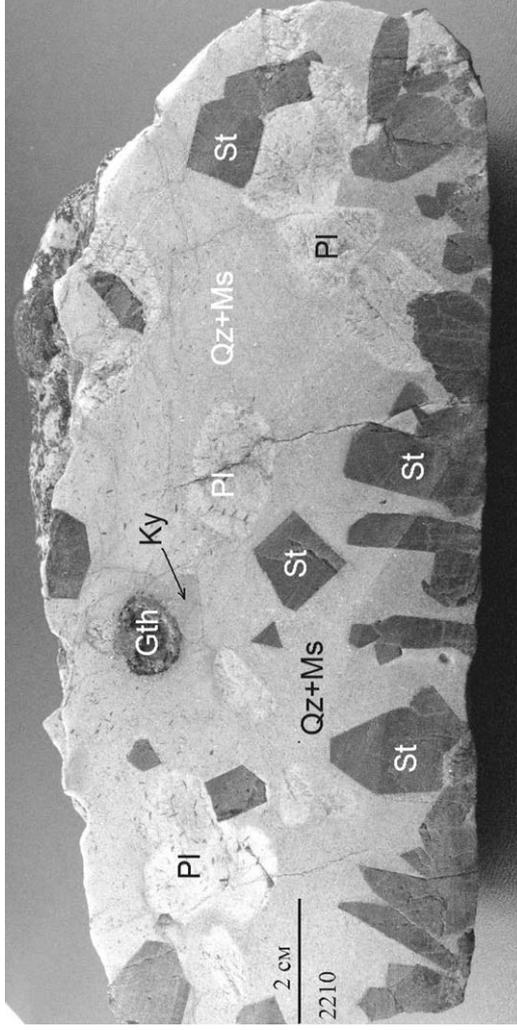


Рис. 3. Кристаллы ставролита (St) в субстрате и нарастающие на плоскость трещины: Qz+Ms – субстрат, Pl – плагиоклаз, Ky – кyanит, Gth – гётит. Штуф

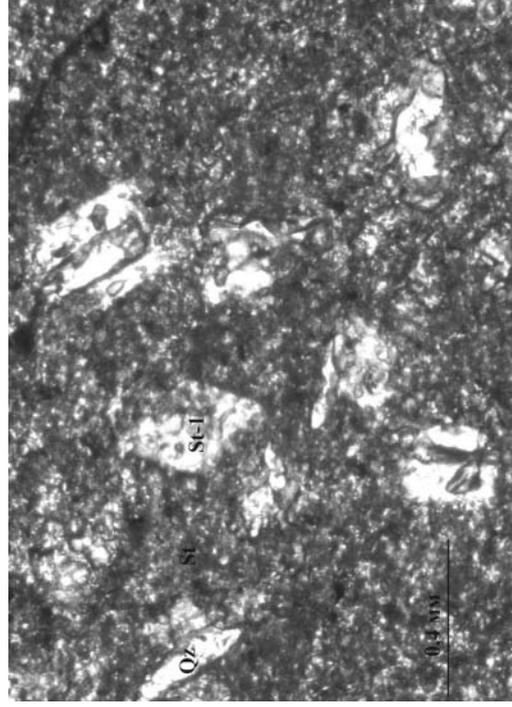


Рис. 4. Микрокристаллы ставролита (St-1) в криптокристаллической массе ядра, Qz – кварц, St – ставролит, слагающий криптокристаллическую массу. Шлиф

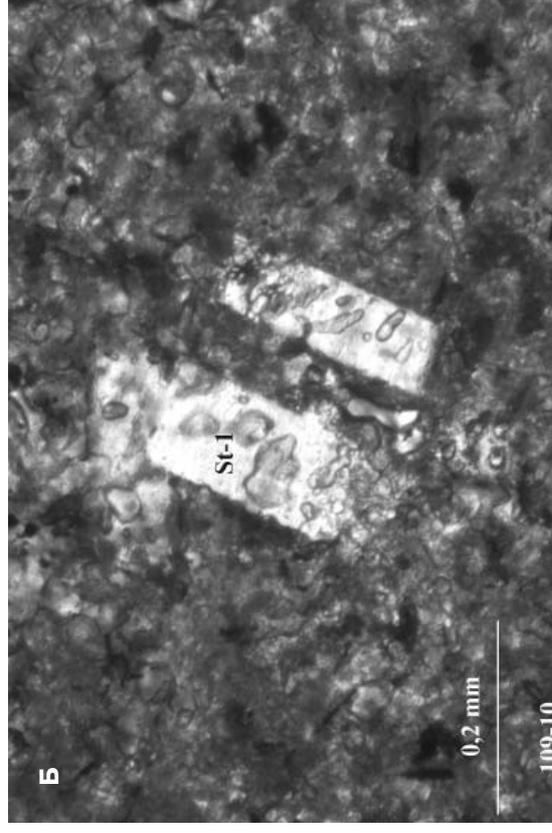
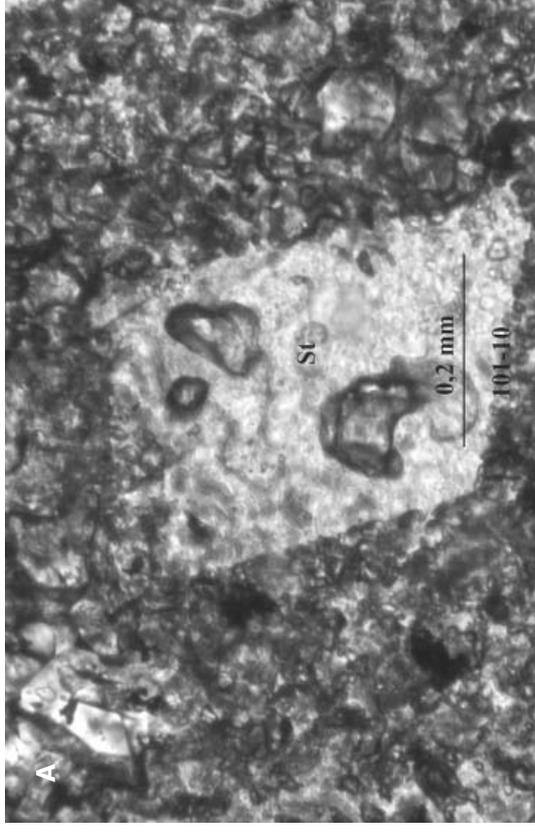


Рис. 5. Микрокристалл ставролита (St-1): А – параллельно плоскости пакета; Б – поперек пакета. Шлифы

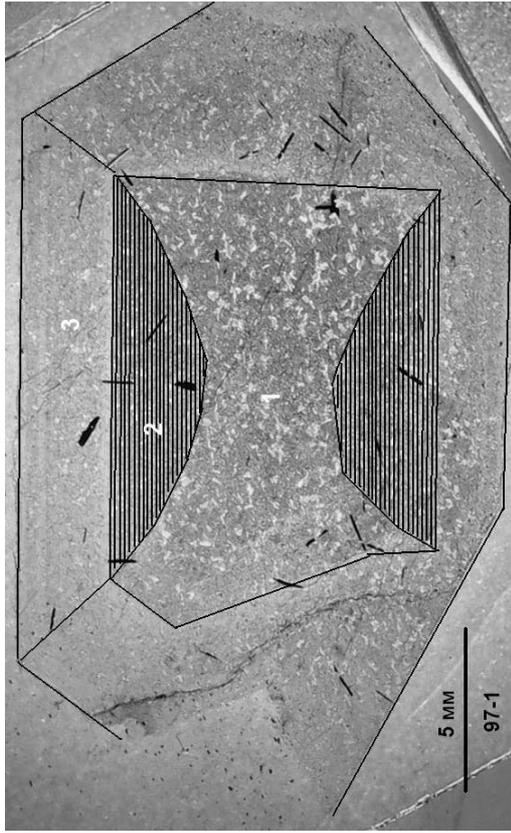


Рис. 6. Продольное сечение короткопризматического кристалла:

1 – ядро с утоньшением в средней части, 2 – вторая зона (здесь и далее ретуширована), 3 – третья зона. Шлиф

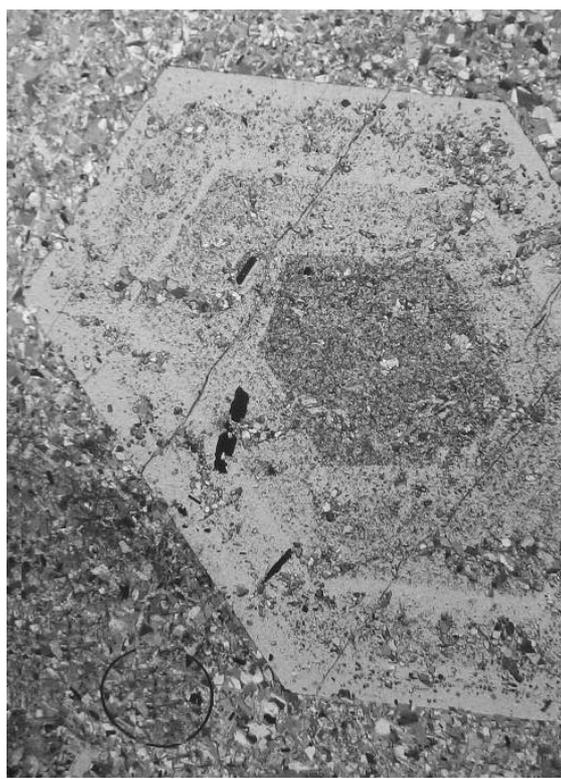
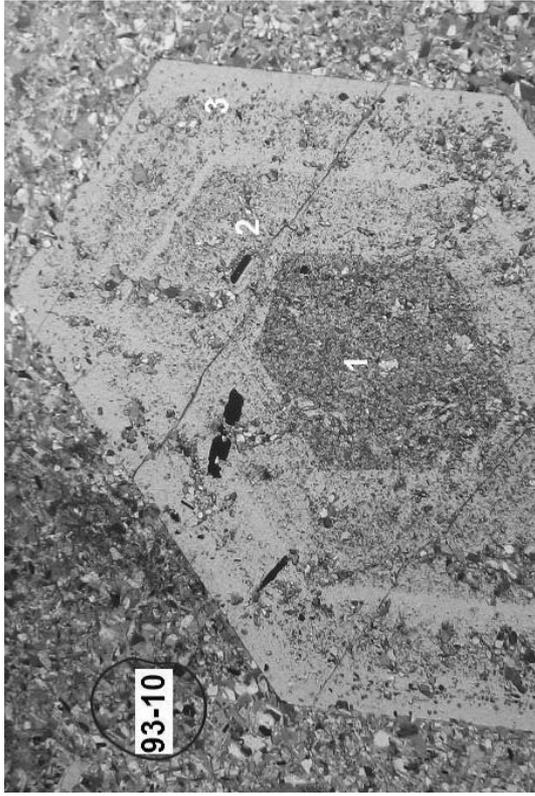


Рис. 7. Поперечное сечение кристалла: 1 – ядро окружено зонами 2 и 3. Шлиф

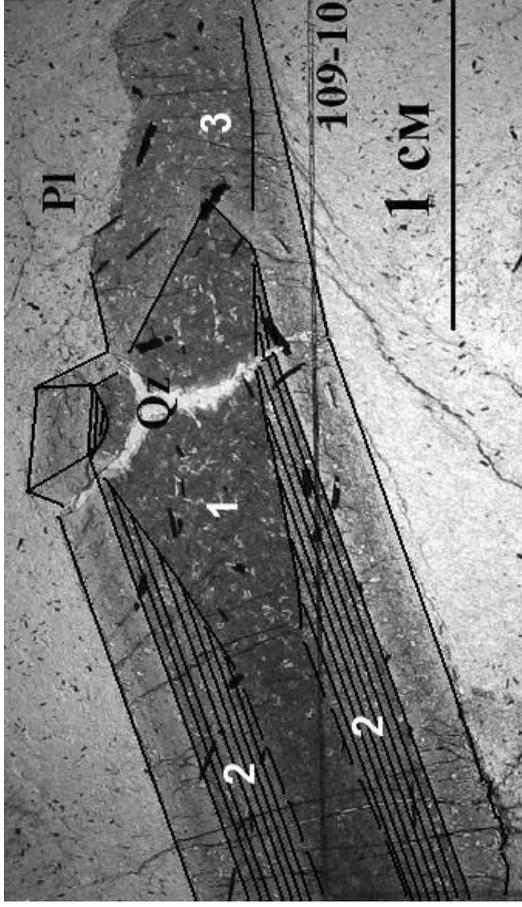


Рис. 8. Кристалл с удлиненным ядром (1) в средней части; 2, 3 – вторая и третья зоны. Шлиф

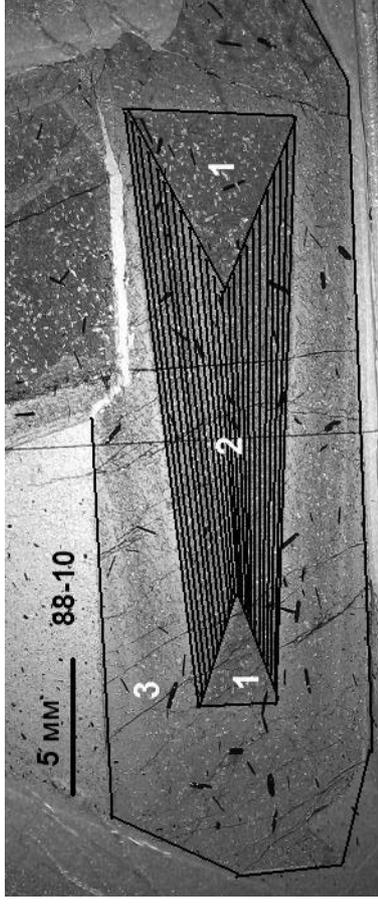


Рис. 10. Кристалл с ядром, разделенным на две части (1), значительно удаленные друг от друга; 2 – вторая зона; 3 – третья зона. Шлиф

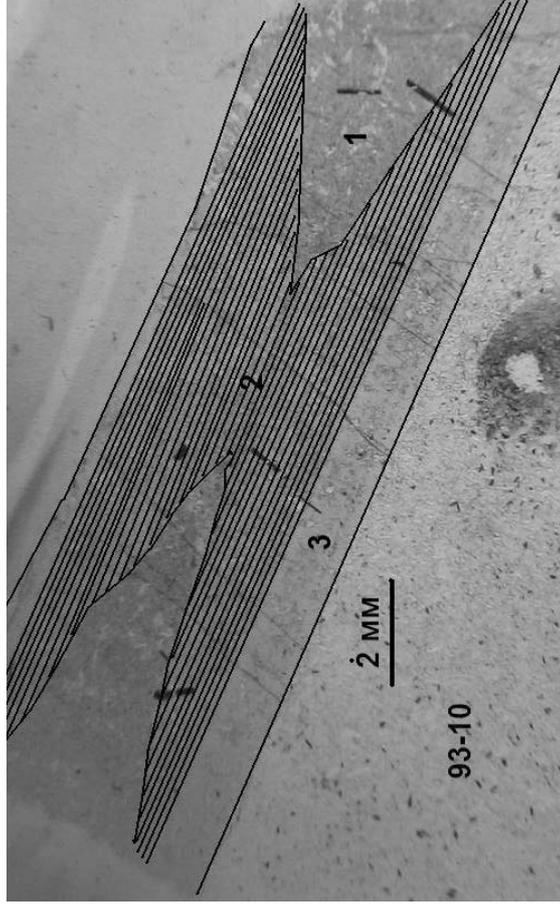


Рис. 9. Кристалл с ядром (1), разделенным на две части в виде песочных частей. Шлиф

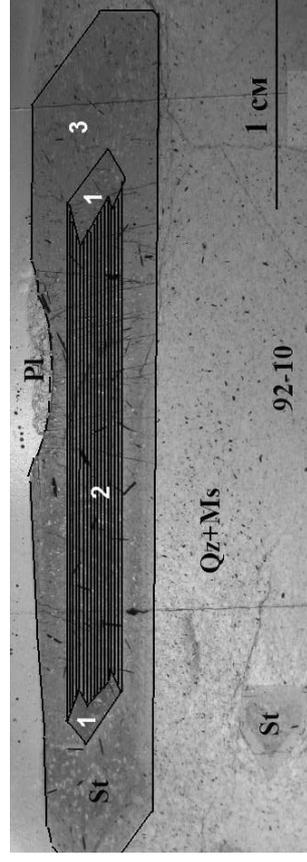


Рис. 11. Фрагменты ядра в разных головках длиннопризматического кристалла. Продольное сечение. Черные включения – ильменит. Шлиф

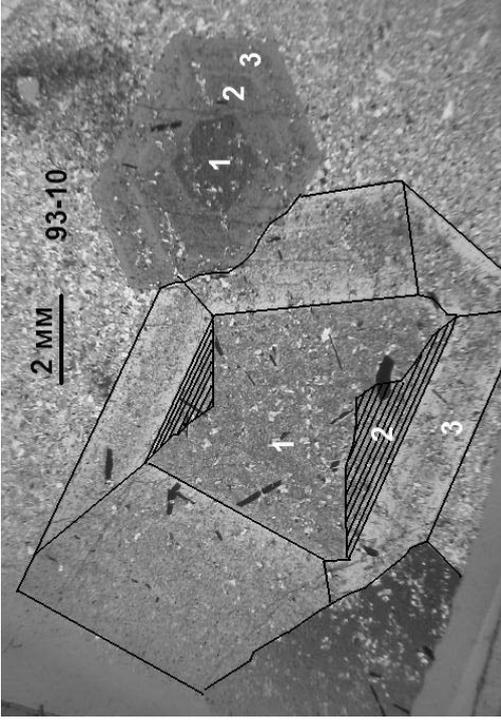


Рис. 12. Сросток кристаллов ставролита: зональность в продольном и поперечном сечении. Черные включения – ильменит; 1 – ядро; 2 – вторая зона; 3 – третья зона. Шлиф

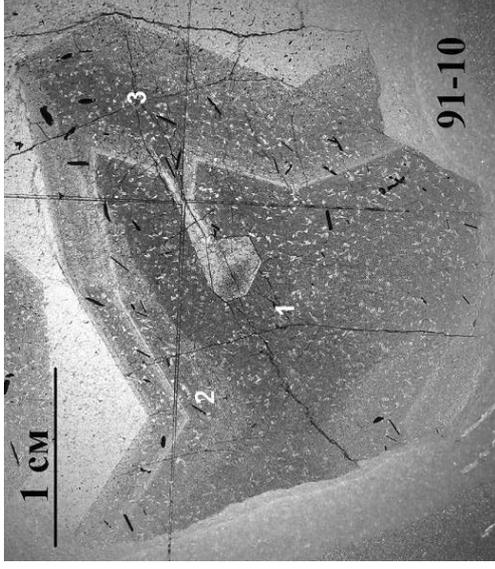


Рис. 14. Граница третьей зоны, хорошо различимая по светлой окраске, по периметру двойника ставролита. Шлиф

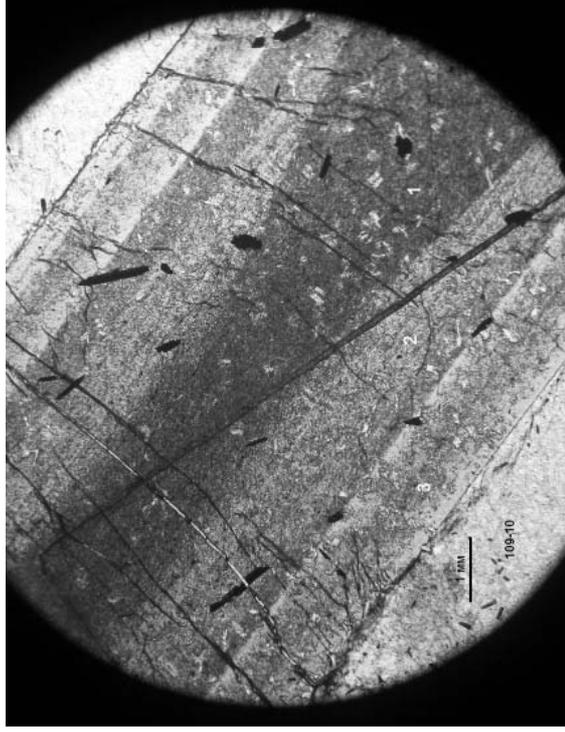


Рис. 13. «Размытая» граница ядра и рассеивание микрокристаллов на участке интенсивной деформации. Шлиф

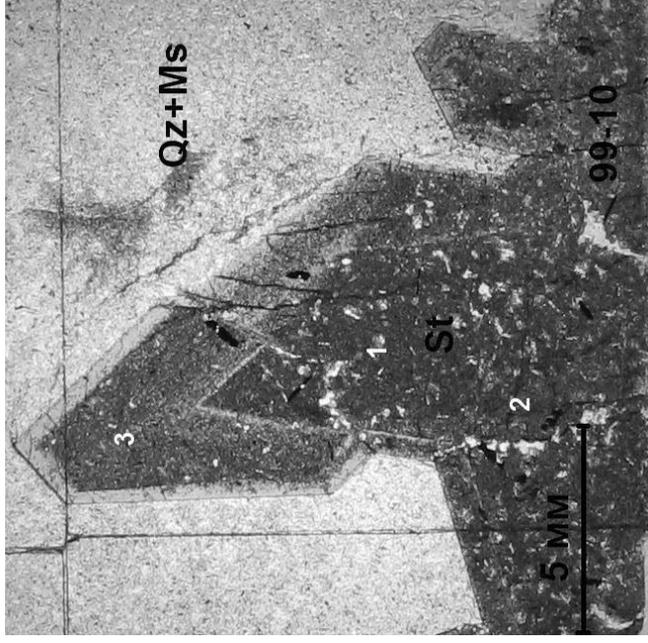


Рис. 15. Структура третьей зоны на кристалле ставролита (St) в друзовом агрегате. Хорошо выражена чистая зона второго порядка в конце кристаллизации третьей зоны. Шлиф

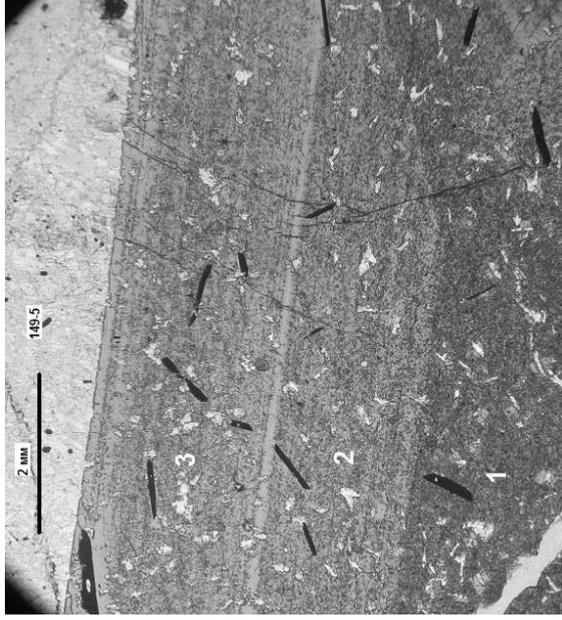


Рис. 16. Зональность второго порядка во 2-й и 3-й зонах кристалла. Шлиф

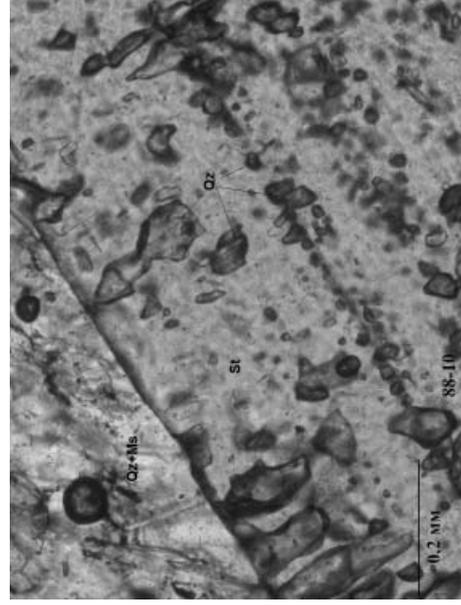


Рис. 17. Зональности второго порядка: цепочки включений кварца чередуются с чистыми участками ставролита. Шлиф. Николи +

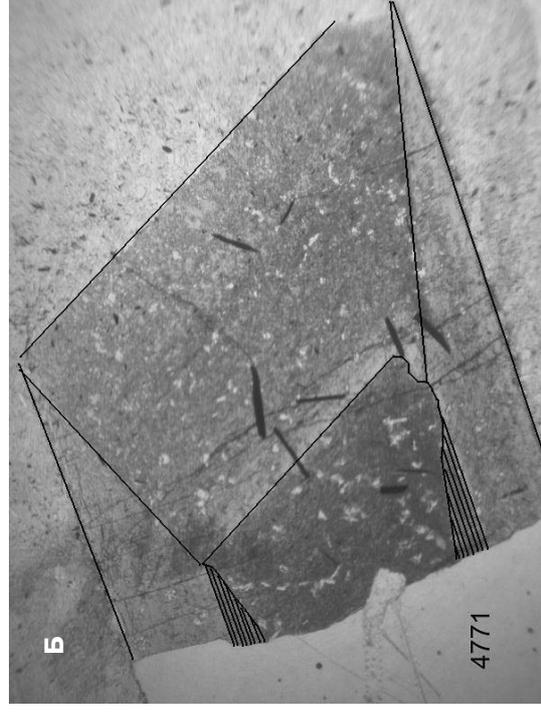
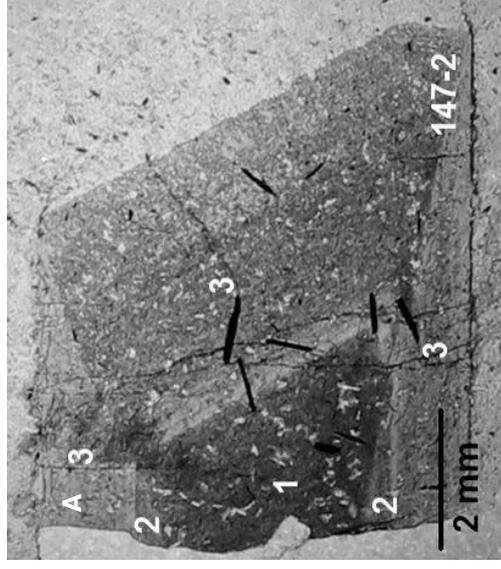


Рис. 18. Секториальность в кристалле ставролита: наиболее широкая зона характеризуется наибольшим количеством включений. Черное – ильменит. Шлиф:

А – исходное изображение, Б – интерпретация

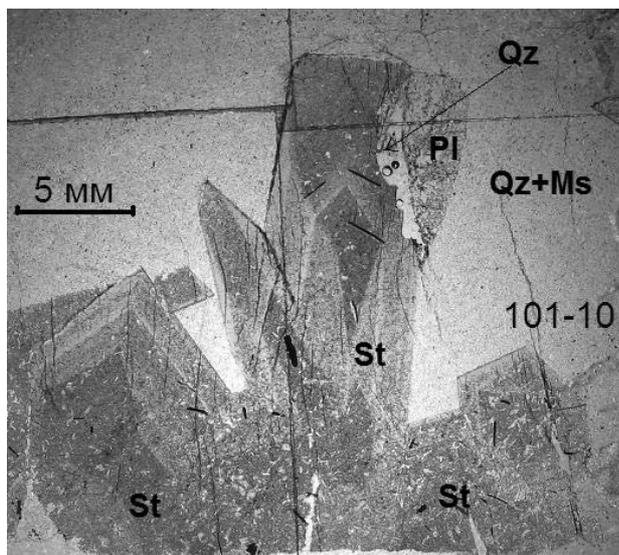


Рис. 19. Друза кристаллов ставролита (St), выросших на трещину. Четкая зональность во всех кристаллах указывает на их рост от трещины в субстрат (Qz+Ms). Pl – плагиоклаз, контакт со ставролитом реакционный, по контакту развит кварц (Qz). Шлиф. Черные включения – ильменит, полосы – трещины в шлифе

Внутреннее строение второй и третьей зон характеризуется тонкой зональностью второго порядка (рис. 16). Исследования показали, что она обусловлена включениями кварца (рис. 17), чередующимися с чистыми участками ставролита. Химический состав ставролита при этом постоянен. Расстояние между ритмами в обеих зонах первого порядка одинаково и составляет около 0,028–0,030 мм. Максимальное число ритмов также близко и составляет в обеих зонах около 300. Тонкая зональность во второй зоне всегда параллельна какой-либо грани призматического пояса кристалла m или b и никогда не параллельна граням s и r . Тонкая зональность в третьей зоне параллельна всем внешним граням кристалла. Особенность третьей зоны – секториальность. Она проявлена в увеличенной мощности пирамиды нарастания той или иной грани кристалла (рис. 18).

Чаще всего увеличенную мощность имеют пирамиды нарастания пинакоида s и призмы r , но также пинакоида b и призмы m . Мощность зоны связана с условиями питания граней гидротермальными растворами. Увеличенная мощность указывает на более благоприятные условия роста в этом направлении. Для кристаллов, «плавающих» в субстрате, таковым является направление, совпадающее с деформацией растяжения ядра и осью s . Рост этих кристаллов происходил с равной скоростью в обе стороны кристалла, что установлено по мощностям зон двухголовых кристаллов. Секторы

кристаллов с мощной зоной обычно содержат большее количество включений кварца (рис. 18), и можно полагать, что большая скорость роста граней приводила к увеличению числа включений.

В отличие от «плавающих» кристаллов, нарастающие на стенки трещин кристаллы росли в одну сторону, поэтому большие мощности зон наблюдаются с одной стороны (рис. 19). В друзовых агрегатах таких кристаллов наблюдаются типичные признаки геометрического отбора. Преимущественное развитие получили кристаллы с осью s , перпендикулярной плоскости трещины.

Обсуждение результатов

Внутреннее строение кристаллов ставролита позволяет выделить три стадии его образования. Первая характеризуется появлением ядер – зародышей будущих кристаллов в виде гомогенной криптокристаллической смеси ставролита и кварца с примесью рутила и графита, вероятно, в результате метаморфической реакции [Раст, 1977]. Ее кристаллизацию можно рассматривать как «последовательную неполную координацию частиц (кластеров)» [Строителев, 1980]. Форма ядер предположительно была пластинчатой и пирамидальной. В основании пирамиды находилась грань пинакоида s , среди граней пирамиды, безусловно, была грань r . Именно они часто реализованы на короткостолбчатых кристаллах при росте третьей зоны непосредственно на ядре. Затем произошла перекристаллизация ядер с образованием микрокристаллов чистого ставролита. Так как все микрокристаллы во всех ядрах имеют одинаковую структуру и размеры – вероятно, перекристаллизация была одноактной и завершила первый этап формирования ядер. Первая стадия кристаллизации ставролита в целом включает диагенез и катагенез осадочных пород [Белолипецкий и др., 1979] и соответствует «синтектоническому метаморфизму ставролит-двуслюдяной субфации» с параметрами $T = 450\text{--}560\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4,0\text{--}5,5$ кбар [Петров, Глазунков, 1986].

Вторая стадия включает деформацию растяжения ядра и образование второй зоны. Характер роста кристалла в этот период зависел от ориентировки ядра в пространстве. Наибольшее удлинение имеют кристаллы, лежащие в плоскости сланцеватости. По оси s максимальное удлинение кристаллов наблюдается вдоль призмы m $\{110\}$ и пинакоида b $\{010\}$. Движущими силами роста кристаллов на этой стадии были де-

формации вмещающей породы, подверженной «течению» [Флинн, 1977], и деформации минерала как «участника, воспринимающего внешние напряжения» [Юшкин, 1971]. «Течение» кианитовых сланцев на этапе регионального метаморфизма признается многими исследователями [Бельков, 1963; Петров, Глазунков, 1987]. Вероятно, в ходе пластичного течения сланцев произошло и растяжение ставролитовых ядер. При этом ядро удлинялось без разрыва сплошности или делилось на две части, удаленные по длинной оси кристалла. Вначале в средней части ядра образовывалась «талия». Впадина зарастала второй зоной ставролита, а именно гранями *m* и *b*. Растяжение ядра без разрыва сплошности возможно по принципу миграции дислокаций решетки и трансляционного скольжения [Флинн, 1977]. Механизмы «залечивания» деформированных кристаллов обсуждались в ряде работ [Григорьев, 1961; Юшкин, 1971]. Возможно, вторая стадия кристаллизации ставролита соответствует «биметасоматозу и тектоно-метаморфической дифференциации» с параметрами $T = 500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}5$ кбар, приведшим к «ставролитовому порфиروبластезу» [Петров, Глазунков, 1986].

Третья стадия характеризуется спокойными условиями и ростом кристаллов ставролита во всех направлениях. Кристаллы обростали гранями третьей зоны, приобретая современную форму. Рост происходил, вероятно, из питающих пленочных растворов [Жабин, 1966]. Это представление удовлетворительно объясняет наблюдающиеся особенности онтогении кристаллов ставролита. Тонкая ритмичность в зонах первого порядка представляет, по сути, чередование чистых и загрязненных зон. Экспериментальные исследования объясняют это образованием «примесного барьера, определяющего пульсирующий характер роста и чередование чистых и загрязненных зон» [Воробьев, 1992]. Рост кристаллов, «плавающих» в субстрате, происходил подобно свободной кристаллизации в растворе. Но поступление растворов к кристаллам было неравномерным, преимущественное направление совпало с удлинением. В этом направлении кристаллы росли с повышенной скоростью в обе стороны. Рост кристаллов от стенок трещин происходил только в сторону субстрата. В этом направлении кристаллы росли с наибольшей скоростью. Можно предполагать, что поступление растворов происходило не из трещины, а из субстрата.

Выводы

Кристаллы ставролита в плагиоклаз-ставролитовых сланцах пачки Г являются сложными метаморфогенно-метасоматическими образованиями, отражающими три стадии развития кристаллических сланцев.

Первая стадия кристаллизации ставролита – зарождение ядер и образование в них микрокристаллов ставролита – вероятно, включает диагенез и катагенез осадочных пород [Белоліпецкий и др., 1979] и соответствует «синтектоническому метаморфизму» при $T = 450\text{--}560\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4,0\text{--}5,5$ кбар [Петров, Глазунков, 1986]. Механизмы и условия образования ядер отвечали метаморфической реакции в условиях ставролит-дистендвуслюдяной субфации.

Вторая стадия кристаллизации ставролита – растяжения ядер и кристаллизация на них второй зоны – произошла на фоне пластичного течения сланцев в условиях «биметасоматоза и тектоно-метаморфической дифференциации» при $T = 500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4\text{--}5$ кбар, обусловивших ставролитовый порфиروبластез [Петров, Глазунков, 1986]. Механизмы роста кристаллов ставролита сочетали деформации и незначительный рост, что говорит о слабом переносе вещества.

Третья стадия кристаллизации ставролита – рост третьей зоны – происходила в условиях интенсивного гидротермального метасоматоза. В это время резко вырос объем ставролита в сланцах. Кристаллизация протекала в спокойных тектонических условиях, без деформаций кристаллов, с пульсационным поступлением растворов.

Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23 «Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов».

Литература

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

Белоліпецкий А. П., Ильин Ю. И., Предовский А. А. Первичная природа и эволюция состава метapelитов кейвского сланцевого комплекса // Первичная природа и геохимия пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1979. С. 3–16.

Валиев Ю. Я., Иброхим А., Мирзоев Б. М. Минералы Западного Памира – новый вид сырья для про-

изводства алюминия // Горный журнал. 2008. № 11. С. 28–31.

Воробьев Ю. К. Процесс роста кристаллов минералов // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб.: СПГГИ, 1992. С. 8–10.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов: Львовский гос. ун-т, 1961. 284 с.

Жабин А. Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966.

Кривonos В. П., Панов Б. С., Полуновский Р. М. и др. Новая сырьевая база ставролита на Украине // Разведка и охрана недр. 1987. № 12. С. 28–32.

Минералы. Справочник. М.: Наука, 1972. Т. III, вып. I. 882 с.

Панов Б. С., Панов Ю. Б. Современное состояние и некоторые перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Донецкой области на период до 2020 г. // <http://www.masters.donntu.edu.ua/2007/ggeo/fenyushina/ind/panov2.htm>.

Петров В. П., Глазунков А. Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 50–59.

Попова Б. С., Полуновский Р. М., Кривonos В. П. Ставролит – новый прогрессивный вид горно-металлургического сырья // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб.: СПГГИ, 1992. С. 36–38.

Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов // Природа метаморфизма. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 77–108.

Свяжин Н. В. Ставролит из россыпей прииска Светлого на Ю. Урале // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 26. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 115–119.

Соколов Ю. А. Ставролит с юго-восточного берега оз. Увильды // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 26. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 122–124.

Строителев С. А. Зарождение и выстраивание кристаллических структур при росте кристаллов минералов // Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980. С. 180–185.

Федькин В. В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 49–77.

Чесноков Б. В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. С. 9–24.

Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л.: Наука, 1971. 283 с.

Gibson G. M. Staurolite in amphibolite and hornblendite sheets from the Upper Seaforth River, central Fiordland, New Zealand // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 321. P. 25–36.

Juurinen A. Composition and properties of staurolite // Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A, geol.-geogr. 1956. N 47. P. 50.

Wenk H. R. Defects along kyanite-staurolite interfaces // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 7–8. P. 125–136.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Нерадовский Юрий Николаевич

ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: nerad@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79362

Войтеховский Юрий Леонидович

директор института, докт. геол.-минер. наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209
эл. почта: woyt@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79656

Neradovskiy, Yury

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: nerad@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79362

Voytekhovskiy, Yury

Geological Institute, Kola Research Centre, Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia
e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79656