



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ЦЕНТРА
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

Ю. Н. Нерадовский, А. В. Чернявский

**АТЛАС МИНЕРАЛОВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
КЕЙВСКОЙ СЕРИИ**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ — ОБОСОБЛЕННОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
(ГИ КНЦ РАН)

Ю. Н. НЕРАДОВСКИЙ, А. В. ЧЕРНЯВСКИЙ

**АТЛАС МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
КЕЙВСКОЙ СЕРИИ**

Апатиты
2018

DOI: 10.25702/KSC.978-5-91137-383-2
УДК 548.2+548.5 1. 549.01: 553 (470.21)
ББК 26.3
Н 41

Нерадовский Ю. Н., Чернявский А. В. Атлас минералов
Н 41 метаморфических пород кейвской серии. — Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН,
2018. — 159 с.: ил. — 117 ,табл.– 22, библ.–118 наз.

ISBN 978-5-91137-383-2

В работе представлены материалы по минералогии кианитовых, ставролитовых, гранатовых и силлиманитовых сланцев Больших Кейв (Кольский полуостров). В основу исследований положен онтогенетический метод анализа процессов зарождения, роста и изменения минеральных индивидов. Показано, что минералы в метаморфических породах сохранили признаки своего образования в ходе различных геологических процессов. Основное внимание уделено кианиту и ставролиту, на примере которых сделана попытка проследить этапы их образования с позиции онтогении и филогении минералов. В связи с метаморфическим преобразованием пород в кристаллах ставролита описана отчетливая кристаллизационная зональность, а также признаки деформации в виде трансляционного растяжения кристаллов и двойникования под влиянием пластического «течения» субстрата. Установлены признаки изменения состава межзерновой флюидной фазы на разных стадиях формирования кианитовых сланцев, выявлены полиметаллическая и редкоземельно-фосфорная минеральные ассоциации. Показано, что питающей средой для роста метакристаллов является кварц-мусковитовый субстрат. В качестве механизма, обусловившего развитие зональности в кристаллах, предлагается пульсационная кристаллизация минералов.

УДК 548.2+548.5 1. 549.01: 553 (470.21)
ББК 26.3

Научное издание

Главный редактор – Т. В. Рундквист
Технический редактор – Л. Д. Чистякова
Компьютерная верстка – Л. Д. Чистякова
Подписано в печать 18.12.2018. Формат 60x84 1/8.
Усл. печ. л. 18,5. Тираж 300 экз. Заказ № 44.
ФГБУН ФИЦ КНЦ РАН
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14
www.naukaprint.ru

ISBN 978-5-91137-383-2

© Нерадовский Ю. Н., Чернявский А. В.
© Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION OF THE RUSSIAN FEDERATION

GEOLOGICAL INSTITUTE — SUBDIVISION OF THE FEDERAL RESEARCH CENTRE
«KOLA SCIENCE CENTRE OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES»
(GI FRC KSC RAS)

Yu. N. NERADOVSKY, A. V. CHERNYAVSKY

**ATLAS OF MINERALS OF METAMORPHIC ROCKS
FROM THE KEIVY SERIES**

Apatity
2018

DOI: 10.25702/KSC.978-5-91137-383-2
UDC 548.2+548.5 1. 549.01: 553 (470.21)
BBC 26.3
ISBN 978-5-91137-383-2

Neradovsky Yu. N., Chernyavsky A. V. Atlas of minerals of metamorphic rocks from the Keivy series. Apatity: Publ. by KSC RAS. 2018. – 159 c. Figs. – 117, Tables – 22, Refer. – 118 sources.

ISBN 978-5-91137-383-2

The paper provides materials on mineralogy of kyanite, staurolite, garnet and sillimanite schists of the Big Keivy (the Kola Peninsula). The research is based on the ontogenetic analysis of origination, growing and transformation of mineral individuals. It is shown that minerals in metamorphic rocks preserve indicators of their formation in result of different geological processes. The focus is laid on kyanite and staurolite that exemplify an attempt to trace stages of their formation from a position of the ontogeny and phylogeny of minerals. Due to metamorphic changes in rocks, there is a distinct crystalline zoning in staurolite crystals, as well as signs of deformation in the form of stretching and twinning of crystals under a plastic “flow” of a substrate. Signs of compositional changes in an intergranular fluid phase have been detected at different stages of the kyanite schist genesis. Complex and REE-P mineral associations have been defined. A quartz-muscovite substrate is shown to be a feeding medium for the growth of metacrystals. A pulsating crystallization of minerals is suggested as a driving mechanism providing zonation in crystals.

UDC 548.2+548.5 1. 549.01: 553 (470.21)
BBC 26.3

ISBN 978-5-91137-383-2

© Neradovsky Yu. N., Chernyavsky A. V.
© Geological Institute FRC KSC RAS

*Посвящается замечательному человеку, ученому,
минералогу, художнику, организатору науки
Игорю Владимировичу Белькову, в честь
100-летия со дня рождения*



Игорь Владимирович Бельков родился 13.08.1917 г. С 1941 по 1945 гг. И.В. Бельков участвовал в Великой Отечественной войне, защищая Ленинград. В 1946 г. окончил Ленинградский университет и был направлен на работу в Кольский филиал АН СССР. С 1946 г. вся жизнь И.В. Белькова отдана исследованию Севера, посвятив науке 43 года И.В. Бельков ушел из жизни 18.11.1989 г. Первые научные исследования И.В. Белькова касались изучения пегматитовых жил района Западных Кейв, затем главное внимание было направлено на изучение кианитовых месторождений Кейв. В 1965 г. он защитил докторскую диссертацию, посвященную месторождениям кианита.

И.В. Бельков 25 лет руководил Геологическим институтом. За время его руководства Институт плодотворно развивался и рос численно. В Институте были внедрены новые научные направления: изотопная геохимия, микрондовые исследования минералов, экспериментальная петрография и минералогия, минералогия и геохимия редких элементов, геофизика и др. За успешное руководство И.В. Бельков в 1987 г. получил звание заслуженный деятель науки РСФСР. И.В. Бельков опубликовал более 200 научных трудов по широкому спектру вопросов геологии Кольского региона. Среди них следует отметить фундаментальную работу «Кианитовые сланцы свиты Кейв» (1963), являющуюся наиболее полной монографией по геологии и минералогии Кейв. Основные интересы И.В. Белькова были сосредоточены в области геологии, геохронологии, петрологии, минералогии и металлогении гранитов, генезиса метаморфических пород, технологической минералогии кианитового и редкометалльного сырья. Исследования позволили обосновать существование Кольской редкометалльной провинции, внесли значительный вклад во многие аспекты ранней эволюции Земли, создали основу принципиально нового подхода к реконструкции ранних этапов развития земной коры. Под его руководством были составлены схемы межрегиональной корреляции метаморфических комплексов, выполнено металлогеническое районирование региона и доказаны пути увеличения эффективности эксплуатации месторождений Севера за счет комплексной утилизации минерального сырья и отходов горно-металлургических предприятий. Совместно с И.Д. Батиевой в 1957 и 1966 гг. были открыты два массива щелочных пород: Сахарйокский и Кульйокский. В честь выдающихся достижений в минералогии в честь И.В. Белькова назван новый минерал – бельковит.

И.В. Бельков вел большую научно-организационную работу в качестве члена Президиума КФАН СССР, председателя Кольского отделения минералогического общества и городского отделения общества «Знание». За высокие заслуги в науке И.В. Бельков награжден орденом Ленина. Как участник Великой Отечественной войны И.В. Бельков награжден Орденом Отечественной войны, многими медалями, в том числе, «За победу над Германией» и «За оборону Ленинграда».

И.В. Бельков был не только крупный ученый, но и замечательный художник, со своеобразным восприятием прекрасных северных пейзажей.

ВВЕДЕНИЕ

Прошло более 50 лет после опубликования Игорем Владимировичем Бельковым фундаментального труда «Кианитовые сланцы свиты Кейв» (1963). За прошедшие годы количество минералов, обнаруженных в кристаллических сланцах Больших Кейв, возросло с 23 до 40, получены новые данные о морфологии и генезисе кианита (Нерадовский, 2010, 2014), ставролита (Нерадовский, 2010, 2011), циркона (Нерадовский и др., 2015), алланита-(Ce) и монацита (Войтеховский и др., 2011; Войтеховский, Нерадовский, 2015, 2016) и ряда других минералов (Нерадовский, Войтеховский, 2013). Вышли в свет новые монографии и крупные работы, обобщающие достижения в области геологии, минералогии и технологии переработки кианитовых руд (Небокситовое алюминиевое сырьё России, 2011; Кианитовые руды России, 2012, 2013; Войтеховский и др., 2011, 2012). Все эти данные позволяют говорить о том, что исследования кианитовых сланцев Кейв необходимо продолжать и Кейвы хранят еще много интересного.

В связи с минувшим 100-летием со дня рождения И.В. Белькова уместно подвести некоторые итоги изучения минералов, не отраженные в опубликованных материалах. И.В. Бельков уделял большое внимание условиям образования минералов, особенно кианита, кварца, ставролита, мусковита и минералам группы плагиоклаза, и формированию различных их морфотипов. Продолжая эти традиции, мы предлагаем читателю материалы по генетической минералогии Кейв, основанные на классических представлениях Д.В. Никитина (1952), Д.П. Григорьева (1961), А.Г. Жабина (1966), Б.В. Чеснокова (1966, 1974), Д.П. Григорьева, А.Г. Жабина (1975), В.Ф. Барбанова (1977), В.И. Павлишина и др. (1988), Н.И. Шумской и др. (1999), В.А. Попова (2011) и др.

В настоящей работе предлагается онтогенетический подход к вопросам кристаллизации минералов кейвских кристаллических сланцев, который может объяснить механизмы зарождения, роста и разрушения этих минералов.

Исследования базируются на материалах, полученных в 2007-2012 гг, когда были проведены экспедиционные работы на месторождениях кианитовых руд Новая Шууртурта и Тяпш-Манюк, в зоне развития силлиманитовых сланцев на г. Макзабахк, на месторождении гранатовых сланцев г. Березовая и в зоне ставролитовых сланцев вычуртской толщи (пачка Г по И.В. Белькову (1963)). В ходе этих работ было отобрано 7 технологических проб весом от 20 кг до 1000 кг в разных частях по простиранию и вертикальному разрезу кейвской серии (рис. 1, 2).

Для характеристики минерального состава руд изучено более 400 прозрачных и полированных шлифов, 60 больших шлифов, а также 65 искусственных шлифов. Полный химический состав 12 проб руд проведен методом атомной адсорбции (Химико-аналитическая лаборатория ГИ КНЦ РАН). Для изучения редкоземельных элементов (РЗЭ) и редких металлов (РМ) использован метод масс-спектрометрического анализа с индуцировано-связанной плазмой (ISP-MS). Выполнено 520 элементоопределений (э/о) на приборе ELAN 9000 DRC-e (ИХТРЭМС, аналитики: Дрогобужская С.В., Панченко О.Л., Шлапак А.И.). Гравитационными методами в тяжелых жидкостях выделено 6 монофракций главных минералов – кианита, мусковита и кварца. Рентгенов-

скими методами выполнено 3 определения параметров структуры кианита и 200 определений количественного состава пород. Оптическими методами минераграфии и петрографии определены минеральные фазы кианитовых руд. Все минералы исследованы методами сканирующей электронной микроскопии на приборе LEO-1450 и рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на приборе MS-46 «Самеса». Выполнено более 600 э/о с помощью энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450 и 732 э/о на волнодисперсионном электронно-зондовом микроанализаторе MS-46 «Самеса». Методами гониометрии исследовано 106 кристаллов кианита. Для изучения минералов использованы следующие методы и аппаратура:

- Петрографический метод (обычные и большие прозрачные шлифы и специальные препараты) – микроскопы Ultraphot-3, ЛабоПол-4 ИПО, МПС-2;
- Минераграфический метод (обычные полированные аншлифы и пришлифованные препараты) – микроскопы Ultraphot-3(Opton), «Labor mikroskopes» и ПОЛАМ Р-312(ЛОМО), увеличение до 1500^x, разрешение до 0.2 мкм; измерение размеров зерен выполнено насадкой МОВ-1-15^x к оптическим микроскопам, минимальный размер измеряемого зерна составил 0.0025 мм;
- Гониометрический метод (исследование кристаллографических форм минералов с использованием микрофотографий и метода прикладного гониометра);

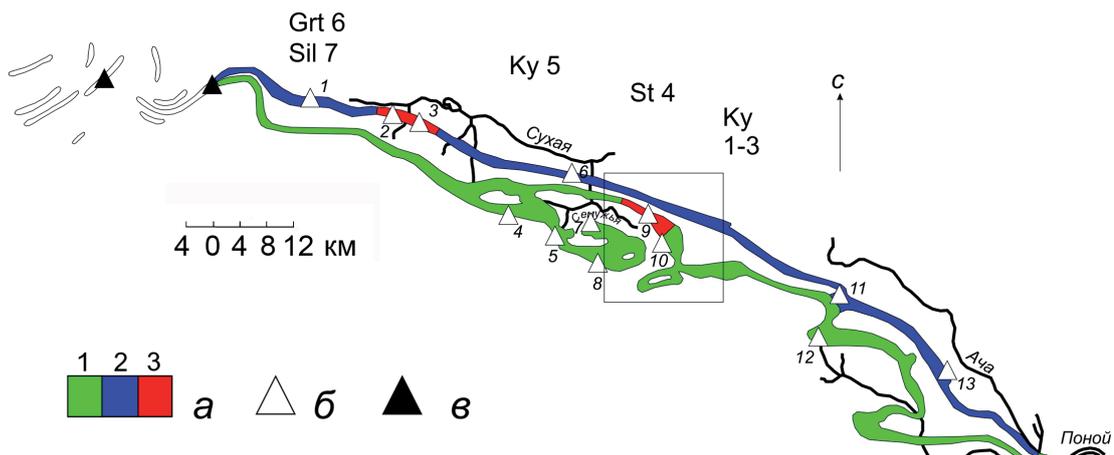


Рис. 1. Схема расположения изученных участков Кейвского парасланцевого пояса. Распределение главных месторождений кианита (и силлиманита) на Кейвах (по И.В. Белькову, 1963, с добавлениями)

а – кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы пачки Б; *б* – месторождения кианита; *в* – месторождения силлиманита (на западных Кейвах). Месторождения: 1 – Воргельвурта; 2 – Тавурта; 3 – Тяпшманюку; 4 – Червурта; 5 – Большой Ров; 6 – Безымянная; 7 – Кырпурты; 8 – Ягельвурта; 9 – Шуурурта; 10 – Восточная Шуурурта; 11 – Кайпурта; 12 – Нусса; 13 – Манюк. Типы руд: а-1 – волокнисто-игольчатые, а-2 – параморфические, а-3 – крупноконкреционные.

Fig. 1. Scheme of the location of the paraschistose Keivy band studied sites. Dissemination of the main kyanite (and sillimanite) deposits on Keivy (after I.V Bel'kov, 1963, edited)

a – kyanite and staurolite-kyanite schists of the pack B; *b* – kyanite deposits; *v* – sillimanite deposits (on the west Keivy). Deposits: 1 – Vorgel'vurta; 2 – Tavurta; 3 – Tyapsh-Manyuk; 4 – Chervurta; 5 – Bolshoy Rov; 6 – Bezymyannaya; 7 – Kyrpurty; 8 – Yagel'vurta; 9 – Shuururta; 10 – East Shuururta; 11 – Kaypurta; 12 – Nussa; 13 – Manyuk. Ore types: a-1 – acicular fibrous, a-2 – paramorphic, a-3 – large ore concretions.

		Месторождения и рудопроявления		
Песцово-тундровская толща	Пачка Д М = 250-120 м		1	Редкие металлы (россыпи)
			2	Zr, TR циркон, монацит, ортит
			3	Жильный кварц, амзонит
		4		
		5		
		6		
Выхурская толща	Пачка Г М = 450-0 м		7	
			8	Al, Ti, V Ставролит, рутил, ильменит Ставролитовые руды
	Пачка В М = 60-0 м		9	Кварциты
Червуртская толща	Пачка Б М = 25-340 м		10	
			11	Al, Ti, V, C, Ni, Co, Se, Au Кианит, рутил, графит Кианитовые руды
			12	
			13	
			14	
	Пачка А М = 30-5 м		15	Zr, TR циркон, монацит, ортит Альмандин
Лебяжинские гнейсы			17	
			18	
			19	
			20	

Схема расположения месторождений и проявлений полезных ископаемых и руд и изученных проб в стратиграфическом разрезе Больших Кейв (по И.В. Белькову, 1963, с изменениями).

Scheme of deposits and occurrences of minerals and ores and samples studied in the Great Cave stratigraphic section (after I.V. Bel'kov, 1963, edited).

1 – двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы; 2 – слюдяно-гранатовые сланцы; 3 – ставролит- и гранатсодержащие сланцы; 4 – двуслюдяные сланцы; 5 – мусковитовые сланцы со ставролитом и кианитом; 6 – мусковитовые сланцы; 7 – порфиробластические плагиоклаз-кианит-ставролитовые сланцы; 8 – порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые сланцы; 9 – мусковитовые кварциты; 10 – слюдяно-ставролит-кианитовые сланцы; 11 – ставролит-кианитовые сланцы; 12 – кианитовые сланцы; 13 – слюдяно-кианитовые сланцы; 14 – хлоритовые сланцы; 15 – ставролит-гранатовые сланцы, гранатиты; 16 – мусковит-гранатовые сланцы; 17 – мусковит-биотит-гранатовые сланцы; 18 – тонкозернистые биотитовые гнейсы; 19 – биотитовые гнейсы; 20 – биотитовые гнейсы с галькой кварца, кварцита.

Положение изученных проб показано стрелками.

1 – two-mica porphyroblastic staurolite schists; 2 – mica-garnet schists; 3 – two-mica staurolite-garnet-bearing schists; 4 – two-mica schists; 5 – muscovite schists with staurolite and kyanite; 6 – muscovite schists; 7 – porphyroblastic plagioclase-kyanite-staurolite schists; 8 – porphyroblastic plagioclase-staurolite schists; 9 – muscovite quartzites; 10 – mica-staurolite-kyanite schists; 11 – staurolite-kyanite schists; 12 – kyanite schists; 13 – mica-kyanite schists; 14 – chlorite schists; 15 – staurolite-garnet schists, garnetites; 16 – muscovite-garnet schists; 17 – muscovite-biotite-garnet schists; 18 – fine-grained biotite gneisses; 19 – biotite gneisses; 20 – biotite gneisses with quartz-quartzite pebbles.

Arrows show location of the studied samples.

- Фотодокументация (микро- и макрофотографии кристаллов, в проходящем и отраженном свете, сканирование различных объектов на сканере Epson Perfektion V10), фотографирование выполнено цифровой камерой Canon PoverShot A520 с компьютерной обработкой изображения, для изучения зональности крупных кристаллов была использована специальная установка, позволившая фотографировать в поляризованном свете шлифы с кристаллами размером до 10 см;
- Количественный минералогический анализ (определение баланса фаз) выполнен методом стандартного препарата (по Вахромееву).

Авторы выражают глубокую благодарность к.г.-м.н. [С.М. Карпову] и к.г.-м.н. [А.К. Шпаченко] за отбор проб и предоставление материала на исследование, научному руководителю д.г.-м.н., проф. Ю.Л. Войтеховскому, за научное руководство работами, аналитикам Е.Э. Савченко и к.г.-м.н. Е.А. Селивановой за высокопрофессиональные исследования состава и структуры минералов. Авторы признательны к.г.-м.н. Т.В. Рундквист за редактирование рукописи, к.г.-м.н. С.В. Мудруку за консультации при составлении геологического раздела, к.г.-м.н. Н.Ю. Грошеву и А.Н. Иванову за помощь в оформлении рисунков, Л.Д. Чистяковой и Н.А. Мансуровой за помощь в подготовке рукописи, А.А. Мериновой и Т.А. Мирошниченко за перевод на английский язык.

1 КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Кейвская структура находится в центральной части Кольского полуострова. С северо-востока она по системе разломов отделена от Мурманского блока. С юга Кейвская структура граничит с палеопротерозойским рифтом Имандра-Варзуга (Ранний докембрий..., 2005), с востока она граничит с гранитогнейсами Сосновского террейна (Пурначский выступ) (Белолипецкий и др., 1980), а с запада отделена от Кольско-Норвежского террейна Харловским разломом (Козлов, 1979; Пожиленко и др., 2002). Кейвская структура в целом представляет собой пологую синформу, во внутренних частях которой существуют блоковые поднятия фундамента (Ранний докембрий..., 2005).

По геологическому строению Кейвская структура существенно отличается от окружающих геологических структур. Эти особенности включают широкое развитие высокоглиноземистых кианитовых, гранатовых и ставролитовых парасланцев (Бельков, 1963), щелочных гранитов с эгирином и арфведсонитом (Батиева, 1976) и габброанортозитов (Юдин, 1980; Шарков, 1984) неогарнейского возраста (Баянова, 2004), а также мощных толщ архейских кислых метавулканитов (Мирская, 1971; Мирская, 1974).

Супракрустальные образования Кейвской структуры залегают на породах комплекса основания, которые представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с пачками амфиболитов.

Стратиграфический разрез супракрустальных образований Кейвской структуры в наиболее полном виде представлен в работах (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980). Современные представления о Кейвской структуре изложены в работах В.В. Балаганского и его соавторов (Балаганский и др., 2011; Мудрук и др., 2013; Мудрук, 2014). В этих работах и работах других авторов (Минц и др., 1996; Минц, 2010; Бушмин и др., 2011б) указывается, что разрез Кейв может являться тектоностратиграфическим. Ниже приведено краткое описание стратиграфического разреза супракрустальных образований Кейвской структуры на основе работы (Мудрук, 2014). Разрез состоит из следующих подразделений (от подошвы к кровле):

Тундровая (лебяжинская серия)

Коловайская и кинемурская толщи. Супракрустальные породы, относимые к этим двум толщам (Радченко и др., 1994), залегают на комплексе основания с тектоническим несогласием (Мирская, 1972). Коловайская толща сложена амфибол-биотитовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, плагиосланцами с линзами конгломератовых пород и конгломератами; кинемурская толща сложена биотитовыми и двуслюдяными гнейсами (обычно с минералами группы граната) и плагиосланцами (Белолипецкий и др., 1980).

Патчервтундровская толща. Породы коловайской и кинемурской свит трансгрессивно перекрываются образованиями свиты патчерва (она же патчервтундровская свита; Радченко и др., 1994) и коррелируемой с ней устьюгоньской толщи (Белолипецкий и др., 1980). Они представлены амфиболитами (метабазальтами), кислыми мета-

вулканитами и согласно перекрывающими их плагиосланцами, которые по составу отвечают железистым андезибазальтам и андезитам.

Лебяжинская толща залегает выше по разрезу и включает биотитовые и мусковитовые гнейсы, часто с минералами группы граната, (т. наз. «лебяжинские гнейсы»). Выходы этих гнейсов занимают около 30% территории Кейвского террейна. В резко подчиненном количестве лебяжинские гнейсы содержат кварц-полевошпатовые породы и амфиболиты, сохраняющие текстурно-структурные признаки вулканитов (Мирская, 1971, 1976) и реже осадочных пород (Бельков, 1963). В работе (Белоліпецкий и др., 1980) большинство лебяжинских гнейсов интерпретируются как продукты щелочного метасоматоза кислых метавулканитов.

В результате геологосъемочных работ и тематических исследований Кейвского террейна и смежных структур коловайская, кинемурская, патчервтурдровская и лебяжинская толщи, то есть все толщи между архейским фундаментом и основанием кейвской серии, были отнесены к тундровой серии (Белоліпецкий и др., 1980). Позднее этот же супракристалльный разрез был объединен в лебяжинскую серию (Минц и др., 1996). Возраст лебяжинских кислых метавулканитов равен 2.68 млрд лет (Балаганский и др., 2013).

Кейвская серия

Выше лебяжинских гнейсов залегают породы, относимые к кейвской свите (Бельков, 1963) или серии (Бельков и др., 1971). Они полосой шириной от 1 до 10 км протягиваются среди лебяжинских гнейсов от р. Пессарьёк на северо-западе Кейвского террейна до устья р. Ачи на юго-востоке и слагают почти всю горную гряду Большие Кейвы. Протяженность полосы сланцев между хр. Серповидный и устьем р. Ача составляет 150 км.

Отмечается, что породы кейвской серии залегают на лебяжинских гнейсах со значительным стратиграфическим и угловым несогласием (Мирская, 1972; Загородный, Радченко, 1983), подчеркнутым корой выветривания по гнейсам (Мирская, 1976). Рассматриваемые сланцы интерпретируются как терригенные высококодифференцированные метаосадки, образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне (Бельков, 1963) и являются метаморфизованными продуктами дезинтеграции и переотложения подстилающих пород (Мирская, 1976; Белоліпецкий и др., 1980). По мнению некоторых исследователей (Минц, 2010), породы кейвской серии – переотложенная палеопротерозойская кора выветривания. В последние годы развиваются представления о том, что среди кейвских парасланцев в большом количестве по сдвиговым зонам развиты метасоматиты, одной из главных разновидностей которых являются крупно- и гигантозернистые кианитовые сланцы (Бушмин и др., 2011а, 2011б). Возраст пород кейвской серии изотопными методами не определен; одни исследователи относят их к архею (Бельков, 1963; Радченко и др., 1994), а другие – к палеопротерозею (Харитонов, 1966; Белоліпецкий, 1980; Мележик и др., 1988; Минц и др., 1996; Melezhik, Hanski, 2013).

Червуртская и выхчуртская толщи. Породы червуртской толщи согласно залегают на лебяжинских гнейсах (Белоліпецкий и др., 1980), но местами отмечаются и тектонические контакты (Бельков, 1963). В червуртской толще отчетливо выделяются две пачки сланцев. Нижняя соответствует пачке А (по И.В. Белькову (1963)), её мощность составляет от 1 до 25 м. Пачка сложена ставролит-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми, хлорит-гранатовыми сланцами, обогащенными углеродистым и сульфидным веществом (Минеральные ..., 1981). Эти породы повсеместно маркируют основа-

ние Кейвской серии. Выше залегает пачка Б (по И.В. Белькову (1963)) мощностью от 25 до 400 м, сложенная кианитовыми и кианит-ставролитовыми сланцами. С породами этой пачки связаны крупнейшие месторождения кианита (Минеральные ..., 1981).

Выхчуртская толща также разделяется на две пачки, соответствующие пачкам В и Г по И.В. Белькову (1963). Нижняя пачка В сложена мусковитовыми кварцитами и кварцитами, в центральной части Кейв её мощность достигает 130 м, а в восточном направлении кварциты выклиниваются. Пачка Г представлена плагиоклаз-ставролитовыми и плагиоклаз-кианит-ставролитовыми сланцами. Мощность пачки достигает 300 м (Минеральные ..., 1981). В сланцах червуртской и выхчуртской толщ отмечается большое количество пластовых тел амфиболитов (Бельков, 1963; Мирская, 1978; Белолипецкий и др., 1980).

Песцовотундровская толща. Породы песцовотундровской толщи залегают на нижележащих образованиях несогласно (Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994), отвечают пачке Д по И.В. Белькову (1963) и представлены преимущественно слюдянокварцевыми сланцами. Мощность толщи, по данным И.В. Белькова (1963) колеблется от 120 до 250 м. Эти породы развиты в районе хр. Серповидного, а также в ядрах крупных изоклинальных складок в Центральном и Восточном Кейвах. Sm-Nd модельный (DM) возраст кварц-мусковитового сланца из района хр. Серповидного равен 2.81 млрд лет, при этом $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты детритовых цирконов группируются около значения 2.75 млрд лет (Bridgwater et al., 2001). Это предполагает происхождение этих пород за счет мезо- и неорхейского ювенильного материала.

Выше по разрезу залегают карбонатные породы, двуслюдяные метапесчаники, парасланцы, амфиболиты и магнетитсодержащие кварцитогнейсы, которые объединяются в песцовую серию (Загородный, Радченко, 1988) или песцовотундровскую свиту (Радченко и др., 1994). Эти породы развиты только в районе хр. Серповидного, где они слагают ядерную часть Серповидной структуры.

Кианитовые месторождения залегают в пределах единого протяженного продуктивного пласта, локализованного в нижней части разреза червуртской свиты. Общая непрерывная протяженность продуктивного пласта кианитовых сланцев составляет 150 км. Мощность продуктивного пласта меняется от нескольких метров на флангах до 100-120 м в центральной его части. Кианитовые руды наиболее высокого качества сконцентрированы в пределах отдельных участков продуктивного пласта, которые выделяются в качестве отдельных месторождений: Шуурурта (Новая Шуурурта), Тяпш-Манюк, Воргельурта, Червурта, Восточная Шуурурта, Нусса-1, Нусса-3, Большой Ров, Кырпурта, Мальурдаив, Ягельурта и др. (Минеральные ..., 1981).

2 ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В КЕЙВСКОМ ПАРАСЛАНЦЕВОМ ПОЯСЕ

Кумари Н.А. (1937).

Впервые сформулировал представление о новом типе месторождений, «полиметаморфическом» генезисе кейвских кристаллических сланцев. Основываясь на изучении псевдоморфоз кианита по хиастолиту (отмечаются также псевдоморфозы кианита и ставролита по кордиериту, мусковита по хиастолиту, силлиманита по кордиериту), автор полагает, что первичные осадочные отложения на первом этапе, под влиянием термального (или контактового) воздействия были превращены в андалузитовые (возможно и кордиеритовые) породы, а затем на втором этапе, под влиянием тектонических процессов, сопровождавшихся внедрением щелочных гранитов, превращены в кианитовые и ставролитовые сланцы.

Бельков И.В. (1962, 1963).

Обосновал происхождение главных морфогенетических типов кианита связью с дифференциальными тектоническими движениями, развил концепцию полиметаморфического генезиса кейвских кианитовых месторождений. Выделил пять этапов: 1) Накопление глинистых осадков каолинового типа, обогащенных Al_2O_3 и органическим веществом; 2) Первый региональный метаморфизм осадков в условиях кианитовой субфации амфиболитовой фации; образование кианитовых сланцев происходило в обстановке глубинного «течения» пород; 3) Внедрение основных интрузий и воздействие их на кианитовые сланцы в контактовых зонах; 4) Формирование складчатой тектонической структуры Кейв, повторный региональный метаморфизм; 5) Внедрение и контактово-метасоматическое воздействие интрузии щелочных гранитов в Западных Кейвах, преобразование кианитовых сланцев в силлиманитовые.

Согласно гипотезе И.В. Белькова главные морфогенетические типы кианита образовались в период первого этапа регионального метаморфизма. Кианиту предшествовало образование андалузита: первым кристаллизовался андалузит (разновидность – хиастолит) в спокойной тектонической обстановке (региональный метаморфизм в условиях «течения» пород), а параморфозы кианита образовались за счет перекристаллизации андалузита и собственного роста (региональный метаморфизм при отсутствии ориентирующего одностороннего давления).

Точка зрения И.В. Белькова отличалась от таковой Н.А. Кумари, считавшего, что перекристаллизация протекала под влиянием тектонических стрессовых процессов, сопровождавших внедрение щелочных гранитов. Тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов, по мнению И.В. Белькова, образовался одновременно с параморфическим в тех слоях или зонах сланцев, где сильнее проявилось направленное ориентирующее давление и различные по форме деформирующие силы. Кианит в конкрециях образовался метасоматическим путем из межпоровых растворов, а также из растворов, свободно циркулировавших вдоль трещин в породах, в тех же условиях, что и параморфический кианит – при полном отсутствии проявления стресса как фактора минералообразования и как фактора направленного роста кианита конкреций. Кристаллизация кианита конкреций заканчивалась кристаллизацией ставролита, который также частично замещал кианит. Идиобластический кианит в зонах контак-

тов с метабазами образовался позднее первых трех типов, как из тонкопризматического кианита ориентированных агрегатов (южное крыло кейвской зоны), так и из параморфического кианита (северное крыло кейвской зоны) в участках контакта сланцев с интрузивными телами метабазитов, где сланцы испытали перекристаллизацию под воздействие термального метаморфизма и трансформацию состава в результате метасоматоза. Кианит из зон повторной перекристаллизации образовался после внедрения основных интрузий, одновременно со складчатостью, сопровождавшейся вторым этапом метаморфизма. В зонах смятия конкреционных кианитовых сланцев образовался кианит в составе тектонической брекчии, в виде радиально-лучистых агрегатов уплощенных кристаллов кианитовых «солнц», в центре которых располагаются реликты конкреционных агрегатов. И.В. Бельков делает вывод, что различие главных морфогенетических типов кианита связано с различным временем его кристаллизации по отношению к дифференциальным тектоническим движениям, т.е. с его дотектонической, синтектонической (синкинематической) и посттектонической (посткинематической) кристаллизацией.

И.В. Бельков рассматривал региональный метаморфизм, как «региональный метасоматоз», т.е. перекристаллизацию пород путем их метаморфической дифференциации при условии свободной циркуляции инфильтрационных и поровых растворов. При этом метасоматоз понимается «как суммарный эффект изменения химического и минерального состава в каждом элементарном участке горной породы, сохраняющей твердое состояние, при условии практически одновременного растворения старых и кристаллизации новых минералов». Важным выводом И.В. Белькова был вывод о том, что двукратный региональный метаморфизм пород свиты Кейв происходил без заметного привноса или выноса компонентов, с сохранением первичного химического состава пород, изначально относительно обогащенных глиноземом. В то же время не отрицается перераспределение компонентов внутри породы.

Сулова С.Н. (1962).

Развивала концепцию полиметаморфического генезиса силлиманитовых сланцев в Западных Кейвах. По мнению С.Н. Суловой, кристаллические сланцы в Западных Кейвах образовались в результате полиметаморфизма первично-осадочной толщи в три этапа: 1) региональный метаморфизм, проявившийся на всей территории Кейв (кианит-ставролитовая субфация амфиболитовой фации); 2) контактово-метасоматический метаморфизм, развитый только в Западных Кейвах, под влиянием щелочных гранитов (большая часть района сложена щелочными гранитами, площадью около 2000 км²); 3) регрессивный метаморфизм, проявившийся при понижении температуры (появление в сланцах хлоритоида свидетельствует о переходе амфиболитовой фации в альбит-эпидот-амфиболитовую фацию, хлоритоид-альмандиновую субфацию). Априори принимается, что сначала возник из осадочных пород андалузит, который затем в условиях регионального метаморфизма преобразован в кианит. Автор устанавливает последовательность минералообразования: андалузит→кианит→силлиманит→каолинит, мусковит.

Петров В.П., Глазунков А.Н. (1986).

Авторы выделили в развитии кейвских сланцев деформационный ряд из 8 этапов и 3 стадий:

Ранняя стадия – изоклиальная складчатость, становление ранних кварц-кианитовых ассоциаций с обильным содержанием углеродистого вещества. Низкотемпературный режим. Постепенное погружение с повышением пластичности и радиаль-

ного сжатия. Образование эллипсоидных кварц-кианитовых агрегатов, сильно сплюснутых сноповидно-лучистых форм.

Вторая стадия – мощная линейная складчатость северо-западного простирания, образование крупных поперечных складчатых форм, формирование современного структурного плана Кейвского синклинория. Складчатость происходила в условиях мощного тангенциального сжатия субмеридианального направления. Позднее возрастает давление с севера, со стороны Мурманского блока, происходит опрокидывание северного крыла к югу, широкое развитие в этом крыле дизъюнктивных дислокаций. Образование кианитовой линейности (главной). Кульминационные метаморфические преобразования: кварц, кианит и ставролит постепенно освобождаются от углеродистого вещества, начинают кристаллизоваться в виде порфиروбласт, пойкилобластовые ядра обрастают внешними зонами без включений и с хорошими кристаллографическими формами. По мнению авторов, андалузит кристаллизовался позднее кианита ранней стадии. Распределение параморфических сланцев носит локальный характер, структурно приурочено к зонам северо-западного простирания, возможно андалузит образовался на фоне кианитового метаморфизма с изменением термодинамического режима вдоль узких зон, в связи с проявлением щелочногранитного и основного магматизма.

Поздняя стадия происходит на фоне уменьшения роли пластических деформаций, развития полупластических и хрупких деформаций, разрывов и трещин. Минеральные парагенезисы приобретают регрессивный характер: гранат-хлорит, хлорит-хлоритоид, кварц-мусковит-хлорит и др. Наиболее характерно образование их в зонах контакта пород различной компетенции – амфиболитов и сланцев, а также в зонах надвигания гнейсов на сланцы. Авторы указывают, что прогрессивный метаморфизм метаосадочных пород Кейвского блока происходил в условиях 360-370 до 550-560 °С при росте $P_{\text{общ}}$ до 4-5.3 кбар (Петров, Глазунков, 1986).

В генетических концепциях преобладает мнение, что кианит в кианитовых сланцах не первичный минерал, а образован по андалузитовым (хиастолитовым) кристаллам в результате полиморфного превращения при изменении условий регионального метаморфизма (Кумари, 1937; Бельков, 1963; Минералы, 1972 и др.), но этот вопрос остается дискуссионным. Присутствие андалузита в параморфозах кианита не было доказано. В некоторых работах высказывались сомнения о возможности полиморфного превращения андалузита в кианит, ввиду резких различий в физических свойствах минералов (Питчер, 1967). Спорным и неоднозначным остается вопрос о времени формирования андалузита в процессе метаморфизма. По мнению В.П. Петрова и А.Н. Глазункова, андалузит формировался позднее кианита ранней стадии. Это согласуется с данными о локальном развитии параморфического кианита, месторождения которого приурочены к зонам северо-западного простирания (Петров, Глазунков, 1986).

Исследования Кейвского террейна в последнее десятилетие под руководством член-корр. РАН В.А. Глебовицкого выявили связь надвигообразования и проявлений метасоматоза (Бушмин и др., 2011а; 2011б; Глебовицкий и др., 2012). Выявлена отчетливая связь неоднократно проявленного метасоматоза с узкими, протяженными на многие десятки километров, зонами сдвиговых деформаций. Наблюдения, проведенные при детальном картировании типовых участков, свидетельствуют о существовании интенсивных флюидных потоков сдвиговых зонах, вызвавших инфильтрационный метасоматоз (кислотное выщелачивание и комплементарное переотложение основных компонентов) с пространственной дифференциацией петрогенных элемен-

тов (Бушмин и др., 2011 б). Исследования этих авторов показали, что изотопный состав графита из ряда пород кейвской серии – аномально легкий, не свойственный биогенному углероду осадочных пород. Предпочтительное объяснение происхождения аномально легкого углерода в графите – осаждение графита из потока водно-метанового флюида (Бушмин и др., 2011 а). Главные разновидности метасоматических пород – богатые кианитом породы с переменным количеством кварца, минералов группы плагиоклаза, ставролита, биотита и мусковита, содержащие кианит-кварцевые жилы, а также участки плагиоклазитов и богатых плагиоклазом кристаллических сланцев (Бушмин и др., 2011 б).

На сегодняшний день остается нерешенным целый ряд вопросов, касающихся последовательности минералообразования метаморфических пород кейвского парасланцевого пояса. В данной монографии сделана попытка разъяснить некоторые из этих вопросов.

3 МИНЕРАЛЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ СЛАНЦЕВ КЕЙВСКОГО ПАРАСЛАНЦЕВОГО ПОЯСА

В составе высокоглинозёмистых сланцев Кейвского парасланцевого пояса в настоящее время установлено 40 минералов (табл. 1), из них можно выделить 10 главных, содержание в породе которых достигает десятков процентов, а также второстепенные и редкие, которые являются примесями в разных ассоциациях, распространение их ограничено, но не исключено образование локальных высоких концентраций. Главные минералы – кварц, мусковит, кианит, ставролит и минералы группы плагиоклаза играют наиболее важную роль в структуре пород и руд, отличаются сквозным распространением в пределах разных горизонтов кристаллических сланцев и присутствием в разновозрастных парагенезисах.

Таблица 1. Список минералов высокоглинозёмистых сланцев Кейвского парасланцевого пояса.

Главные	Второстепенные и редкие
Кварц, кианит, мусковит, ставролит, гр. плагиоклаза, рутил, пирротин, графит, силлиманит, гр. граната.	Алланит-(Ce), пирит, халькопирит, пентландит, магнетит, ильменит, цинкоставролит, биотит, гр. хлорита, Со-пентландит, гр. апатит, циркон, гётит, <i>монацит-(Ce), ксенотим-(Y), кобальтин, галенит, молибденит, сфалерит, хоулит самородный висмут, самородное железо, корунд, марказит, виоларит, халькозин, ковеллин</i> , диккит, хлоритоид, клиноцоизит.

Примечание: курсивом выделены минералы, обнаруженные позднее 1963 г.

Количество минеральных фаз и их содержание в объеме породы меняется в разных породных разновидностях сланцев. Ниже приведены данные о минеральном составе разновидностей сланцев (объемные проценты):

Кианитовые сланцы: кианит (30-65%), кварц (40-70%), мусковит (0-15%), ставролит (1-15%), гр. плагиоклаза (2-8%), ильменит, рутил, монацит, биотит, гр. граната, гр. хлорита, циркон, гр. апатита, графит и др.

Ставролитовые сланцы: кварц (30-70%), гр. плагиоклаза (5-10%), ставролит (10-25%), мусковит (30-50%), рутил (1-3%), ильменит (2-5%), гр. хлорита, монацит, гр. апатита, циркон, графит и др.

Силлиманитовые сланцы: силлиманит (10-80%), кварц (10-40%), мусковит (20-50%), гр. плагиоклаза (0-10%), биотит, ставролит (0-6%), кианит, ильменит, графит, гр. граната, циркон, гр. апатита, рутил, каолинит, серицит, хлоритоид. С приближением к контакту со щелочными гранитами в сланцах усиливается замещение силлиманита и ставролита слюдами.

Гранатовые сланцы: гр. граната (альмандин) (20-60%), кварц (45-55%), мусковит (20-36%), биотит (1-10%), ставролит, гр. плагиоклаза, силлиманит, гр. апатита, циркон, турмалин, ильменит, алланит, гр. хлорита, хлоритоид, графит, молибденит, рутил.

Минеральные ассоциации в кианитовых сланцах

Изучение последовательности образования минералов в кианитовых сланцах позволили выделить четыре стадии минералообразования (табл. 2). В кианитовых слан-

цах, по нашим представлениям, имеет место развитие трех морфологических разновидностей кианита, кварца, рутила, графита, мусковита, пирротина, халькопирита, образовавшихся последовательно.

В других типах кристаллических сланцев – ставролитовых, силлиманитовых, гранатовых, последовательность развития и состав парагенезисов несколько отличаются.

Таблица 2. Минеральные ассоциации в кианитовых сланцах кейвского парасланцевого пояса.

Седиментация и диагенез	Метаморфизм		Выветривание
	1	2	
Кианит-1	Кианит-2	Кианит-3	Пирит
Кварц-1	Кварц-2	Кварц-3	Халькозин
Графит-1	Графит-2	Графит-3	Ковеллин
Циркон-1	Циркон-2	Гр. Апатита	Виоларит
Мусковит-1	Мусковит-2	Мусковит-3	Марказит
Пирротин-1	Пирротин-2	Пирротин-3	Гётит
Монацит-1	Монацит-Се	Алланит-Се	Церуссит
Рутил-1	Рутил-2	Рутил-3	
Халькопирит-1	Халькопирит-2	Халькопирит-3	
	Гр. плагиоклаза	Ксенотим	
	Пентландит	Со-пентландит	
	Ставролит	Гр. хлорита	
	Биотит	Кобальтин	
	Ильменит	Галенит	
		Сфалерит	
		Молибденит	
		Хоулит	
		Висмут	

Наибольшим разнообразием минеральных ассоциаций характеризуются вторая и третья стадии, в процессе которых происходила достаточно резкая смена состава межзерновой флюидной фазы, в связи с чем выделялись новые минералы.

Этап 1. Седиментация и диагенез. Такие минералы как кварц-1, мусковит-1, графит-1, кианит-1, пирротин-1 и халькопирит-1 возникли на ранней стадии формирования кристаллических сланцев из осадочных пород, когда произошло разделение осадочного пелитового материала на кварц-мусковитовый субстрат и диагенетические включения в нем кианита и сульфидов. Пирротин, теоретически первоначально был глобулярным пиритом, который позднее перекристаллизован в пирротин, как это происходит в современных осадках (Нерадовский и др., 2009). В то же время в этой ассоциации находились рутил-1, циркон-1 и монацит-1, имеющие признаки осадочного происхождения. Важнейшим ориентиром для понимания процесса рудообразования является кианит-1. Его выделения в виде микроконкреций возникли, вероятно, на поздней стадии диагенеза осадочных пород, до складчатости; конкреции участвовали в складчатом процессе и играют роль зародышей для кианита-2. Исследования кристаллов показали, что кианит-1 характеризуется индивидуальными формами. Ника-

ких признаков андалузита в этих образованиях не наблюдается, что указывает на первичное появление кианита-1, непосредственно из высокоглиноземистого субстрата.

Этап 2. Метаморфизм. Вторая минеральная ассоциация включает минералы переходящие из первой ассоциации: кварц-2, мусковит-2, графита-2, кианит-2, рутил-2, а также новые, впервые появляющиеся минералы – ставролит, биотит, ильменит и минералы группы плагиоклаза. Главные минералы ассоциации – кварц-2, мусковит-2, вместе с примесями графита-2 и рутила-2 формируют субстрат сланцев. Кристаллизация субстрата рассматривается как метаморфический процесс перекристаллизации в твердом состоянии. В то же время в субстрате находятся конкреции кианита-2. Рост конкреций кианита-2 сопровождался метасоматическим замещением субстрата.

Кианит-2 – главная генерация кианита в кианитовых сланцах (Бельков, 1963). Кристаллы кианита-2 нарастали на кристаллы кианита-1, но кристаллографические формы кианита-2 индивидуальны. Это говорит о том, что кианит-2 кристаллизовался в новых условиях. Морфология агрегатов кианита-2 свидетельствует о кристаллизации в спокойных тектонических условиях, метасоматическим путем с замещением субстрата сланцев. Важным моментом развития второй минеральной ассоциации является появление в конце кристаллизации кианита-2 ставролита, ильменита, биотита и минералов группы плагиоклаза. На примере ставролита, видно, что его кристаллы нарастали на конкреции, непосредственно на кианит-2, т.е. очевидно, что ставролит начал образовываться в конце кристаллизации кианита-2. Тесное, иногда эпитактическое, срастание кианита и ставролита свидетельствует о постепенной смене состава растворов и о том, что в начале процесса выделения ставролита минералы кристаллизовались совместно. Местами на кианите происходило отложение цинксодержащего ставролита. Поздняя фаза ставролита преобладает, в химическом составе ее примесь цинка незначительная. На заключительной стадии выделения кианита-2 в составе среды повысилась активность Fe, Mg, Mn, Ti, Zn, K и F, в результате образовались сложные по составу минеральные фазы, а также цинкставролит и ставролит, ильменит и биотит. Со второй минеральной ассоциацией, возможно, связано также появление в кианитовых сланцах сульфидной минерализации с примесью никеля и меди.

Таким образом, вторая минеральная ассоциация показывает, что на стадии кристаллизации конкреций кианита-2 произошла смена состава растворов от высокоглиноземистых до железисто-магнезиальных. Источником последних могли быть основные интрузии. С внедрением основных интрузий, в частности, связывается железисто-магнезиальный метасоматоз с образованием ставролита, а также привнос сульфидов (Бельков, 1963). Это позволяет предположить, что выделению ставролита предшествовали тектонические подвижки в сланцах, которые обеспечили развитие трещиноватости и поступление поровых растворов.

Третья минеральная ассоциация характеризуется появлением большой группы минералов-примесей редкоземельно-фосфорной и полиметаллической специализации. Вместе с главными минералами – кварцем-3, мусковитом-3, кианитом-3, графитом-3 и рутилом-3, выделялись галенит, сфалерит, молибденит, кобальтин, монацит-Се, алланит-Се, ксенотим, Со-пентландит и др. Локализация минералов наблюдается в трещинах, что свидетельствует об активизации тектонических процессов. Исследование кианита-3 показало, что морфология его кристаллов различается в разных типах кианитовых сланцев, но везде они соответствуют собственным формам кианита. Во всех исследованных типах кианитовых сланцев кианит-3 зарождался и кристаллизовался позднее кианита-2 и имеет собственные кристаллографические формы, кото-

рые никогда не соответствовали андалузитовыми, т.е. образования кианита-3 нельзя относить к параморфозам.

Этап 3. Выветривание. Четвертая минеральная ассоциация включает минералы зоны окисления кианитовых сланцев, которая прослеживается до глубины 60-80 м. Все рудные минералы неустойчивы и подвергаются выветриванию. Наиболее широко развито замещение пирротина марказитом, пиритом и гидроксидами железа. Менее часто встречается замещение пентландита виоларитом, а халькопирита – халькозином и ковеллином. Минералы группы плагиоклаза в зоне выветривания замещаются минералами группы каолинита. Некоторые минералы в зоне окисления полностью исчезают, например алланит-Се. Кианит и ставролит весьма устойчивы и сохраняются в россыпях (Бельков, 1963).

Далее в систематическом порядке (табл. 3) рассмотрены отдельные минералы и их морфогенетические особенности. Большинству минералов из таблицы 3 посвящены отдельные параграфы.

Таблица 3. Минеральные виды высокоглиноземистых сланцев Кейвского парасланцевого пояса.

Минерал	Формула	Сокращение
<i>Элементы</i>		
Висмут / Bismuth	Bi	Bi
Железо / Iron	Fe	Fe
Графит / Graphite	C	C
<i>Сульфиды, сульфоарсениды</i>		
Пирит / Pyrite	FeS ₂	Py
Марказит / Marcasite	FeS ₂	Mrz
Пирротин / Pyrrhotite	Fe _{1-x} S	Po
Пентландит / Pentlandite	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Pn
Виоларит / Violarite	FeNi ₂ S ₄	Viol
Галенит / Galena	PbS	Gn
Сфалерит / Sphalerite	ZnS	Sp
Хоулиит / Hawleyite	CdS	CdS
Молибденит / Molybdenite	MoS ₂	Mol
Халькопирит / Chalcopyrite	CuFeS ₂	Ccp
Ковеллин / Covellite	CuS	Cov
Халькозин / Chalcocite	Cu ₂ S	Ccs
Кобальтин / Cobaltite	CoAsS	Cob
<i>Оксиды</i>		
Кварц / Quartz	SiO ₂	Qz
Корунд / Corundum	Al ₂ O ₃	Crn
Рутил / Rutile	TiO ₂	Rt
Ильменит / Ilmenite	FeTiO ₃	Ilm
Гётит / Goethite	FeO(OH)	Ght

<i>Силикаты</i>		
Циркон / Zircon	ZrSiO ₄	Zrn
Силлиманит / Sillimanite	Al ₂ SiO ₅	Sill
Кианит / Kyanite	Al ₂ O(SiO ₄)	Ky
Ставролит / Staurolite	(Fe ²⁺ ,Mg) ₂ Al ₉ (Si,Al) ₄ O ₂₀ (O,OH) ₄	St
Алланит-(Ce) / Allanite-(Ce)	CaCe(Al ₂ Fe ²⁺)[Si ₂ O ₇][SiO ₄]O(OH)	Ort
Гр. Плаггиоклаза / Plagioclase series	NaAlSi ₃ O ₈ – CaAl ₂ Si ₂ O ₈	Pl
Гр. Граната / Garnet group	R ₂ ⁺³ R ₃ ⁺² [SiO ₄] ₃ , R ²⁺ - Mg, Fe, Mn, Ca; R ³⁺ - Al, Fe, Cr	Gr
Мусковит / Muscovite	KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀](OH,F) ₂	Msk, Mus
Биотит / Biotite	K(Mg,Fe) ₃ [Si ₃ AlO ₁₀](OH,F) ₂	Bt
Гр. Хлорита / Chlorite group	(Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆	Chl
<i>Фосфаты</i>		
Гр. Апатита / Apatite group	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F,Cl,OH)	Ap
Ксенотим (Y) / Xenotime-(Y)	YPO ₄	Xen
Монацит (Ce) / Monazite-(Ce)	(Ce,La,Nd,Th)PO ₄	Mon

3.1. Элементы

3.1.1. Висмут – Bi

Висмут самородный и другие висмутосодержащие минеральные фазы установлены в составе 3-й минеральной ассоциации. Они связаны с большой группой минералов полиметаллической сульфидно-арсенидно-самородной минерализации, особенно с сульфидами (рис. 3.1.1. а) (галенитом, сфалеритом, халькопиритом и молибденитом), но образуют также тесные сростания с арсенидами (кобальтином) и редкоземельными фосфатами (минералами группы апатита, монацитом и ксенотимом).

Характерны сростки висмута с галенитом (рис. 3.1.1. б), включения висмута в пирротине, монаците, кобальтине и кварце (рис. 3.1.1. в). Зерна висмута по составу обычно неоднородные, в сростках с чистым висмутом находятся минеральные фазы, обогащенные железом, серой и теллуrom, (BiFeS) и (BiTeS) (рис. 3.1.1. г). Размеры зерен не более 10 мкм. Зерна иногда ограненные, обычно не ограненные, округлые, неправильные. Химический состав изменяется в зависимости от того, с каким минералом висмут образует сростки: в пирротине – BiSFe; в монаците – Bi+BiTeS; в кобальтине – Bi (табл. 3.1.1.). Висмут самородный и другие висмутосодержащие минеральные фазы образовались на поздних стадиях метаморфо-метасоматического процесса – отлагаются в трещинах в совместных сростках или замещают другие минералы.

Таблица 3.1.1. Химический состав висмутосодержащих минеральных фаз (масс. %).

№ п/п	1	2	3
Bi	96.81	67.10	77.25
Fe	3.19	10.68	–
S	–	22.21	7.58
Te	–	–	14.87
Сумма	100	99.99	99.70

Примечание: Оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко.

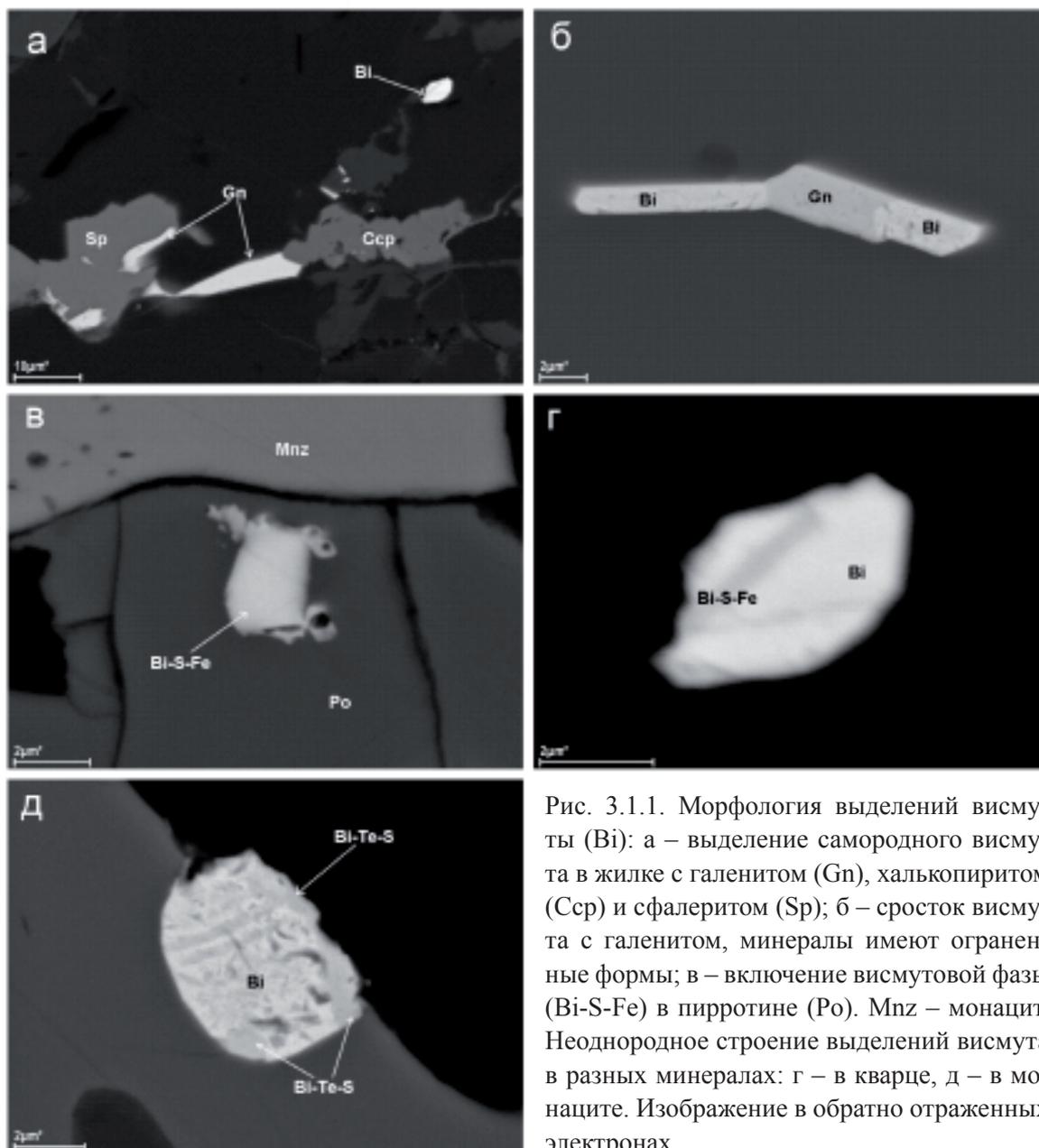


Рис. 3.1.1. Морфология выделений висмута (Bi): а – выделение самородного висмута в жилке с галенитом (Gn), халькопиритом (Ccp) и сфалеритом (Sp); б – сросток висмута с галенитом, минералы имеют ограниченные формы; в – включение висмутовой фазы (Bi-S-Fe) в пирротине (Po). Mnz – монацит. Неоднородное строение выделений висмута в разных минералах: г – в кварце, д – в монаците. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.1.1. Morphology of bismuth (Bi) segregations: a – Native bismuth segregations in a small vein with galena (Gn), chalcopyrite (Ccp) and sphalerite (Sp); б – Bismuth-galena intergrowth, minerals are facet-shaped; в – Bismuth phase inclusion (Bi-S-Fe) in pyrrhotite (Po). Mnz – monazite. Non-uniform structure of isolated bismuth in quartz (г), in monazite (д). Back scattered electron imaging.

3.1.2. Железо – Fe

Самородное железо встречается в силлиманитовых сланцах. Оно образует вкрапленность в виде наростов на силлиманите (рис. 3.1.2. а). Серии наростов на кристаллах силлиманита ориентированы в одну сторону, вероятно, навстречу потоку флюидов. Формы железа – серповидные чешуйки, короткие жилки, размеры до 10 мкм (рис. 3.1.2. б). Химический состав (масс. %): Fe 98.46%, MnO 0.28%, SiO₂ 1.1%, Cr₂O₃ 0.18% (оценка по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко).

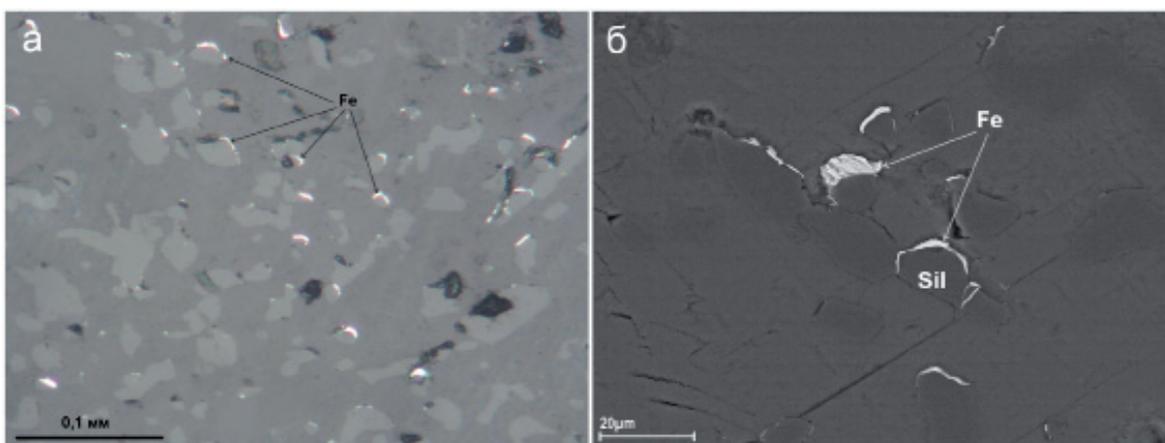


Рис. 3.1.2. Морфология выделений самородного железа: а – вкрапленность железа (Fe) в силлиманитовом сланце. Фотография в отраженном свете; б – прожилки и серповидные чешуйки железа на границе силлиманита (Sil) и мусковита. Изображения в обратно рассеянных электронах.

Fig. 3.1.2. Morphology of native iron segregations: а – Iron (Fe) dissemination in a sillimanite schist. Photo of a polished section in reflected light; б – Iron veinlets and crescent-shaped scales at the edge of sillimanite (Sil) and muscovite. Back scattered electron imaging.

Отложение самородного железа произошло из флюидной, фазы пропитывавшей сланец по межзерновым трещинам. Железо ассоциирует с графитом, ставролитом, ильменитом, цирконом, корундом, молибденитом и минералами группы апатита. Судя по минеральной ассоциации, железо образовалось в третью стадию минерализации. Возможно, источником железа были железосодержащие минералы ильменит и ставролит, которые частично замещены рутилом и минералами группы хлорита.

3.1.3. Графит – С

Углерод – важная составляющая в кейвских сланцах, привлекавшая внимание многих исследователей (Куплетский, 1939; Борисов, 1940; Харитонов, 1940; Соколов, 1958; Бельков, 1963; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Белолипецкий и др., 1980; Мележик и др., 1988 и др.). Более основательно вопросы происхождения углерода и генезиса графита рассмотрены в работах (Сидоренко, Сидоренко, 1975; Мележик и др., 1988). При обсуждении проблемы углерода, большинством исследователями принималось его первично-осадочное биогенное происхождение.

Одним из основных вопросов по углеродистому веществу был вопрос о форме нахождения углерода в кристаллических сланцах. В ранних работах (Соколов, 1958), по данным прокаливания предполагалось, что углерод, составляющий до 4% объема некоторых сланцев, представлен на 99% легко выгорающей (аморфной фазой) и только 1% составляет углерод трудно выгорающий (кристаллический графит). Позднее, на основании электронно-микроскопического изучения, весь углерод стали относить к графиту (Гинзбург, Горшков, 1961). И.В. Бельков, анализируя результаты изучения углерода термическими способами, пришел к заключению о возможном присутствии двух различных модификаций углерода – аморфной и кристаллической (Бельков, 1963). По его мнению, роль «углеродистого вещества и графитоида» при региональном метаморфизме была пассивной, в то же время обогащенность углеродом способствовала поддержанию восстановительной среды в процессе минералообразова-

ния и, в частности, в сохранении в породах сульфидов, в иной обстановке едва ли переживших бы неоднократный метаморфизм» (Бельков, 1963).

В результате всестороннего комплексного исследования углеродистого вещества кианитовых сланцев Кейв Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1975) была дана полная характеристика содержания и состояния углерода в сланцах свиты Кейв. Среднее содержание составило 1.18 масс.%, по разрезу углерод наиболее концентрируется в кианитовых сланцах, максимальное содержание – 2.27 масс.% установлено в конкреционно-параморфических сланцах, минимальное – 0.18 масс.% – в кианито-ставролитовых сланцах. Было убедительно доказано, что все кристаллические формы углерода в них представлены графитом. В различных метаморфических комплексах выделено четыре основные формы проявления углеродистого вещества – 1) точечная (тонкодисперсная), 2) межкристаллическая или межзерновая, 3) отдельные крупные выделения и 4) трещинная. Все эти выделения связаны между собой постепенными переходами, но первичной является точечная (тонкодисперсная) форма. Все остальные формы являются производными и связаны с подвижностью углерода на разных стадиях метаморфизма (Сидоренко, Сидоренко, 1975).

Исследования битумных вытяжек из кейвских сланцев показали присутствие углеводородных компонентов в виде метана, этана и пропана. В результате хроматографического исследования углеводородов из кейвских сланцев (Сергиенко и др., 1974) было показано, что в них присутствуют молекулы органического вещества (аминокислоты и углеводы), свидетельствующие об органогенном происхождении углерода.

Современные исследования показали, что для графита кейвских сланцев характерен изотопно-легкий углерод. Выделяется две группы образцов со значениями $\delta^{13}\text{C} = (-46.0) - (-47.8) \text{‰}$ и $(-41.6) - (-43.9) \text{‰}$ PDB (Бушмин и др., 2011 а). Более «легкая» группа – это метасоматические сланцы с бластомилонитовой структурой, разнообразные по минеральному составу с кварцевыми зонами и гнездами. Более «тяжелая» группа – это метасоматические кианитовые бластолиты, слагающие жилообразные зоны и участки в метасоматических бластомилонитовых сланцах первой группы (Бушмин и др., 2011 а). На сегодняшний день изотопный состав углерода в различных породах достаточно подробно изучен (Галимов, 1968; Прасолов, 1990). Аномально легкий по изотопному составу графит кейвской серии не мог возникнуть за счет биогенных органических соединений осадочных пород. Изотопный состав углерода в рассеянном органическом веществе осадков биогенного происхождения очень постоянен, в среднем $-25 \pm 1.4 \text{‰}$ и при метаморфизме практически не меняется (Бушмин и др., 2011 а). Вероятное объяснение происхождения аномально легкого углерода в графите пород кейвской серии – образование графита из потока существенно метанового флюида при снижении температуры (Бушмин и др., 2011 а).

Наши исследования с применением современных оптических и электронных микроскопов, подтверждают графитовую форму присутствия углерода во всех типах сланцев – кианитовых, ставролитовых, гранатовых и силлиманитовых. В соответствии с ранее предложенной классификацией (Сидоренко, 1975) изучены условия образования четырех форм проявления графита.

Первая форма графита – дисперсная, широко развита в субстрате кианитовых сланцев и особенно характерна для включений в кварце, полево шпате и ставролите (рис. 3.1.3.). Размеры зерен дисперсного графита от 0.2 до 1.5 реже 3 мкм. С помощью микроскопов отраженного света и электронного хорошо определяется кристаллическая форма графита (рис. 3.1.3. б, в). Включения графита наблюдаются во всех мине-

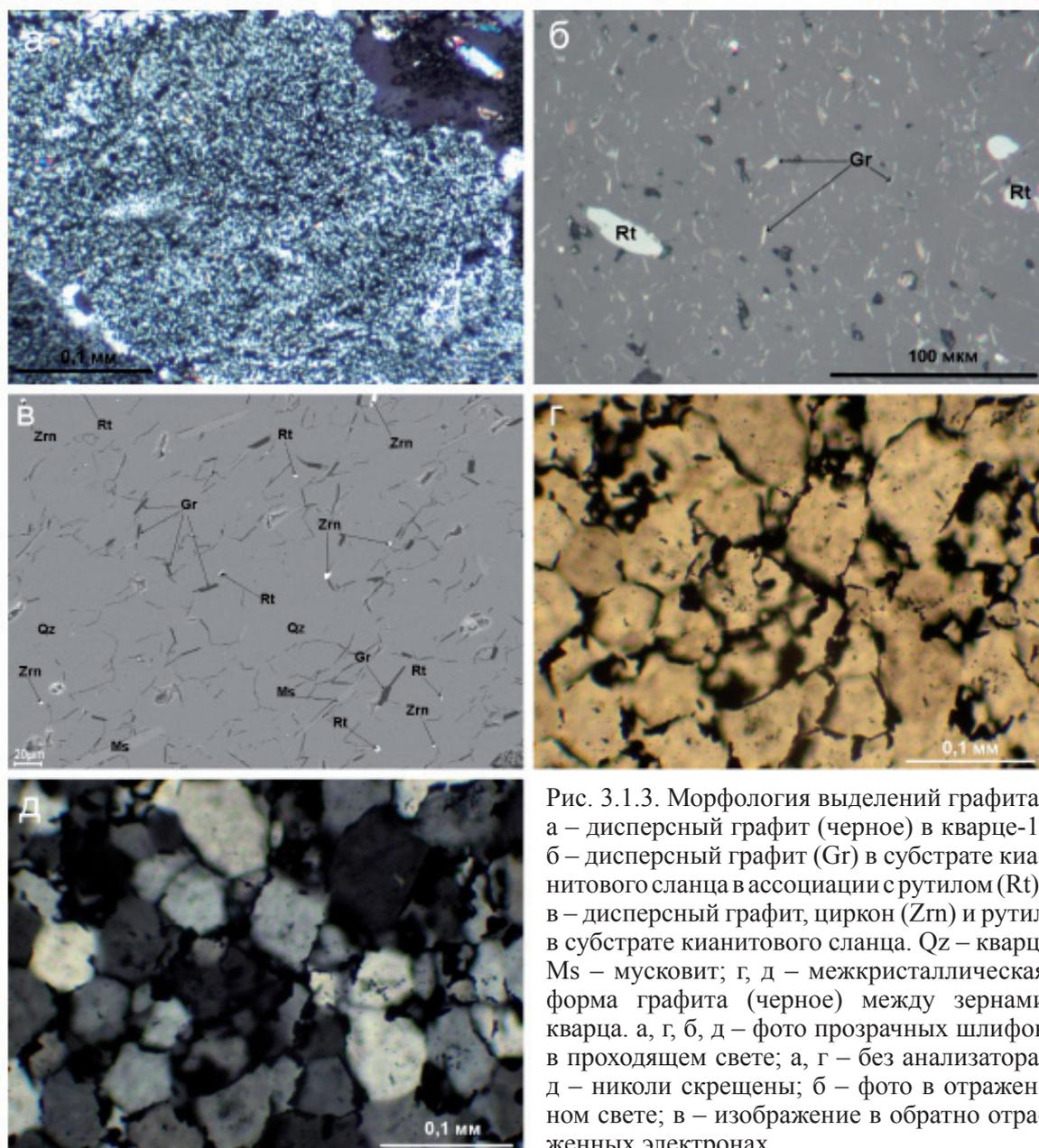


Рис. 3.1.3. Морфология выделений графита: а – дисперсный графит (черное) в кварце-1; б – дисперсный графит (Gr) в субстрате кианитового сланца в ассоциации с рутилом (Rt); в – дисперсный графит, циркон (Zrn) и рутил в субстрате кианитового сланца. Qz – кварц, Ms – мусковит; г, д – межкристаллическая форма графита (черное) между зернами кварца. а, г, б, д – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, г – без анализатора; д – николи скрещены; б – фото в отраженном свете; в – изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.1.3. Morphology of graphite segregations: а – dispersed graphite (black) in quartz-1; б – dispersed graphite (Gr) in a kyanite schist substrate in association with rutile (Rt); в – dispersed graphite, zircon (Zrn) and rutile in the kyanite schist substrate. Qz – quartz, Ms – muscovite; г, д – intercrystalline form of graphite (black) between quartz grains. а, г, б, д – photo of transparent sections in transmitted light; а, г – with no analyzer, д – crossed nicols; б – photo in reflected light; в – back scattered electron imaging.

ралах – в кварце, ставролите, кианите и минералах группы плагиоклаза (рис. 3.1.3. а). Дисперсные включения графита присутствуют только в кварце первой генерации, все остальные генерации кварца, а также кианит, содержат перекристаллизованный межзерновой графит (рис. 3.1.3. г). Разные формы графита могут присутствовать вместе, особенно дисперсная и межзерновая.

Вторая форма графита – межзерновая, преобладает в сростаниях с кварцем, кианитом, рутилом и мусковитом (рис. 3.1.3. г, д). Размеры частиц межзернового графита от 5 до 20 мкм. Особенно характерно переотложение дисперсного графита в меж-



Рис. 3.1.4. Гнезда графита в силлиманитовом сланце.

Fig. 3.1.4. Graphite nests in a sillimanite schist. Photo of a piece of rock.

зерновые швы гранулированного кварца. Этот процесс связан с перекристаллизацией первичного «черного» кварца и освобождением его от включений дисперсного графита, при этом графит переотлагался между зернами нового кварца или выносился по тектоническим зонам.

Третья форма графита – отдельные крупные зерна, развиты в силлиманитовых сланцах. Здесь графит образует крупные гнезда со ставролитом и ильменитом, в которых чешуйки графита достигают нескольких сантиметров (рис. 3.1.4.). Крупнокристаллический графит развит в парагенезисе с ильменитом, ставролитом и цирконом. В участках развития гнезд графита в силлиманитовых сланцах развиваются крупные зерна ильменита, ставролита, скопления циркона, корунда и других минералов. Выделения графита в силлиманитовых сланцах представляют наибольший интерес для промышленного использования.

Четвертая форма графита – жильная, наблюдается в кианитовых сланцах, в которых графит в ассоциации с кварцем, мусковитом, рутилом и монацитом формирует густонасыщенные чешуйками зоны графита, переходящие в жилки, вдоль тектонических швов (рис. 3.1.5.). Однако крупных сплошных жил графита не встречается, поэтому жильная форма представляет только минералогический интерес. Размеры чешуек графита достигают десятков мкм, мощность жилок до 0.3 мм.

Более крупные жилы графита наблюдаются в силлиманитовых сланцах, где гнезда графита переходят в жилки (рис. 3.1.5.). Протяженность этих жилок невелика, но в них хорошо фиксируется парагенезис жильного графита с мусковитом, ильменитом, рутилом, цирконом, корундом и самородным железом.

Таким образом, особенности выделения графита позволяют рассматривать его образование в результате метаморфического процесса, совместно с кианитом, мусковитом и кварцем, а затем участие в метасоматических процессах, на разных стадиях и в разных минеральных ассоциациях.

Химический состав графита весьма устойчив (масс. %): C = 99.68–99.98; примеси: Ca, Si, Al, Au, Fe. (Оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200, аналитик Е.Э. Савченко).

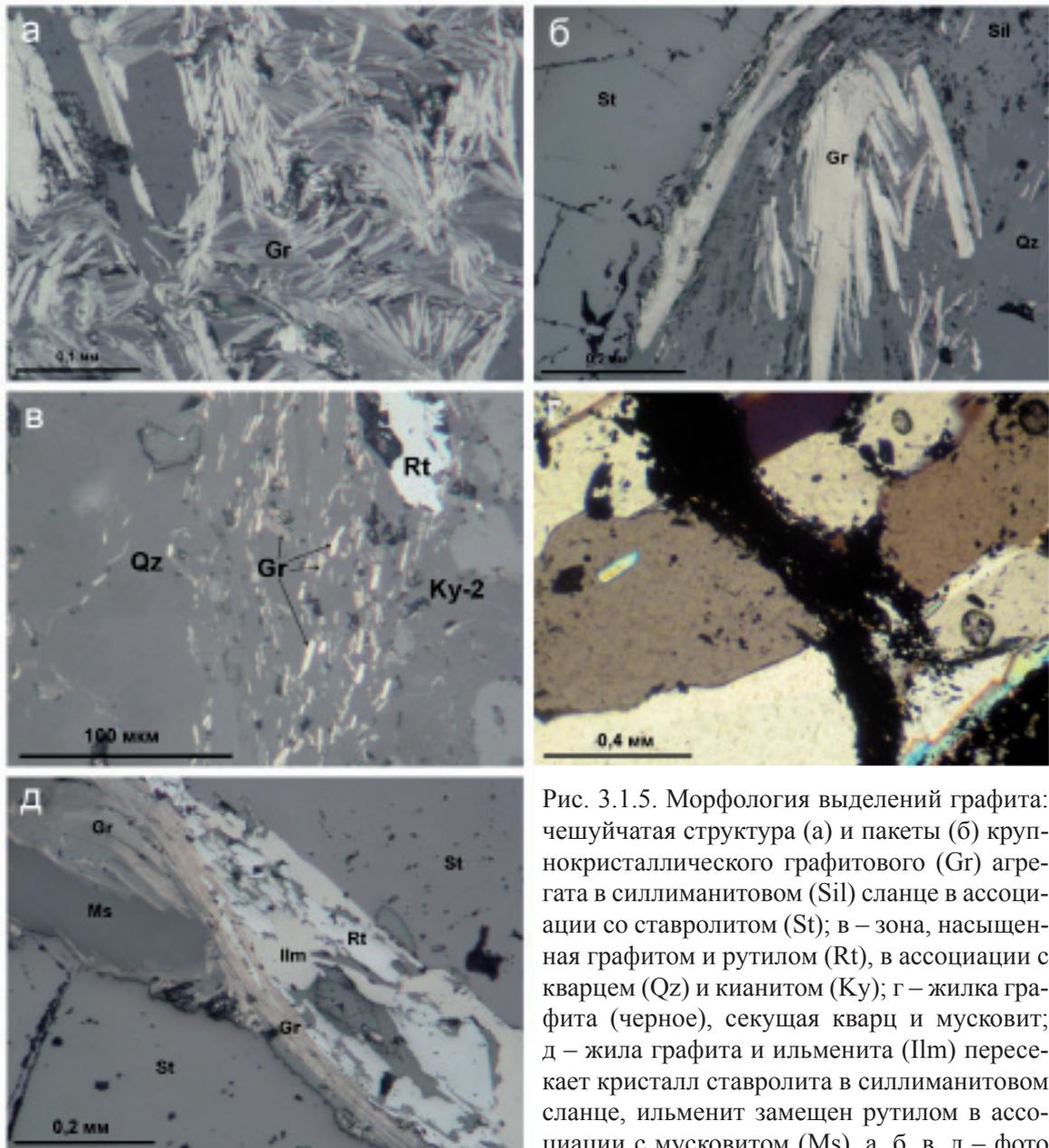


Рис. 3.1.5. Морфология выделений графита: чешуйчатая структура (а) и пакеты (б) крупнокристаллического графитового (Gr) агрегата в силлиманитовом (Sil) сланце в ассоциации со ставролитом (St); в – зона, насыщенная графитом и рутилом (Rt), в ассоциации с кварцем (Qz) и кианитом (Ky); г – жилка графита (черное), секущая кварц и мусковит; д – жилка графита и ильменита (Ilm) пересекает кристалл ставролита в силлиманитовом сланце, ильменит замещен рутилом в ассоциации с мусковитом (Ms). а, б, в, д – фото аншлифов в отраженном свете, г – фото прозрачного шлифа в проходящем свете. Николи скрещены.

Fig. 3.1.5. Morphology of graphite segregations: Imbricate structure (a) and packs (б) of a macrocrystalline graphite (Gr) aggregate in a sillimanite (Sil) schist in association with staurolite (St); в – Graphite-rutile-saturated (Rt) zone in association with quartz (Qz) and kyanite (Ky); г – Small graphite vein (black) intersects quartz and muscovite; д – Graphite and ilmenite (Ilm) vein intersects a staurolite crystal in the sillimanite schist, ilmenite is replaced by rutile in association with muscovite (Ms). а, б, в, д – photo of polished sections in reflected light, г – photo of a transparent section in transmitted light. Crossed nicols.

3.2. Сульфиды, сульфоарсениды

3.2.1. Пирит – FeS_2

Пирит относится к ассоциации гипергенных минералов, образуется в основном как вторичный минерал в зоне окисления, при замещении пирротина марказитом в прожилках и по трещинам спайности (рис. 3.2.1. а). На месте крупных сульфидных стяжений пирит образовывал колломорфные структуры. В кианитовых рудах роль пирита весьма незначительна. Пирит обычно наследует химический состав замещенного пирротина и в том случае, когда он замещает пирротин второй генерации в прожилках, в нем отмечается присутствие примеси никеля и кобальта (Бельков, 1963). В незначительном количестве пирит образовывался в кварц-мусковитовых прожилках гипогенным путем (рис. 3.2.1. б).

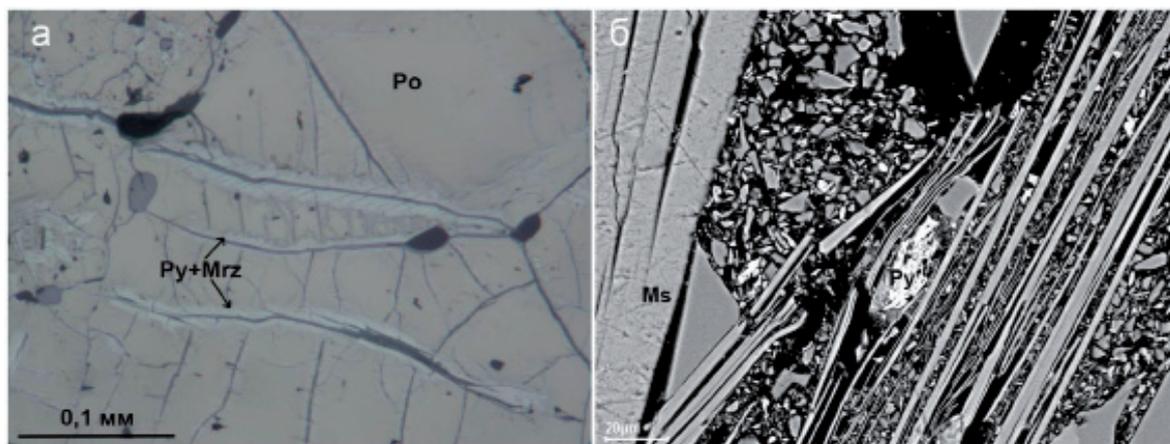


Рис. 3.2.1. Морфология выделений пирита: а – прожилки пирита-марказита (Py+Mrz) в пирротине (Po). Фото в отраженном свете; б – выделение гипогенного пирита между пластинками мусковита (Ms). Изображение в обратно отраженных электронах.

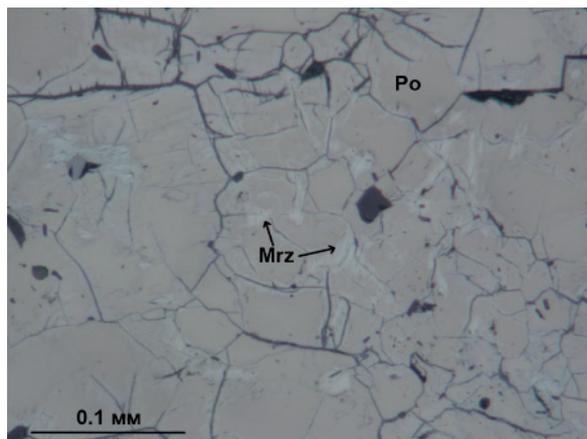
Fig. 3.2.1. Morphology of pyrite segregations: а – Pyrite-marcasite (Py+Mrz) veinlets in pyrrhotite (Po). Photo of a polished section in reflected light; б – Segregation of hypogene pyrite between muscovite (Ms) platelets. Back scattered electron imaging.

3.2.2. Марказит – FeS_2

Марказит входит в экзогенную минеральную ассоциацию, выделялся по пирротину при окислении руд. Совместно с другими вторичными формами сульфидов марказит образует тонкие прожилки в пирротине по системе трещин (рис. 3.2.2.). Переход пирротина в марказит ознаменовал начало перехода одного сульфида в другой с более высоким содержанием серы и меньшим содержанием железа, которое использовалось для образования гидроксидов. В центральной части жилок марказита, по мере развития процесса окисления, развивались жилки гидроксидов железа: гётит, гидрогётит, а также прожилки с минералами группы хлорита. Расширение зон марказита в пирротине приводило к перекристаллизации марказита в пирит. Количество пирита возрастает по мере приближения к поверхности, в связи с этим растет и количество марказита. На глубинах 8-20 м наблюдаются наиболее активные процессы дисульфидизации (Бельков, 1963).

Рис. 3.2.2. Прожилки марказита (Mrz) по пирротину (Po). Фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.2.2. Marcasite (Mrz) veinlets over pyrrhotite (Po). Photo of a polished section in reflected light.



3.2.3. Сульфиды Fe, Ni, Cu

Пирротин – $Fe_{1-x}S$; Пентландит – $(FeNi)_9S_8$; Халькопирит – $CuFeS_2$

В кианитовых сланцах выделяется две генерации сульфидов: первая – диагенетическая (сингенетическая) и вторая – эпигенетическая. Первая генерация подробно изучена ранее и связана с образованием осадочных пород на стадии седиментации и диагенеза осадков (Бельков, 1963). Сульфиды образуют вкрапленные, сфероидальные, почковидные и конкреционные включения в сланцах размером до нескольких сантиметров. Содержание их в разных слоях сланцев варьирует от 2 до 5 об.%. Первичной формой сульфидов, вероятно, был пирит, но в сохранившихся после метаморфизма вкрапленниках сульфидной массы присутствует только пирротин, наблюдается примесь халькопирита и магнетита. Присутствие пентландита среди сульфидов первой генерации не установлено и в пирротине нет примеси никеля, но есть примесь кобальта (табл. 3.2.3., анализ С-19).

Таблица 3.2.3. Химический состав пирротина, пентландита и халькопирита (масс. %).

№№ п/п	Пирротин				Пентландит		
	1	2	3	4	5	6	
№№ обр.	С-19	185-10	184-10	183-10	185-10	184-10	
Fe	60.10	60.89	61.51	61.07	26.70	27.34	
Ni	–	0.15	0.14	0.14	26.68	26.86	
Cu	–	–	–	–	–	–	
Co	0.03	0.03	–	0.03	10.95	12.05	
S	40.10	38.60	38.59	38.71	33.04	33.91	
Сумма	100.23	99.67	100.24	99.95	97.37	100.16	
№№ п/п	Пентландит				Халькопирит		
	7	8	9	10	11	12	13
№№ обр.	184-10	184-10	184-10	185-10	183-10	184-10	183-10
Fe	27.38	26.99	23.24	26.65	24.05	30.47	30.23
Ni	26.54	27.89	25.30	27.86	30.11	0.04	0.11
Cu	–	–	–	–	–	34.41	34.76
Co	12.75	12.85	14.18	12.01	12.66	–	–
S	33.33	32.27	37.28	33.49	33.17	34.40	34.82
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	99.32	99.92

Примечание: анализ С-19 из монографии И.В. Белькова (1963); прочие данные – РСМА «Самеса» MS-46. Аналитик Е.Э. Савченко.

Вторая генерация сульфидов возникла в связи с постметаморфическими процессами, сопровождавшимися тектоническими нарушениями, наложенными на сланцы с кyanитом (рис. 3.2.3. а). Зоны трещиноватости возникли после кристаллизации кyanита, ставролита, минералов группы плагиоклаза и ильменита, поскольку прожилки сульфидов пересекают эти минералы, а сульфиды их замещают (рис. 3.2.3. б, в). Характерно, что трещины с наложенной минерализацией в основном нераскрытые, т.е. процесс происходил метасоматическим способом. Источником сульфидов второй генерации частично являлись переотложенные диагенетические сульфиды, как предполагал И.В. Бельков (1963), но детальное изучение минеральной ассоциации в прожилках показывает, что, кроме того, привносились химические элементы и из других источников.

В составе второй генерации сульфидов выделяется два парагенезиса, представленных разными минеральными ассоциациями.

В первый парагенезис входят пирротин, пентландит и халькопирит, которые составляют сквозную группу минералов и постоянно присутствуют в жильных сульфид-

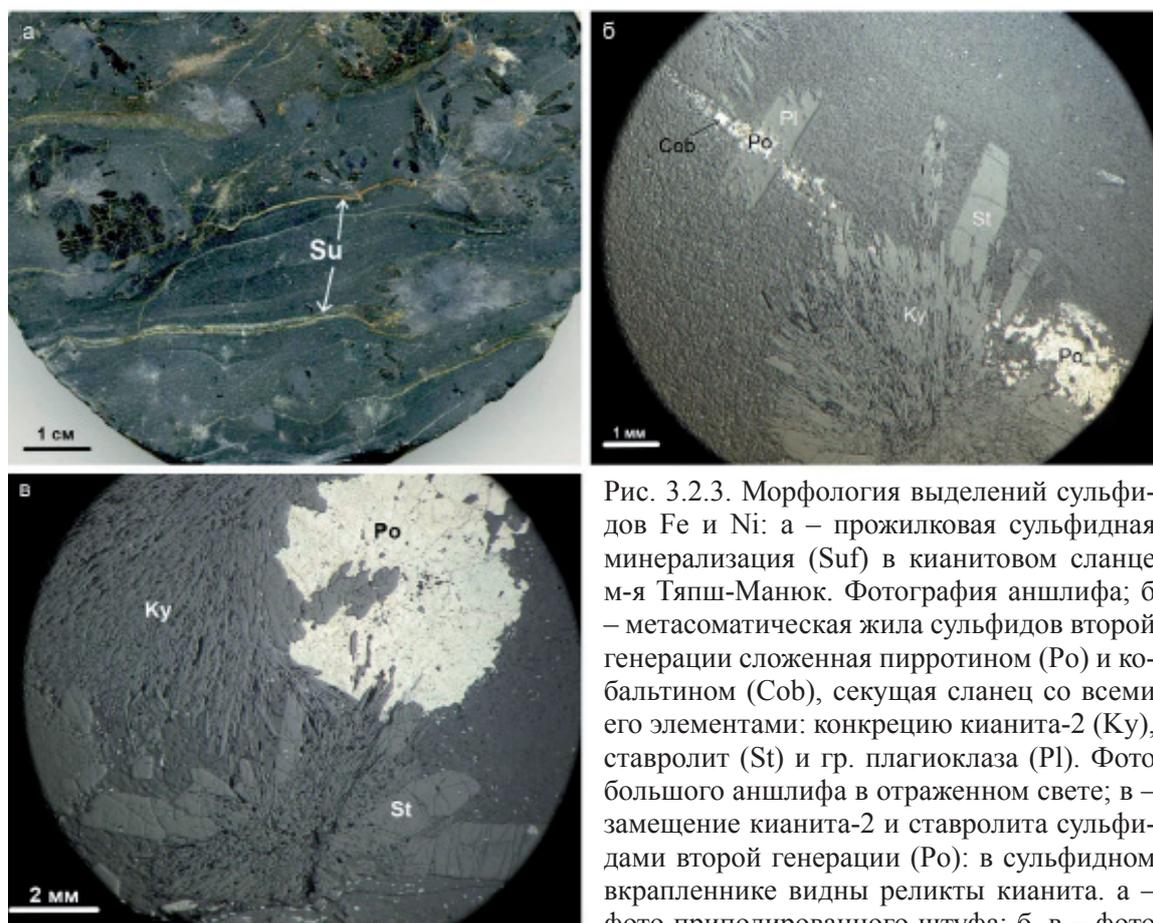


Рис. 3.2.3. Морфология выделений сульфидов Fe и Ni: а – прожилковая сульфидная минерализация (Su) в кyanитовом сланце м-я Тяпш-Манюк. Фотография аншлифа; б – метасоматическая жила сульфидов второй генерации сложенная пирротинном (Po) и кобальтином (Cob), секущая сланец со всеми его элементами: конкрецию кyanита-2 (Ky), ставролит (St) и гр. плагиоклаза (Pl). Фото большого аншлифа в отраженном свете; в – замещение кyanита-2 и ставролита сульфидами второй генерации (Po): в сульфидном вкрапленнике видны реликты кyanита. а – фото приполированного штуфа; б, в – фото больших аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.2.3. Morphology of the Fe and Ni sulphides segregations: а – Veinlet sulphide (Su) mineralization in a kyanite schist of the Tyapshmanyuk deposit; б – Metasomatic sulphides vein of the second generation formed with pyrrhotite (Po) and cobaltite (Cob) intersects the schist with all its elements: kyanite-2 (Ky), staurolite (St) and gr. plagioclase (Pl) concretion; в – Kyanite-2 and staurolite are replaced by the second generation sulphides (Po): kyanite relics can be seen in a sulphide dissemination. а – photo of a polished piece of rock; б, в – photo of large polished sections in reflected light.

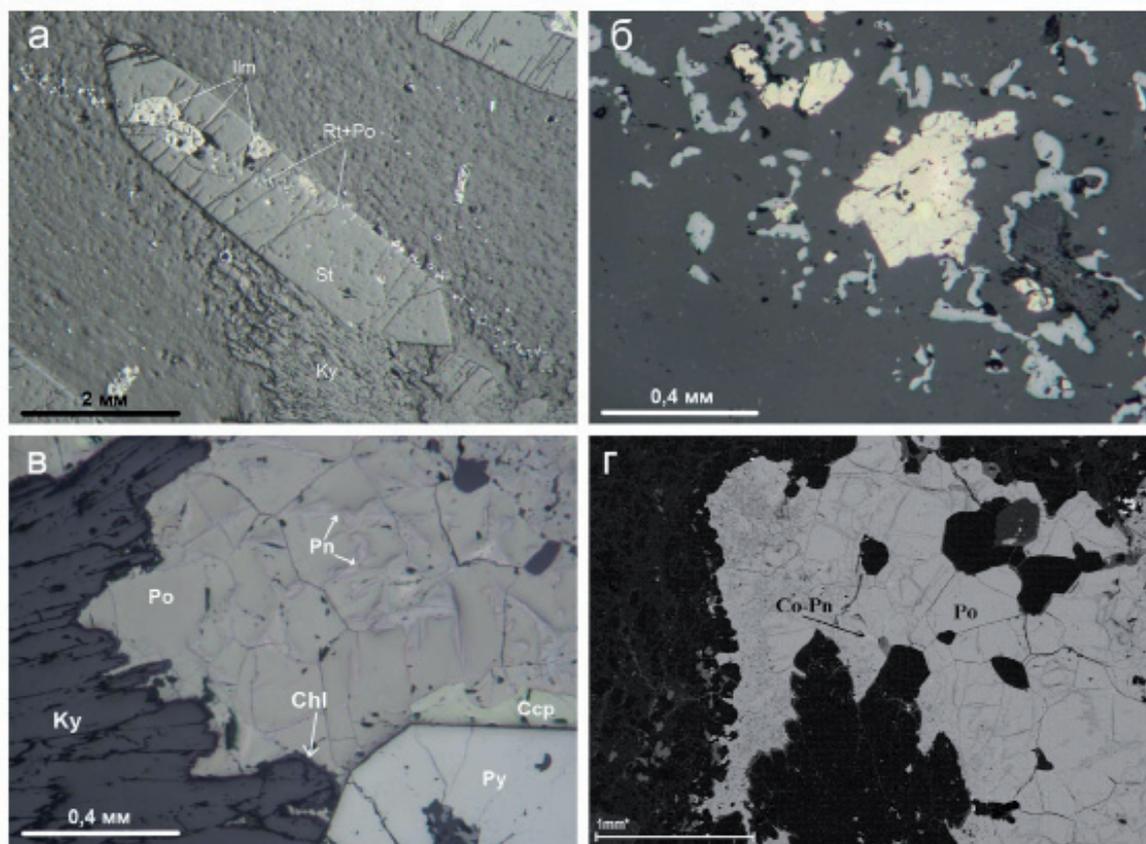


Рис. 3.2.4. Морфология выделений сульфидов Fe и Ni: а – жилка сульфидов (Po – пирротин) первого парагенезиса второй генерации в ассоциации с рутилом (Rt) и ильменитом (Ilm), пересекающая кристалл ставролита (St). (а – общий вид, б – увеличенный фрагмент). Фото в отраженном свете; в – сложный, реакционный контакт сульфидов (пирротина, пентландита (Pn), халькопирита (Ccp) и пирита (Py) с кианитом (Ky). Вдоль контакта наблюдается каемка минералов гр. хлорита (Chl). Фото в отраженном свете; г – метасоматическая вкрапленность сульфидов первого парагенезиса второй генерации, в пирротине видны включения кобальтпентландита (Co-Pn) и силикатов. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.2.4. Morphology of Fe and Ni the sulphides segregations: а – Small sulphides vein (Po – pyrrhotite) in association with rutile (Rt) and ilmenite (Ilm) intersecting a staurolite (St) crystal. (а – general view, б – enlarged fragment). Photo of a polished section in reflected light; в – Complex reaction contact of sulphides (pyrrhotite, pentlandite (Pn), chalcopyrite (Ccp) and pyrite (Py) with kyanite (Ky). A rim of the chlorite group minerals can be seen along the contact (Chl). Photo of a polished section in reflected light; г – Metasomatic sulphide dissemination, Co-pentlandite (Co-Pn) and silicate inclusions can be seen in pyrrhotite. Back scattered electron imaging.

ных ассоциациях. Характерным спутником сульфидов первого парагенезиса является рутил (рис. 3.2.4. а). Вкрапленность сульфидов имеет сложные зубчатые границы с силикатами, свидетельствующие о реакционных взаимоотношениях (рис. 3.2.4. б). Пирротин содержит включения замещенных нерудных минералов, а также, в отличие от пирротина первой генерации, включения пентландита и халькопирита (рис. 3.2.4. г; 3.2.5.). В составе пирротина 2 появляется изоморфная примесь никеля (табл. 3.2.3., анализы 185-10, 184-10, 183-10). В пентландите наблюдается необычно высокое содержание кобальта – до 14 масс. % (табл. 3.2.3.). Халькопирит имеет состав близкий к стехиометрическому. Таким образом, формирование первого парагенезиса связано с привнесением никеля, меди и кобальта. Химический состав пирротина и пентландита в

данном парагенезисе противоречит теории развития моносльфидного твердого раствора. Высокое содержание кобальта указывает, что пентландит кристаллизовался не как продукт распада твердого раствора, а метасоматическим путем.

Второй минеральный парагенезис сульфидов представлен группой минералов Pb, Mo, Zn, Cd, Bi и As: галенитом, молибденитом, сфалеритом, хоулиитом, висмутом и кобальтином (минералы описаны в соответствующих разделах). Общими особенностями парагенезиса является образование прожилков и вкрапленности, в которых обычны сростки сфалерита с галенитом и халькопиритом или галенита с висмутом и др. Молибденит и кобальтин хотя и образуют обособленные зерна в виде метакристаллов по сульфидам первого парагенезиса, но с ними всегда присутствуют зерна галенита и висмута. Все факты свидетельствуют о привносе в сланцы комплекса сложных растворов с полиметаллами и мышьяком. Позднее второй ассоциации сульфидов отмечается развитие редкоземельно-фосфорной минерализации. Она наложена на обе парагенетические ассоциации сульфидов и арсениды в виде минерального парагенезиса – минералов группы апатита, монацита и ксенотима. Эти минералы в тесном срастании друг с другом нарастают на сульфидные парагенезисы и развиваются по собственной системе трещиноватости.

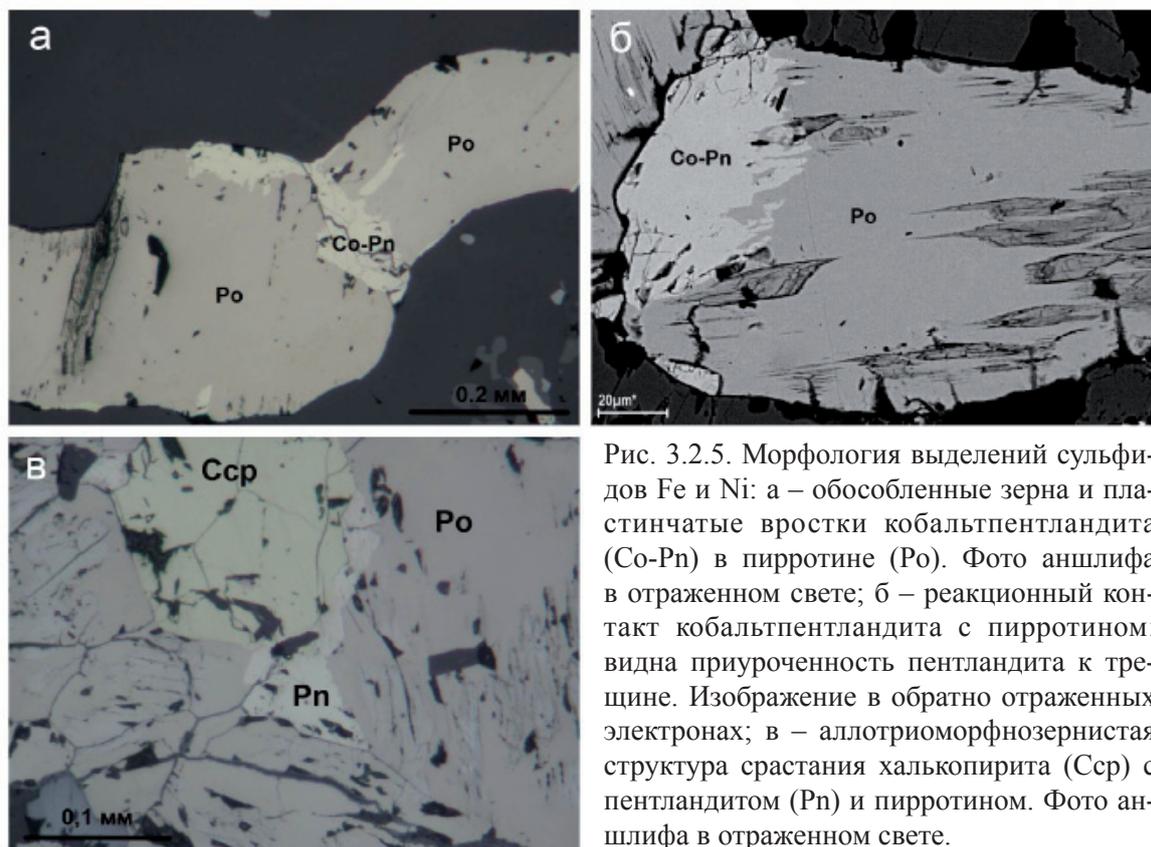


Рис. 3.2.5. Морфология выделений сульфидов Fe и Ni: а – обособленные зерна и пластинчатые вроски кобальтпентландита (Co-Pn) в пирротине (Po). Фото аншлифа в отраженном свете; б – реакционный контакт кобальтпентландита с пирротинном: видна приуроченность пентландита к трещине. Изображение в обратно отраженных электронах; в – аллотриоморфнозернистая структура срастания халькопирита (Ccp) с пентландитом (Pn) и пирротинном. Фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.2.5. Morphology of the Fe and Ni sulphides segregations: a – Isolated Co-pentlandite (Co-Pn) grains and plate-like intergrowths in pyrrhotite (Po). Photo of a polished section in reflected light; б – Co-pentlandite has a reaction contact with pyrrhotite: pentlandite confinedness to the crack can be seen. Back scattered electron imaging; в – Xenomorphic-granular structure of a chalcopyrite (Ccp), pentlandite (Pn) and pyrrhotite intergrowth. Photo of a polished section in reflected light.

3.2.4. Виоларит – $FeNi_2S_4$

Виоларит встречается редко и относится к минералам экзогенной минеральной ассоциации, он развивается в зоне окисления сланцев, исключительно по пентландиту (рис. 3.2.6. а, б). Характерны сложные формы выделения – прожилки и зоны, сетчато пересекающие пентландит, каймы, псевдоморфозы по пентландиту, свидетельствующие о замещении (Токарев, Ященко, 1969). Установлено, что при замещении пентландита примесь кобальта остается в виоларите.

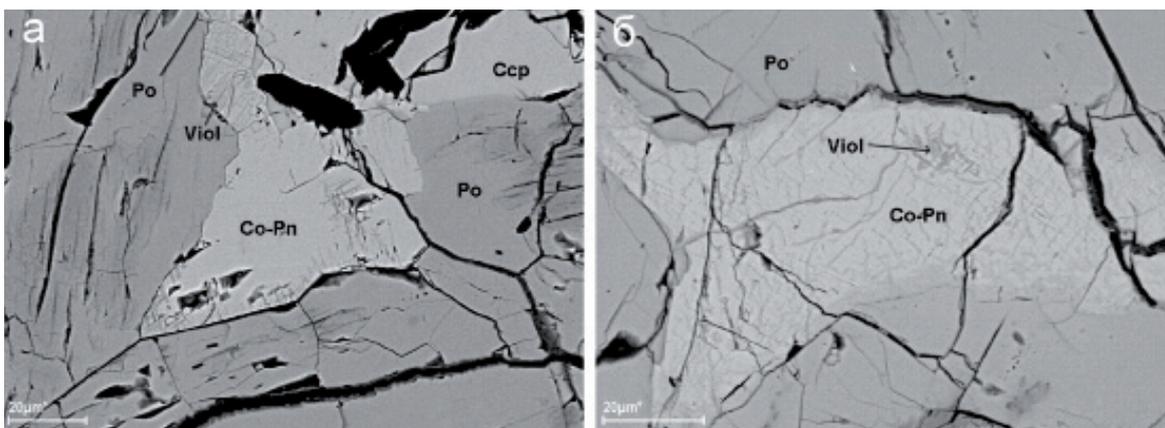


Рис. 3.2.6. Морфология выделений виоларита: а – начальная стадия виоларитизации (Viol) пентландита (Co-Pn) (сетчатые прожилки по периферии зерен). Ассоциация: Po – пирротин, Ccp – халькопирит; б – сетчатая структура замещения пентландита в пирротине виоларитом по всему зерну. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.2.6. Morphology of violarite segregations: а – Initial stage of a pentlandite (Co-Pn) violaritization (Viol) (peripheral reticulated veinlets in grains). Association: Po – pyrrhotite, Ccp – chalcopyrite; б – Net structure of a pentlandite replacement with violarite in pyrrhotite over the whole grain. Back scattered electron imaging.

3.2.5. Галенит – PbS

Галенит присутствует в кианитовых сланцах в составе 3-й (поздней) минеральной ассоциации. В жилках и вкрапленности галенит образует сростки со сфалеритом, самородным висмутом, халькопиритом, пирротинном и кобальтином. Наиболее крупные выделения галенита наблюдаются в кварце, до 0.5 мм (рис. 3.2.7. а).

Кристаллизация галенита происходила совместно с другими сульфидами полиметаллов позднее пирротина, кобальтина (рис. 3.2.7. б, в) и наиболее поздних выделений кианита. В зоне окисления галенит замещается церусситом и ковеллином (рис. 3.2.7. г).

Состав галенита (обр. 183-10) из кианитовых сланцев (масс. %): Pb 81.46; S 14.76; Fe 1.01; Zn 0.29; Se 0.26; Cd 2.22. Сумма приведена к 100%. (Оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко).

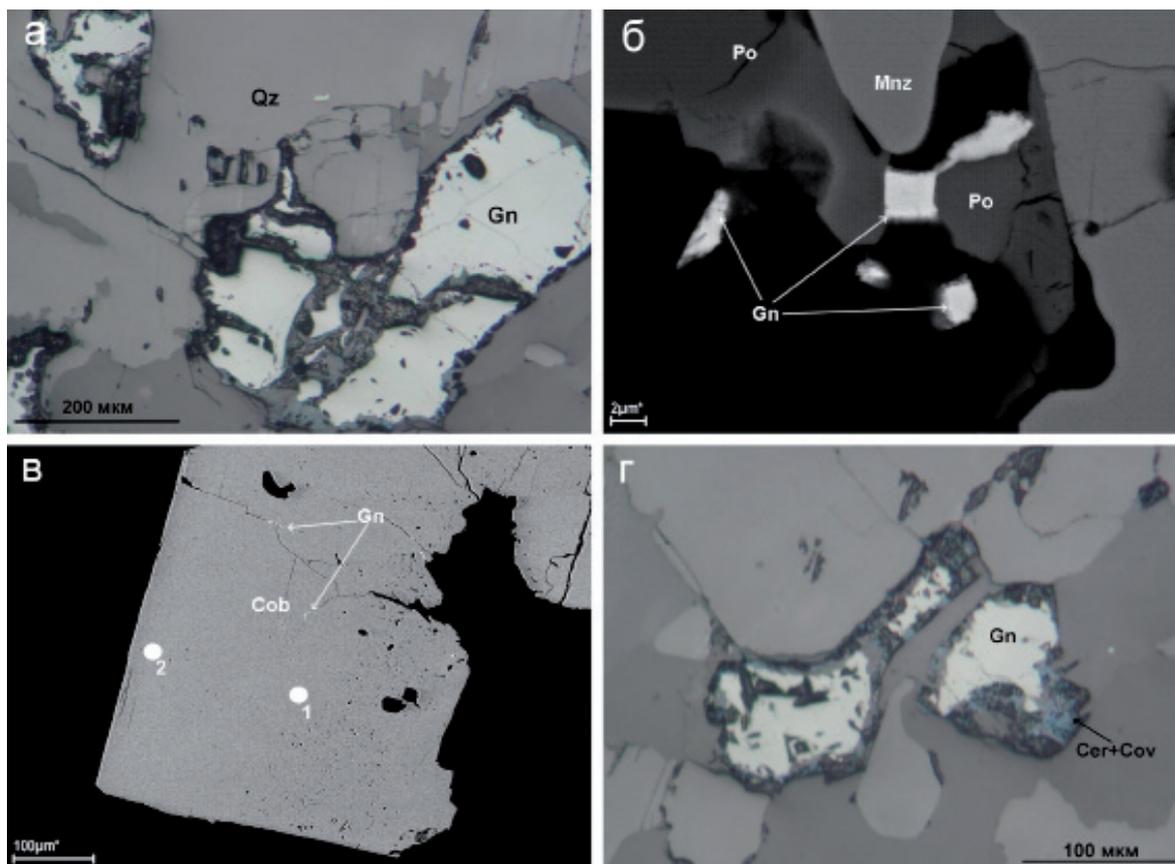


Рис. 3.2.7. Морфология выделений галенита (Gn): а – выделения галенита в кварце (Qz) в ассоциации с кианитом-3 и мусковитом; б – выделение галенита в кварце в ассоциации с пирротинном (Po) и монацитом (Mnz): галенит нарастает на пирротин; в – прожилки галенита в кобальтине (Cob): точками отмечены места анализов кобальтина; г – каймы церуссита (Cer) и ковеллина (Cov) на галените. а, г – фотографии в отраженном свете, б, в – изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.2.7. Morphology of galena segregations (Gn): а – Galena segregations in quartz (Qz) in association with kyanite-3 and muscovite; б – Galena segregations in quartz in association with pyrrhotite (Po) and monazite (Mnz): galena overgrowths pyrrhotite; в – Galena veinlets in cobaltite (Cob): Dots show locations of cobaltite analyses; г – Cerussite (Cer) and covellite (Cov) rims on galena. а, г – photo of polished sections in reflected light, б, в – back scattered electron imaging.

3.2.6. Сфалерит – ZnS

Сфалерит входит в состав поздней ассоциации сульфидной полиметаллической минерализации, наложенной на кианитовые сланцы. По времени кристаллизации сфалерит образовался одновременно с халькопиритом, галенитом, молибденитом, самородным висмутом и рутилом. Наиболее крупные зерна размером до 0.5 мм встречаются в жилах кварца-3 (рис. 3.2.8. а). Более мелкие выделения сфалерита в сростках с перечисленными выше минералами постоянно присутствуют в прожилках минералов этой ассоциации, которые пересекают ильменит (рис. 3.2.8. б) и наложены на пирротин (рис. 3.2.8. в).

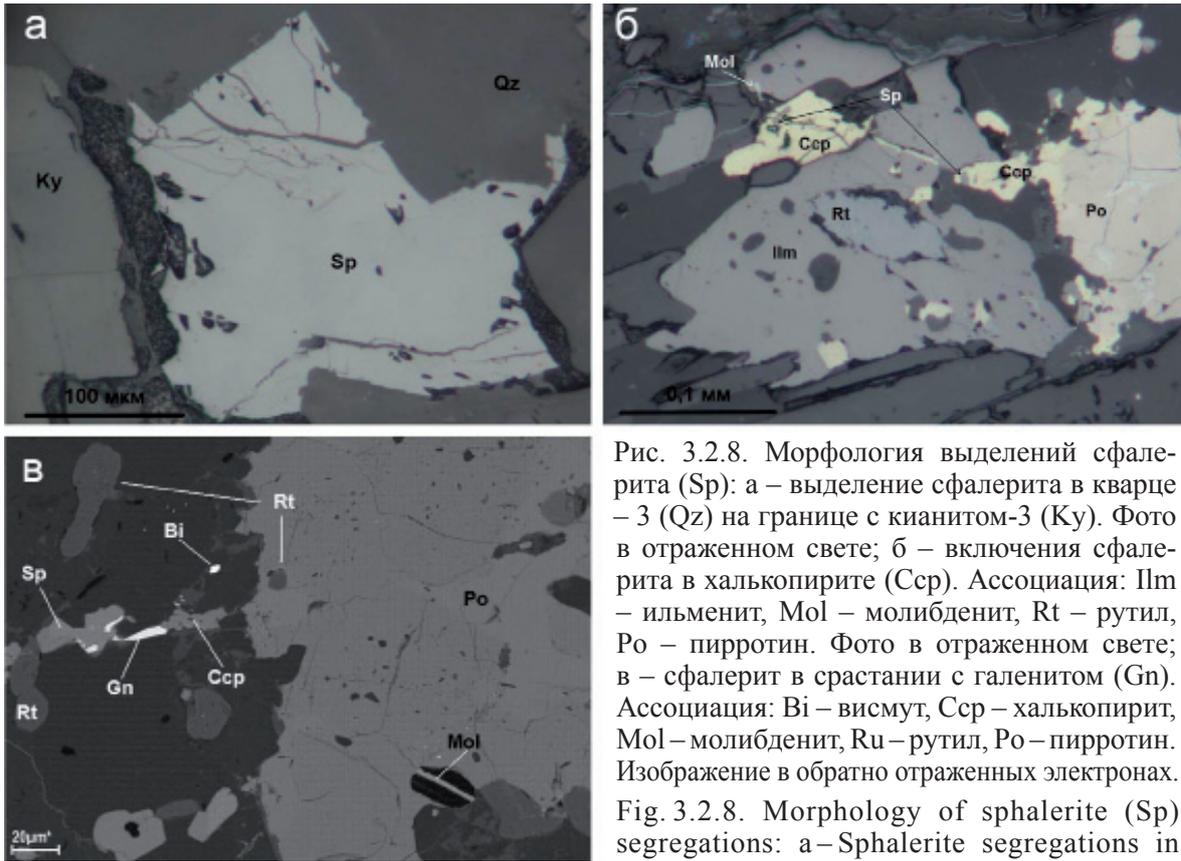


Рис. 3.2.8. Морфология выделений сфалерита (Sp): а – выделение сфалерита в кварце – 3 (Qz) на границе с кианитом-3 (Ky). Фото в отраженном свете; б – включения сфалерита в халькопирите (Ccp). Ассоциация: Ilm – ильменит, Mol – молибденит, Rt – рутил, Po – пирротин. Фото в отраженном свете; в – сфалерит в сростании с галенитом (Gn). Ассоциация: Bi – висмут, Ccp – халькопирит, Mol – молибденит, Ru – рутил, Po – пирротин. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.2.8. Morphology of sphalerite (Sp) segregations: а – Sphalerite segregations in quartz-3 (Qz) on the edge with kyanite-3 (Ky).

Photo in reflected light; б – Sphalerite inclusions in chalcopyrite (Ccp). Association: Ilm – ilmenite, Mol – molybdenite, Rt – rutile, Po – pyrrhotite. Photo in reflected light; в – Sphalerite intergrowths galena (Gn). Bi – bismuth, Ccp – chalcopyrite, Mol – molybdenite, Ru – rutile, Po – pyrrhotite. Back scattered electron imaging.

3.2.7. Хоулиит – CdS

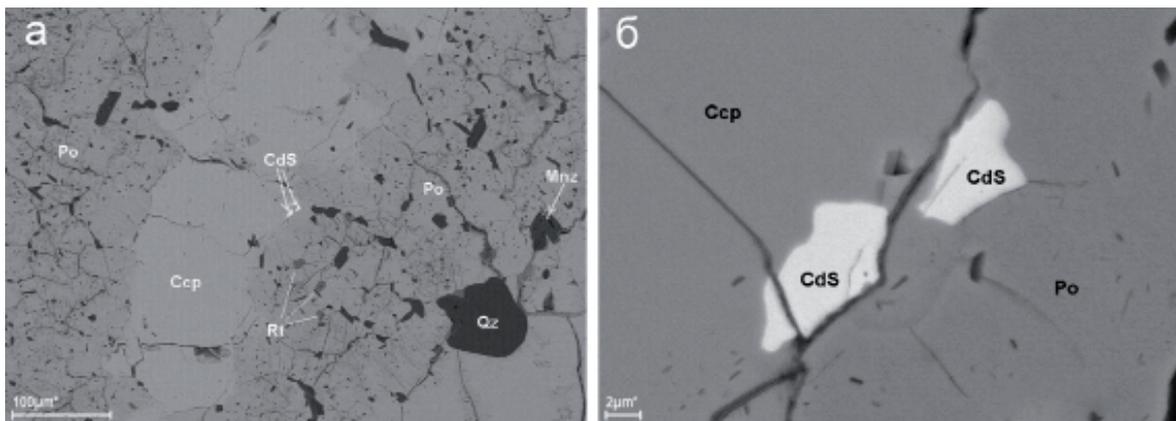


Рис. 3.2.9. Морфология выделений хоулиита (CdS): а – выделения хоулиита в главных сульфидов в ассоциации с рутилом (Rt) и монацитом (Mnz). Ccp – халькопирит, Po – пирротин, Qz – кварц. Изображение в обратно отраженных электронах; б – формы зерен хоулиита (CdS) в пирротине и халькопирите.

Fig. 3.2.9. Morphology of hawleyite (CdS) segregations: а – Hawleyite segregations in main sulphides in association with rutile (Rt) and monazite (Mnz). Ccp – chalcopyrite, Po – pyrrhotite, Qz – quartz; б – Shapes of hawleyite (CdS) grains in pyrrhotite and chalcopyrite. Back scattered electron imaging.

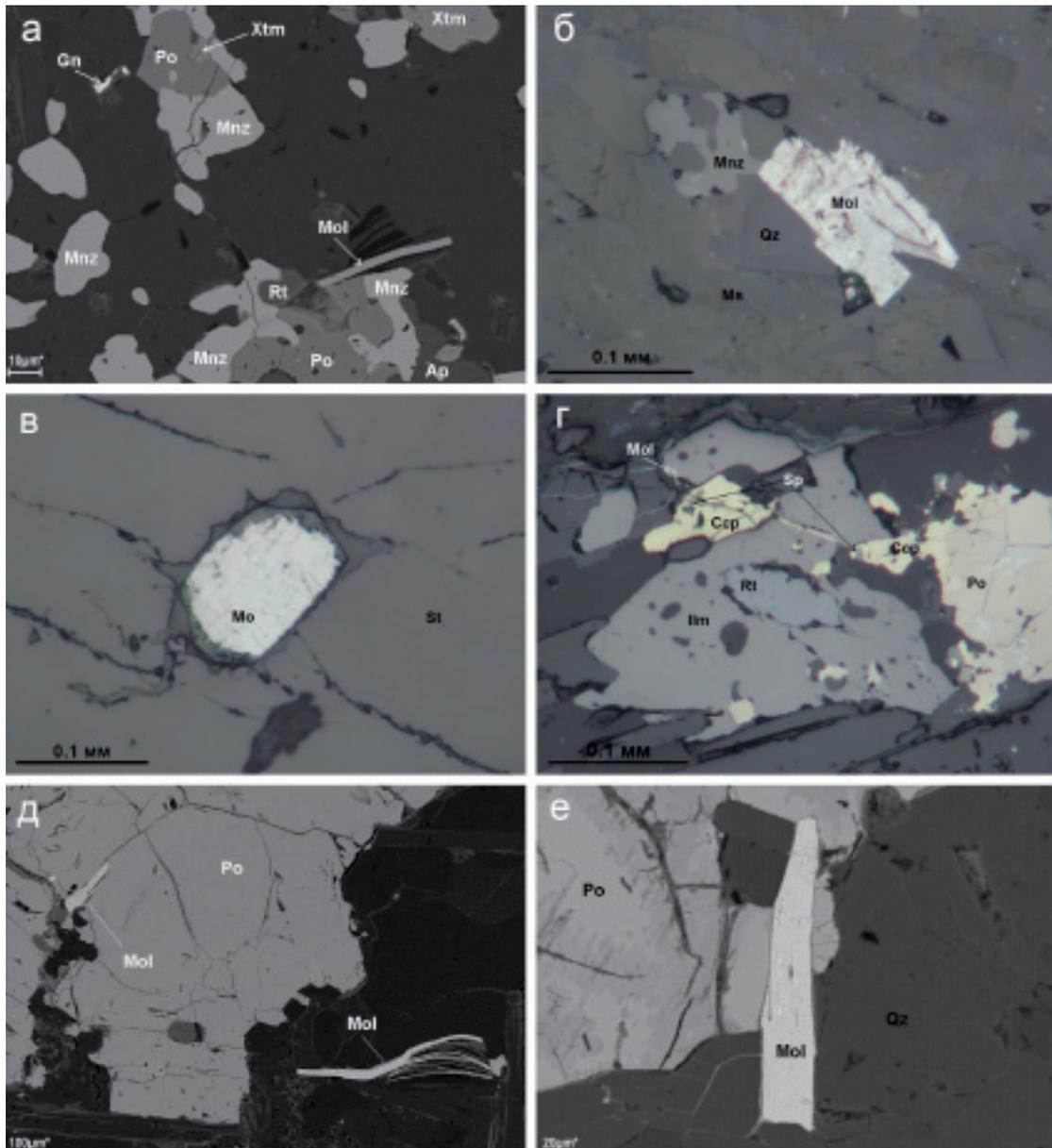


Рис. 3.2.10. Морфология выделений молибденита (Mol): а – молибденит в сростании с минералами редкоземельно-фосфорной ассоциации. Ассоциация: Xtm – ксенотим, Mnz – монацит, Ap – гр. апатита, Po – пирротин, Gn – галенит, Rt – рутил; б – таблитчатые кристаллы молибденита в субстрате в ассоциации с монацитом. Qz – кварц, Ms – мусковит; в – таблитчатый кристалл молибденита в ставролите (St); г – прожилок молибденита с халькопиритом и сфалеритом (Sp) в ильмените (Ilm), в ассоциации с рутилом и пирротином; д – взаимоотношение молибденита с сульфидами: видно обособленное зерно и вросток молибденита в пирротине; е – вращание молибденита в пирротин. а, д, е – изображения в обратно отраженных электронах; б, в, г – фото шлифов в отраженном свете.

Fig. 3.2.10. Morphology of molybdenite (Mol) segregations: а – Molybdenite intergrown with minerals of the rare-earth-phosphor association. Association: Xtm – xenotime, Mnz – monazite, Ap – gr. apatite, Po – pyrrhotite, Gn – galena, Rt – rutile; б – Tabular molybdenite crystals in a substrate in association with monazite. Qz – quartz, Ms – muscovite; в – Tabular molybdenite crystal in staurolite (St); г – Molybdenite-chalcopyrite-sphalerite (Sp) veinlet in ilmenite (Ilm) in association with rutile and pyrrhotite; д – Molybdenite and sulphides relation: an isolated grain and a molybdenite intergrowth in pyrrhotite can be seen; е – molybdenite intergrown in pyrrhotite. а, д, е – back scattered electron imaging; б, в, г – photo of polished sections in reflected light.

Хоулит обнаружен в кианитовых сланцах в составе полиметаллической минерализации в ассоциации с галенитом, сфалеритом, молибденитом и другими минералами. Выделялся в сульфидах вдоль границ зерен халькопирита и пирротина и по трещинам (рис. 3.2.9. а, б). Размеры зерен до 10 мкм. Обычно кадмий в сульфидах сосредоточен в виде примеси в сфалерите, но в данном случае, образовал собственную минеральную фазу. Химический состав хоулита (масс. %): S 22.54; Cd 71.41; Fe 3.4; Zn 2.41; Se 0.23; сумма 99.99. (Оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко).

3.2.8. Молибденит – MoS_2

Молибденит относится к третьей минеральной ассоциации кианитовых сланцев и присутствует в сложных полиминеральных сростках с редкоземельно-фосфорными минералами (рис. 3.2.10. а). Вместе с тем, выделения молибденита встречаются часто обособленными в ассоциации только с монацитом в субстрате или в виде мономинеральных зерен-вростков в ставролите (рис. 3.2.10. б). Характерна его ассоциация с халькопиритом и сфалеритом (рис. 3.2.10. в). В минеральной ассоциации полиметаллического состава молибденит выделялся, вероятно, одним из последних, поэтому замещал более ранние минералы своего парагенезиса на месте отложения (рис. 3.2.10. г). Формы зерен молибденита – пластинчатые и таблитчатые кристаллы, размеры широко варьируют, наиболее крупные достигают 0.5 мм. В зоне окисления молибденит замещается повеллитом (?) и ковеллином.

3.2.9. Ковеллин – CuS

Ковеллин встречается в небольшом количестве как вторичный минерал. Образует жилки в трещинах, секущих кианит, каемки на галените (рис. 3.2.11.). Относится к экзогенной минеральной ассоциации, но с оксидами железа не встречается. Вероятно, источником меди был халькопирит, который в зоне окисления полностью растворен. Размеры выделений до 50 мкм.

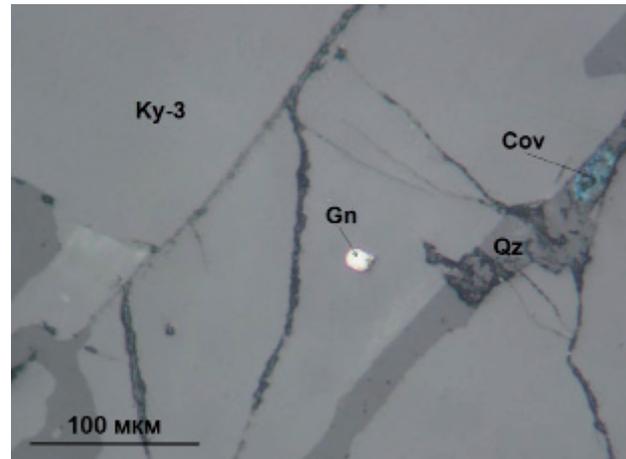


Рис. 3.2.11. Выделение ковеллина (Cov) в жилке с кварцем (Qz). Ассоциация: Ky – кианит, Gn – галенит. Фото в отраженном свете.

Fig. 3.2.11. Covellite (Cov) segregation in a small vein with quartz (Qz). Association: Ky – kyanite, Gn – galena. Photo of a polished section in reflected light.

3.2.10. Халькозин – Cu_2S

Халькозин sporadически встречается в зоне окисления в ассоциации с сульфидами. Характерно нарастание халькозина на галенит (рис. 3.2.12.). Образуется из поровых растворов, вероятно, за счет разложения халькопирита. Химический состав близок стехиометрическому (табл. 3.2.10.).

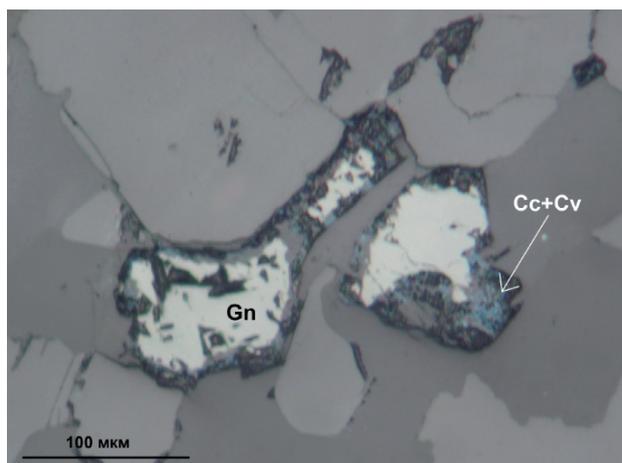


Рис. 3.2.12. Каемки халькозина (Cc) с ковеллином (Cv) вокруг галенита (Gn). Фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.2.12. Chalcocite (Cc) rims with covellite (Cv) around galena (Gn). Photo of a polished section in reflected light.

Таблица 3.2.10. Химический состав халькозина (масс. %).

№№ п/п	1	2	3
№№ обр.	121-09 1a	121-09 1в	121-09 1с
Cu	79.83	20.17	100
S	75.26	24.74	100
Сумма	77.87	22.13	100

Примечание: оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко.

3.2.11. Кобальтин – $CoAsS$

Кобальтин присутствует в составе поздней редкоземельно-полиметаллической ассоциации минералов. Он развивался в жилках (рис. 3.2.13. а) и в составе вкрапленности в виде хорошо ограниченных метакристаллов, путем замещения пирротина и халькопирита (рис. 3.2.13. б, в). В метакристаллах кобальтина наблюдаются многочисленные включения, свидетельствующие о захвате частиц минералов в результате быстрого роста, особенно в начале кристаллизации. Некоторые минералы, например, графит, не растворялись и расщепляли кристаллы кобальтина, препятствуя росту, в результате образовались скелетные формы (рис. 3.2.13. г). В трещинах по кобальтину наблюдаются жилки более поздних минералов, галенита и др. (рис. 3.2.13. д).

Химический состав кобальтина свидетельствует о кристаллизации его из сложной по составу флюидной фазы, в результате чего минерал «заражен» примесями железа, меди и никеля (табл. 3.2.11.).

Таблица 3.2.11. Химический состав кобальтина (масс. %).

№№ п/п	1	2
№№ обр.	183-10-1	183-10-2
Fe	4.25	3.62
Cu	0.20	0.22
Ni	5.98	4.67
Co	24.80	26.3
As	46.42	46.23
S	18.56	18.85
Сумма	100.21	99.89

Примечание: РСМА «Сатеса» MS-46. Аналитик Е.Э. Савченко.

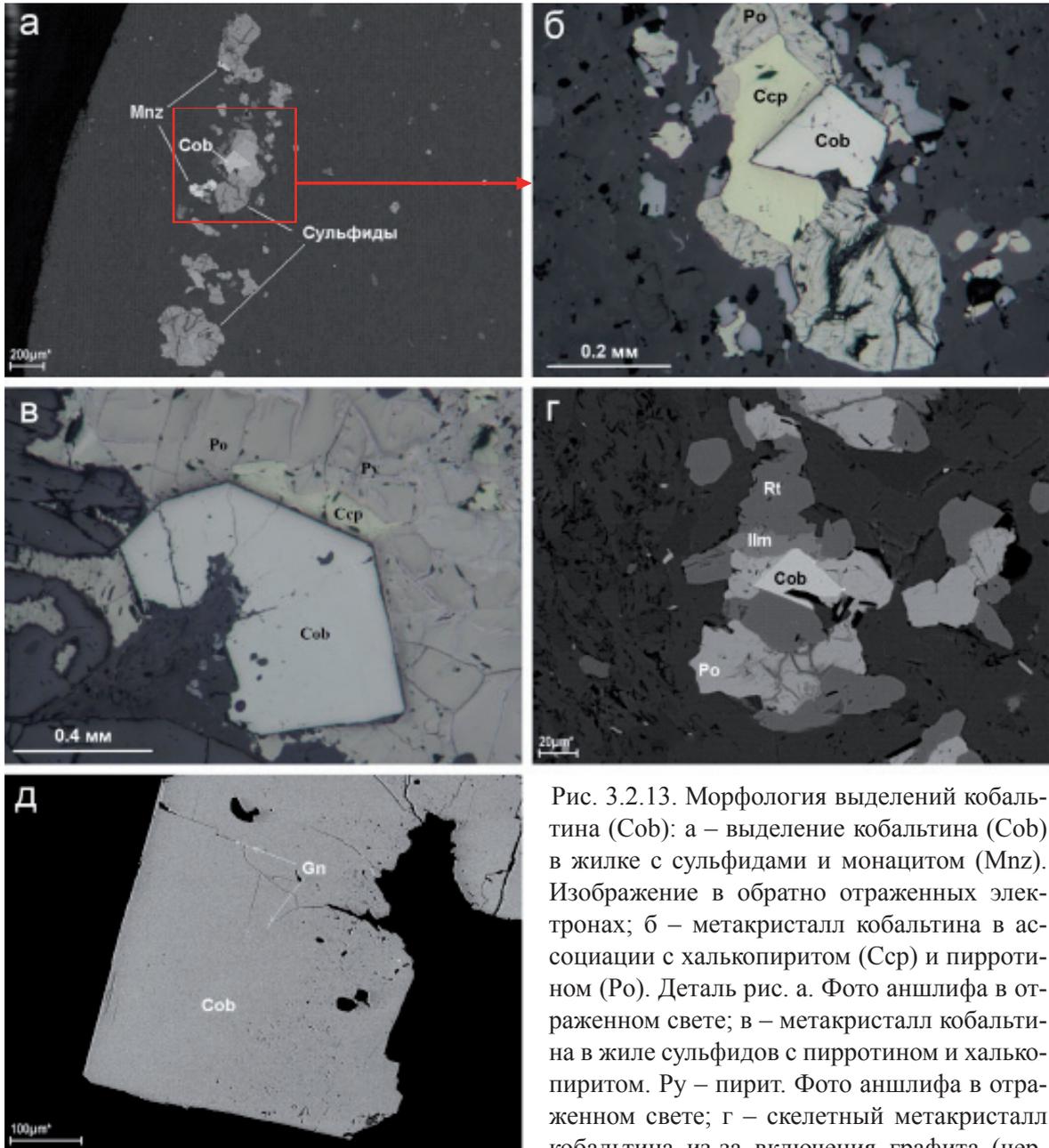


Рис. 3.2.13. Морфология выделений кобальтина (Cob): а – выделение кобальтина (Cob) в жилке с сульфидами и монацитом (Mnz). Изображение в обратно отраженных электронах; б – метакристалл кобальтина в ассоциации с халькопиритом (Ccp) и пирротинном (Po). Деталь рис. а. Фото шлифа в отраженном свете; в – метакристалл кобальтина в жиле сульфидов с пирротинном и халькопиритом. Py – пирит. Фото шлифа в отраженном свете; г – скелетный метакристалл кобальтина из-за включения графита (черное). Ассоциация: Po – пирротин, Ilm – ильменит, Rt – рутил. Изображение в обратно отраженных электронах; д – метакристалл кобальтина с вростками галенита (Gn) по трещинам. Изображение в обратно отраженных электронах.

Ассоциация: Po – пирротин, Ilm – ильменит, Rt – рутил. Изображение в обратно отраженных электронах; д – метакристалл кобальтина с вростками галенита (Gn) по трещинам. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.2.13. Morphology of cobaltite (Cob) segregations: а – Cobaltite (Cob) segregation in a small vein with sulphides and monazite (Mnz). Back scattered electron imaging; б – Cobaltite metacrystal in association with chalcopyrite (Ccp) and pyrrhotite (Po). Detail of Fig. а. Photo of a polished section in reflected light; в – Cobaltite metacrystal in a sulphide vein with pyrrhotite and chalcopyrite. Py – pyrite. Photo of a polished section in reflected light; г – Skeleton cobaltite metacrystal from behind a graphite inclusion (black). Association: Po – pyrrhotite, Ilm – ilmenite, Rt – rutile. Back scattered electron imaging; д – Cobaltite metacrystal with galena (Gn) intergrowths over cracks. Back scattered electron imaging.

3.3. Оксиды

3.3.1. Кварц – SiO_2

Кварц является одним из главных минералов глиноземистых сланцев, его содержание достигает 50-70% от объема пород. Кварц составляет основу субстрата всех типов сланцев. И.В. Бельков выделял несколько разновидностей кварца в породах, связанных пространственно с зонами рассланцевания, где происходила неоднократная его перекристаллизация (Бельков, 1963). С учетом этих наблюдений мы выделяем три морфологические разновидности кварца.

1. Серый кварц в виде слабоокатанных кластических зерен, окрашенных механической примесью углеродистого вещества.

2. Бесцветный кварц, образующий тонкие просечки в породе и цементирующий кластические зерна первой разновидности.

3. Бесцветный кварц в виде более крупных зерен в составе прожилков, содержащих также мусковит и графит.

Кварц первого типа входит в состав кварц-мусковитового субстрата в различных сланцах. Он хорошо сохранился в северном крыле Кейвского парасланцевого пояса. На примере кварцевых пород месторождения Тяпш-Манюк можно рассмотреть стадии преобразования кварца первого типа. Первичный кварц образовался при «перекристаллизации пелитоморфной массы осадка при диагенезе» (Бельков, 1963). Возможно, в слоях осадочных пород были сформированы прослойки, насыщенные кремнеземом, с включениями углеродистого вещества. При последовавшем метаморфизме породы были раздроблены, в результате чего порода приобрела облик микробрекчии, сложенной слабоокатанными кластическими зёрнами кварца, сцементированными более светлым кварцем (рис. 3.3.1. а, б). Заметна сланцеватая текстура породы.

Кварц-2 образовался преимущественно в результате перекристаллизации кварца-1, а также в результате химических реакций между минералами второй ассоциации с более ранними минералами. Процесс перекристаллизации кварца-1 в кварц-2 сопровождался высвобождением дисперсного графита. В результате просачивания поровых растворов, по границам раздробленных зерен кварца-1 образовались сначала единичные зерна кварца-2 в виде цепочек между зёрнами кварца-1 (рис. 3.3.1. в), а затем кварц-1 полностью замещался кварцем-2. Совместно с кварцем-2 образовались мусковит, графит и рутил. Эти минералы слагают бластовые агрегаты в гранулированном кварце-1 (рис. 3.3.1. д). Структуры перекристаллизации кварца-1 в кварц-2 в субстрате имеют монотонный характер, с постепенными переходами от единичных зерен до мелкозернистых агрегатов, переходящих в более крупнозернистые (рис. 3.3.1.). Процесс связан с метасоматической переработкой субстрата, степень которой зависела от характера дробления, проницаемости породы и интенсивности воздействия флюидной фазы. Местами наблюдаются реликты кварца-1 в субстрате, содержащем кварцем-2. В целом образование кварца-2 происходило без значительного переноса вещества.

Кварц-3 развивался локально, по системам трещиноватости, пересекающим зерна минералов более ранних ассоциаций. В кианитовых сланцах в этот период происходило дробление и развитие кварцевых жил (рис. 3.3.2.). Трещины с кварцем-3 совпадают с плоскостями рассланцевания, по которым отлагался мусковит-3 и другие минералы третьей минеральной ассоциации. Рост зерен кварца-3 происходил за счет перетложения кварца-1 и кварца-2 в раздувах жил.

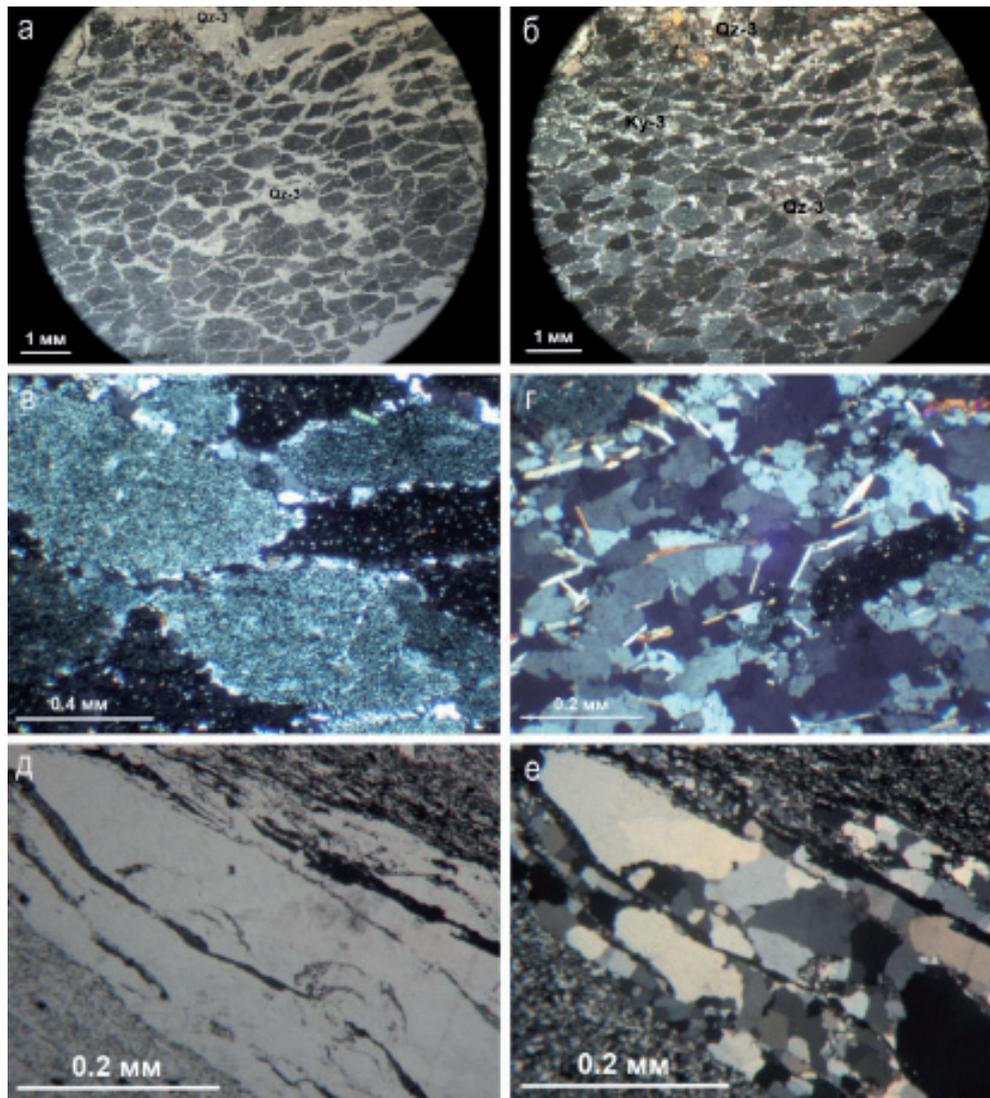


Рис. 3.3.1. Морфология выделения кварца (Qz). а – брекчиевидная текстура кварцита. Qz – кварц; б – гранобластовая структура раздробленного кварца-1, сцементированного кварцем-2. Видно, что отдельные кластеры зерен кварца-1 по-разному ориентированы, в пределах кластера индивиды кварца ориентированы одинаково, угасают как мономинеральное зерно. Весь комплекс сечется прожилками кварца-3 (Qz-3), с которым ассоциирует кyanит-3 (Ky-3); в – цепочки белого кварца-2 между зернами кварца-1 в начальную стадию перекристаллизации; г – гранобластовый агрегат кварца-2 с мусковитом, конечная стадия перекристаллизации кварца-1: образован кварц-мусковитовый агрегат, с графитом и реликтами первичного кварца-1; д, е – кварц-2 в углеродистом сланце: линзовидные прожилки кварца не содержат примеси графита, графит содержится в виде укрупненных чешуек. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, д – без анализатора; б, в, г, е – николи скрещены.

Fig. 3.3.1. Morphology of quartz (Qz) segregations. а – Brecciated quartzite structure. Qz – quartz; б – Granoblastic structure of crushed quartz-1 cemented with quartz-2. It is apparent that several clusters of quartz-1 grains are oriented differently, quartz individuals are oriented the same way within a cluster, extinct as a monomineral grain. The whole complex is intersected by quartz-3 (Qz-3) veinlets which kyanite-3 (Ky-3) is associated with; в – White quartz-2 chains between quartz-1 grains at the initial recrystallization stage; г – Granoblastic quartz-2 aggregate with muscovite, the final stage of quartz-1 recrystallization: quartz-muscovite aggregate is formed with graphite and primary quartz-1 relics; д, е – Quartz-2 in a carbon schist: lensoid quartz veins do not contain graphite admixtures, graphite is contained as as enlarged scales. Photo of transparent sections in transmitted light; а, д – with no analyzer; б, в, г, е – crossed nicols.

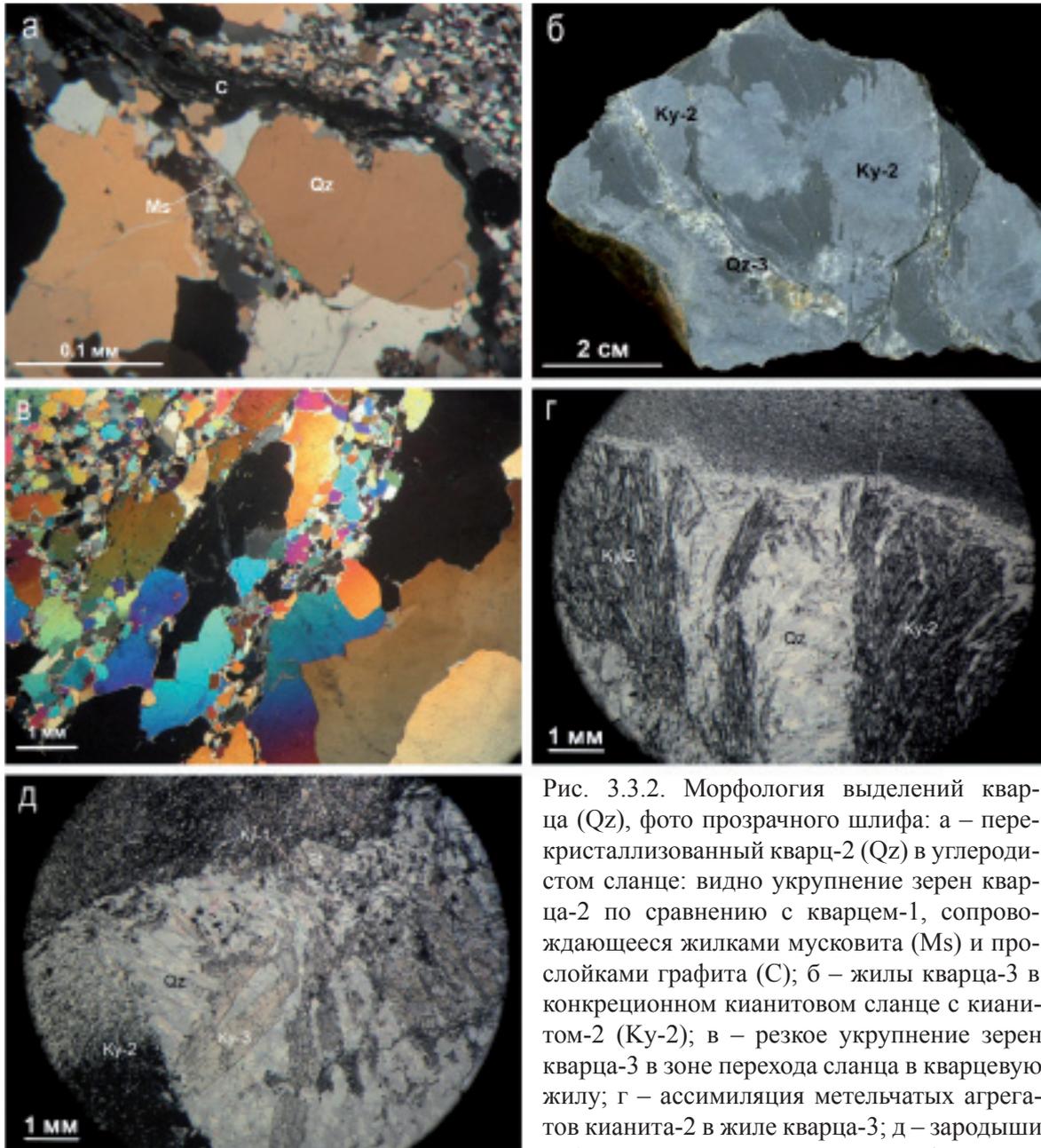


Рис. 3.3.2. Морфология выделений кварца (Qz), фото прозрачного шлифа: а – перекристаллизованный кварц-2 (Qz) в углеродистом сланце: видно укрупнение зерен кварца-2 по сравнению с кварцем-1, сопровождающееся жилками мусковита (Ms) и прослойками графита (C); б – жилы кварца-3 в конкреционном кянитовом сланце с кянитом-2 (Ky-2); в – резкое укрупнение зерен кварца-3 в зоне перехода сланца в кварцевую жилу; г – ассимиляция метельчатых агрегатов кянита-2 в жиле кварца-3; д – зародыши таблитчатых кристаллов кянита-3 в жилке

кварца-3; а, в, г, д – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, в – николи скрещены; г, д – без анализатора. б – сканированное изображение штуфа.

Fig. 3.3.2. Morphology of quartz (Qz) segregations, photo of a transparent section: а – Recrystallized quartz-2 (Qz) in a carbon schist: quartz-2 grains become apparently larger, compared to quartz-1; it is accompanied by small muscovite (Ms) veins and graphite (C) interlayers; б – Quartz-3 veins in a concretionary kyanite schist with kyanite-2 (Ky-2); в – Marked enlargement of quartz-3 grains in the zone of schist transition into a quartz vein; г – Assimilation of paniculate kyanite-2 aggregates in the quartz-3 vein; д – Nuclei of tabular kyanite-3 crystals in a small quartz-3 vein; а, в, г, д – photo of transparent sections in transmitted light; а, в – crossed nicols; г, д – with no analyzer. б – scanned imaging of a piece of rock.

Кварц-3 образовался в условиях активной фильтрации поровых растворов, которые способствовали разложению кянита-2 и кристаллизации кянита-3. В местах пе-

ресекация конкреций жилками кварца-3 кианит-2 подвергался дроблению и замещению кварцем, при этом метельчатые агрегаты игольчатого кианита-2 распадались на фрагменты в виде небольших пучков и отдельных игл, которые образовывали сростания с мусковитом (рис. 3.3.2. а). В местах замещения игольчатого кианита-2 кварцем-3 появлялись зародыши радиально лучистых агрегатов – таблитчатые кристаллы кианита-3 (рис. 3.3.2. д).

3.3.2. Корунд – Al_2O_3

Корунд обнаружен в силлиманитовых сланцах. Наблюдается несколько форм его развития: 1) свободные выделения (рис. 3.3.3. а); 2) сростки с графитом (рис. 3.3.3. б); 3) сростки с рутилом (рис. 3.3.3. в). Свободные выделения корунда представляют собой неправильные сложные по форме зерна, тесно сросшиеся с силлиманитом и графитом, их размер до 0.3 мм. В сростаниях с графитом корунд образует зональные агрегаты, напоминающие ракушку, или слоеный пирог, в которых корунд занимает линзовидную внутреннюю часть и обрамляется с обеих сторон изогнутыми чешуйками графита. Третий тип, сростания корунда с рутилом, наблюдается на месте замещенных рутилом и минералами группы хлорита зерен ильменита. Здесь корунд образует как неправильные зерна, так и скелетные кристаллы.

Происхождение корунда, вероятно, связано с контактово-пневматолитовыми изменениями кианитовых сланцев, по которым образованы силлиманитовые сланцы под воздействием щелочных гранитов. Наиболее вероятно резкое воздействие пневмато-

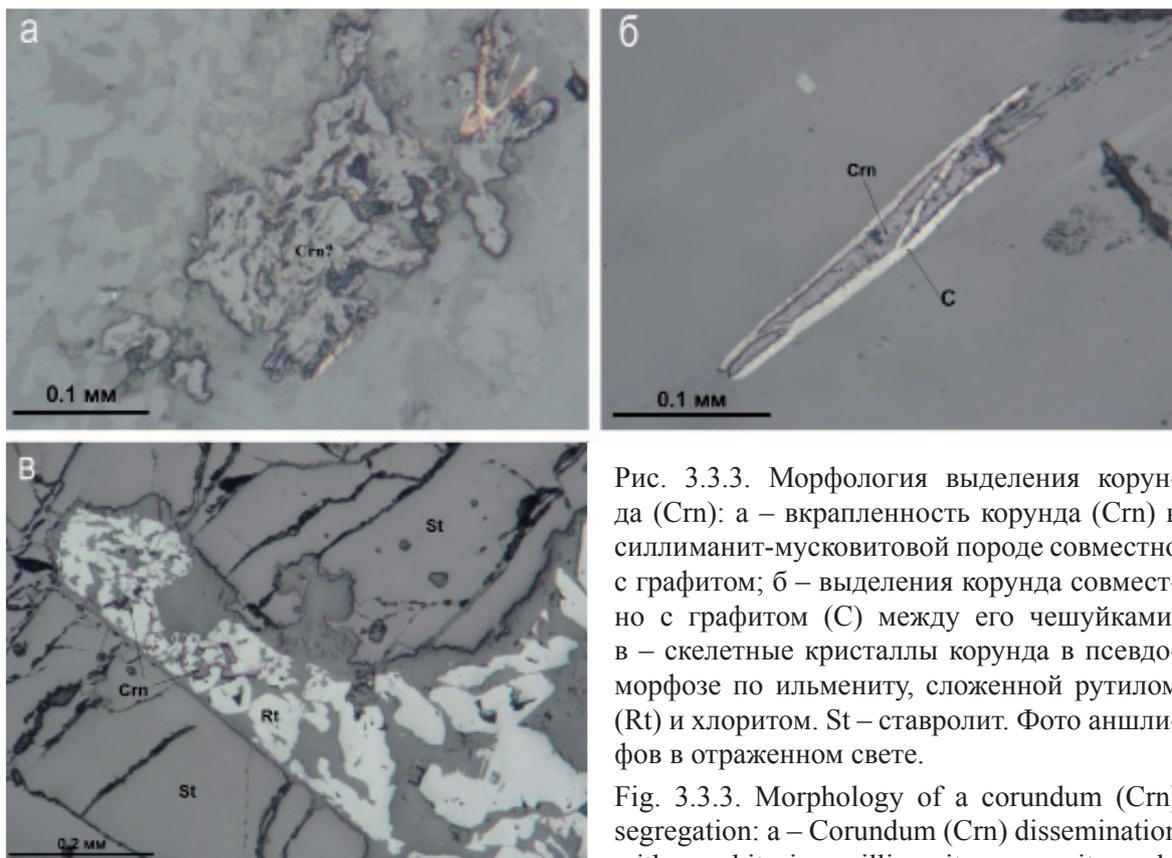


Рис. 3.3.3. Морфология выделения корунда (Crn): а – вкрапленность корунда (Crn) в силлиманит-мусковитовой породе совместно с графитом; б – выделения корунда совместно с графитом (С) между его чешуйками; в – скелетные кристаллы корунда в псевдоморфозе по ильмениту, сложенной рутилом (Rt) и хлоритом. St – ставролит. Фото шлифов в отраженном свете.

Fig. 3.3.3. Morphology of a corundum (Crn) segregation: а – Corundum (Crn) dissemination with graphite in a sillimanite-muscovite rock; б – Corundum segregations with graphite (C) between its scales; в – Skeleton corundum crystals in a rutile-chlorite (Rt) pseudomorph on ilmenite. St – staurolite. Photo of polished sections in reflected light.

литовых агентов на глиноземистые сланцы, в результате которого возникла ассоциация корунда с силлиманитом и рутилом. Как оксидная форма алюминия, корунд характеризует высокий окислительный потенциал процесса, в результате которого происходило преобразование силиката в оксид (силлиманита в корунд, а также ильменита в рутил), но в тоже время, в более широком плане, в данной ассоциации присутствуют графит и самородное железо, что свидетельствует о восстановительных условиях процесса. Таким образом, находка корунда требует дальнейшего изучения его условий образования и масштаба распространения.

Исследование состава корунда локальными методами в полированных препаратах представляет определенные сложности в связи с высокой твердостью минерала и, как следствие, плохой полировкой. Кроме того, минерал образует тонкие сростания с силлиманитом, графитом и мусковитом. Во всех образцах обнаружена примесь кремнезема, а анализ РСМА не достиг 100%.

Таблица 3.3.3. Химический состав корунда (масс. %).

№№ п/п	1	2	3	4	5
№№ обр.	271-10-1-1	264-10-4-1	270-10 4-1	270-10 4-2	282-10 5-1a
MgO	0.00				
Al ₂ O ₃	84.61	89.39	98.13	99.07	98.58
SiO ₂	0.37		1.87	0.97	0.95
TiO ₂	0.03				
FeO	0.03				0.47
Сумма	85.04	89.39	100	100	100

Примечание: анализ 1 – РСМА «Сатеса» MS-46; 2-5 – оценка состава, СЭМ LEO-1450 с приставкой Röntec. Аналитик Е.Э. Савченко.

3.3.3. Рутил – TiO₂

Рутил – один из «сквозных» минералов в кианитовых и ставролитовых сланцах. Среднее содержание около 1-2 об. %, локальные концентрации в жилах могут достигать 10-15 об.%. Отложение рутила в сланцах происходило не менее трех раз.

Рутил-1. К наиболее ранним образованиям относятся включения рутила в субстрате и в ядрах конкреций кианита-2, где он в парагенезисе с кианитом-1 слагает субмикроскопические агрегаты. Рутил в этих агрегатах образует изометрические зерна, вокруг которых образованы оболочки микрокристаллов кианита-1 (рис. 3.3.4. а). Размеры выделений рутила-1 составляют первые микроны. Эти выделения относятся нами к аутигенным, возникшим при диагенезе осадков, где зарождался и кианит-1. Происхождение рутила-1, вероятно, осадочное. Он широко распространен в субстрате сланцев, но при метаморфизме сланцев был переотложен. Включения рутила-1 встречаются «законсервированными» в конкрециях кианита-2 и непосредственно в кристаллах кианита-2, где он находится вместе с монацитом-1, цирконом-1 и графитом-1 (рис. 3.3.4. б).

Рутил-2, наблюдается в зонах перекристаллизации субстрата. Выделение рутила-2 происходило метасоматическим путем одновременно с образованием кварца-2 и мусковита-2. Локальные изменения структуры субстрата произошли без существенного переноса титана, поэтому объем выделений рутила оставался прежним, но размеры зерен увеличились до 0.1 мм (рис. 3.3.4. в).

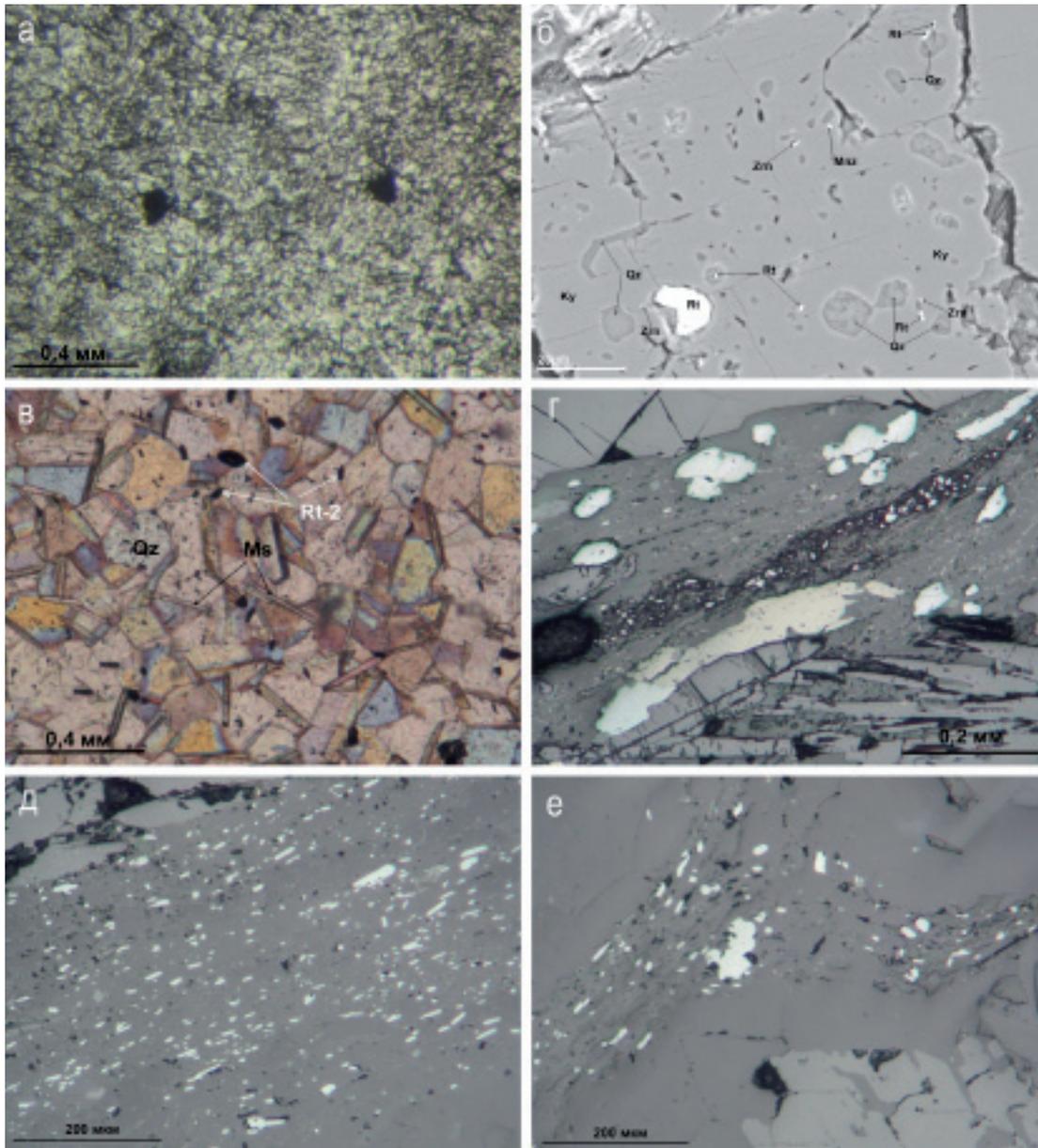


Рис. 3.3.4. Морфология выделений рутила (Rt): а – зерна рутила-1 (черное) среди кyanита-1. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; б – включения рутила-1 (Rt) в кyanите-2 (Ky), в ассоциации с цирконом (Zrn), кварцем (Qz) и монацитом (Mnz). Изображение в обратно отраженных электронах; в – рутил-2 (Rt-2) в перекристаллизованном субстрате ставролитовых сланцев. Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; г – линзовидные выделения рутила-3 в жилах с монацитом и ильменитом. Ильменит замещен частично рутилом; д – густая вкрапленность рутила-3 в зоне рассланцевания с монацитом; е – жила с рутилом-3, в зоне смятия: по краю конкреции кyanита. Кyanитовые сланцы. г, д, е – фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.3.4. Morphology of rutile (Rt) segregations: а – Rutile-1 grains (black) among kyanite-1. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; б – Rutile-1 (Rt) inclusions in kyanite-2 (Ky) in association with zircon (Zrn), quartz (Qz) and monazite (Mnz). Back scattered electron imaging; в – Rutile-2 (Rt-2) in a recrystallized substrate of staurolite schists. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; г – Lensoid rutile-3 segregations in veins with monazite and ilmenite. Ilmenite is partly replaced by rutile; д – Dense rutile-3 dissemination in a schistosity zone with monazite; е – Vein with rutile-3, in a shear zone: on the edge of a kyanite concretion. Kyanite schists. г, д, е – photo of polished sections in reflected light.

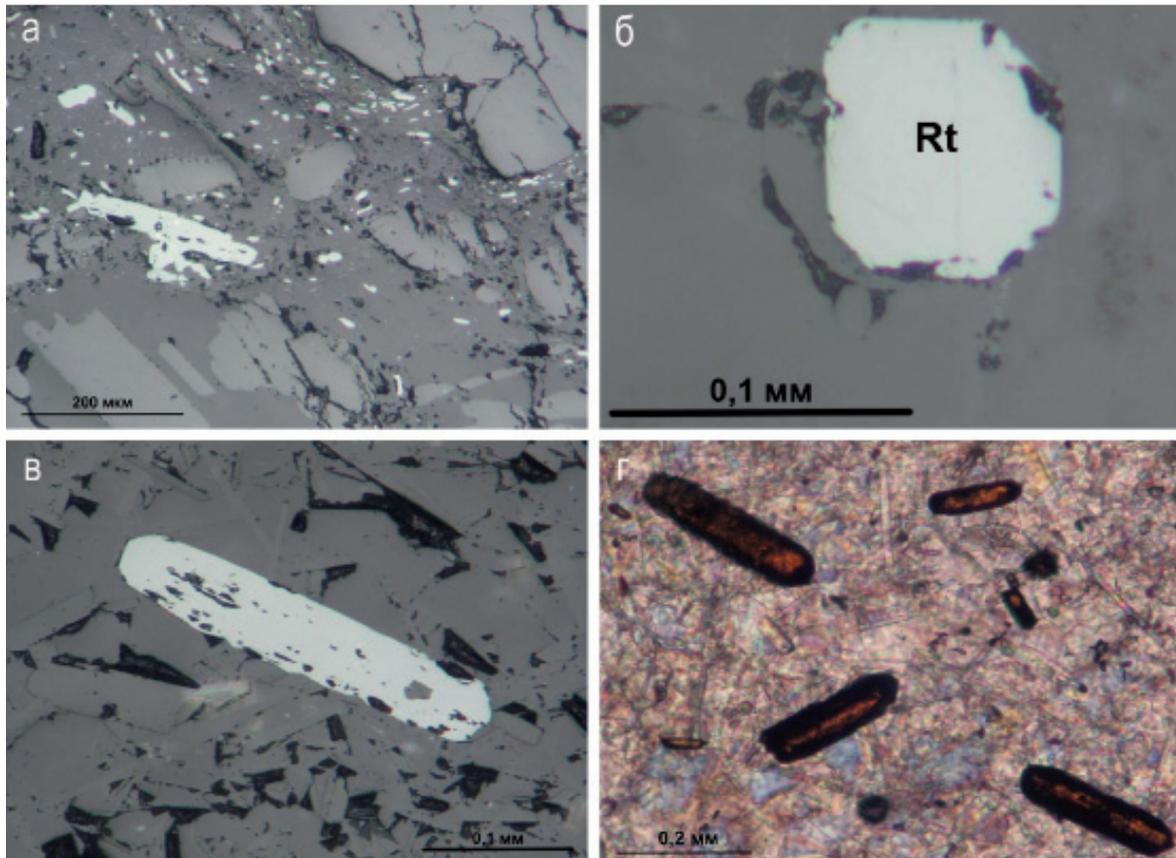


Рис. 3.3.5. Морфология выделений рутила (Rt): а – жила с рутилом-3, в зоне дробления кианитовой конкреции. Кианитовые сланцы; б – поперечное сечение призматического кристалла рутила-3 (Rt) видны грани призм 001 и 110. Ставролитовый сланец; в – продольное сечение призматического кристалла рутила-3: видны грани дипирамид. Ставролитовый сланец; г – призматические кристаллы рутила-3 в мусковитовом субстрате. Ставролитовый сланец. а, б, в – фото шлифов в отраженном свете; г – фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.3.5. Morphology of rutile (Rt) segregations: а – Vein with rutile-3, in a crush zone of a kyanite concretion. Kyanite schists; б – Cross section of a prismatic rutile-3 (Rt) crystal: facets of the prisms 001 and 110 can be seen. Staurolite schist; в – Longitudinal section of the prismatic rutile-3 crystal: facets of dipyramids can be seen. Staurolite schist; г – Prismatic rutile-3 crystals in a muscovite substrate. Staurolite schist. а, б, в – photo of polished sections in reflected light; г – photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer.

Третье зарождение рутила (рутил-3) связана с третьей минеральной ассоциацией и активным переносом титана и, вероятно, поступлением его новых порций из новых источников, кроме переотложения первичного рутила. Рутил-3 сосредоточен в жилах, приуроченных к плоскостям рассланцевания, секущим кианитовые руды (рис. 3.3.4. г, д, е). Жилы пронизывают конкреционные сланцы, оконтуривают конкреции кианита-2, а местами их пересекают (рис. 3.3.5.). Детально они охарактеризованы при описании монацита (см. монацит). Здесь наблюдается повышение концентрации рутила до 10-15 об. %. Жилы сложены кварцем, мусковитом и графитом, в ассоциации с которыми наблюдаются рутил, монацит и ильменит. Рутил-3 образует неправильные зерна линзовидной, игольчатой и овальной формы, вытянутые по простиранию жилок. Рутил в этих жилах отлагался позднее ильменита и замещает ильменит.

Кроме жил, рутил-3 образует вкрапленность в объеме около 1 % в основной ткани (субстрате) кианитовых и ставролитовых сланцев, здесь периодически вкрапленность рутила чередуется с вкрапленностью ильменита, который частично замещен рутилом.

В отличие от жильного, рутил-3 во вкрапленности, как правило, огранен и образует метакристаллы (рис. 3.3.5.). Форма кристаллов варьирует от игольчатой (призматической) до короткостолбчатой (дипирамидальной). Удлиненные призматические кристаллы рутила наблюдаются в породах, обогащенных мусковитом и в жилах му-

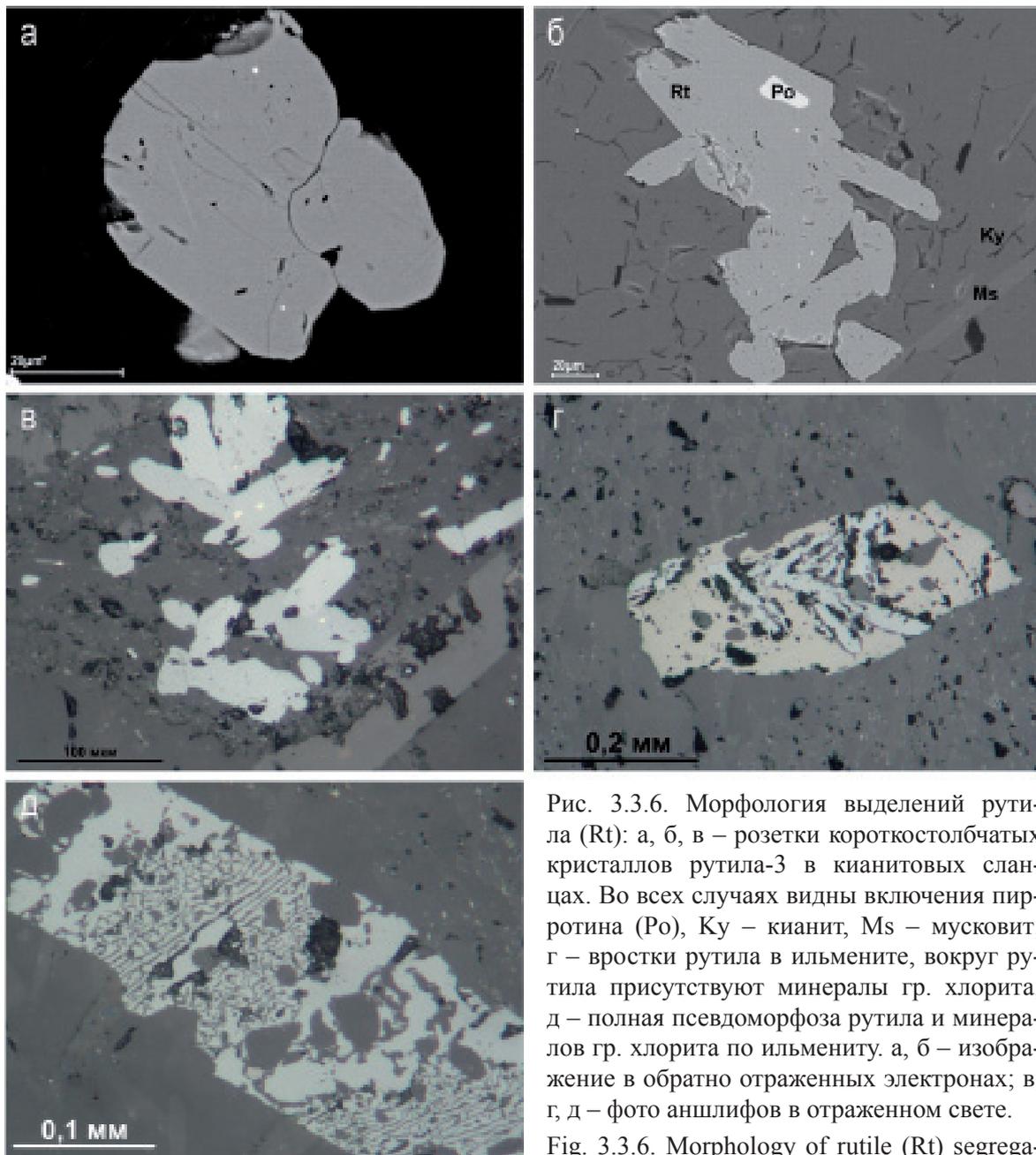


Рис. 3.3.6. Морфология выделений рутила (Rt): а, б, в – розетки короткостолбчатых кристаллов рутила-3 в кианитовых сланцах. Во всех случаях видны включения пирротина (Po), Ky – кианит, Ms – мусковит; г – вросстки рутила в ильмените, вокруг рутила присутствуют минералы гр. хлорита; д – полная псевдоморфоза рутила и минералов гр. хлорита по ильмениту. а, б – изображение в обратно отраженных электронах; в, г, д – фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.3.6. Morphology of rutile (Rt) segregations: а, б, в – Rosettes of short-columnar

rutile-3 crystals in kyanite schists. Pyrrhotite (Po) inclusions can be seen in all the cases, Ky – kyanite, Ms – muscovite; г – Rutile inclusions in ilmenite, there are chlorite group minerals around rutile; д – Complete pseudomorph of rutile and chlorite group minerals over ilmenite. а, б – back scattered electron imaging; в, г, д – photo of polished sections in reflected light.

сковита. В этих кристаллах хорошо развиты грани призм (110) и (100) и дипирамиды (101). В сланцах обычного состава развиты короткостобчатые и изометрические (дипирамидальные) кристаллы и розетковидные сростки зерен рутила с многочисленными гранями (рис. 3.3.5). Для последнего типа зерен рутила характерно часто присутствие включений пирротина.

Рутил-3 замещал ильменит, в результате часто встречаются вросстки его в ильмените и псевдоморфозы по ильмениту (рис. 3.3.6.). В этих образованиях рутил выделялся одновременно с шамозитом, который и образует с ним тесные сростания. Парогенезис рутила с шамозитом возник вследствие того, что при замещении рутилом ильменита образовывался избыток железа, не входящий в состав рутила, это железо при отсутствии в растворе серы, входило в шамозит, а в присутствии серы образовывался пирротин.

Рассмотренные особенности кристаллов рутила-3 показывают, что он является минералом, образованным из поровых растворов, проникших по системам трещиноватости в кианитовые сланцы. Формы кристаллов рутила различаются в разных по составу сланцах, что свидетельствует о различной скорости роста его граней. В пользу метасоматического происхождения рутила-3 свидетельствуют и данные химического анализа. Состав рутила-3 в различных частях сланцев изменяется незначительно, но характерна примесь ванадия и ниобия (табл. 3.3.3.). Ни в одном из замещаемых рутилом минералов присутствие этих металлов не выявлено, поэтому есть основание считать, что примесь ванадия и ниобия образовалась в рутиле в процессе кристаллизации из поровых растворов.

Таблица 3.3.3. Химический состав рутила-3 (масс. %).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	122-4	194-10	182-10	185-10	271-10	51-10-11	51-10-12	51-10-13
TiO ₂	97.93	98.49	98.51	94.92	99.3	98.86	99.01	98.79
FeO	0.28	0.14	0.17	2.17	0.17	0.29	0.14	0.28
V ₂ O ₅	0.25	0.28	0.1	0	–	0.1	0.21	0.1
Nb ₂ O ₅	0.37	–	–	–	0.39	0.6	0.39	0.48
Сумма	98.83	98.91	98.78	97.09	99.86	99.85	99.75	99.65

Примечание: РСМА «Самеса» MS-46. Аналитик Е.Э. Савченко.

Анализ генетических особенностей рутила показывает, что он появился в кристаллических сланцах Кейв в процессе накопления осадков, а позднее, после кристаллизации кианита, ставролита и ильменита, наблюдалась кристаллизация рутила в ходе метасоматического преобразования породы.

3.3.4. Ильменит – FeTiO₃

Ильменит распространен в различных сланцах, но более характерен для ставролитовых. В кианитовых сланцах ильменит тяготеет к безрудным частям разреза, обогащенным ставролитом, а в кианитовых рудах развит слабо (Бельков, 1963). Содержание ильменита варьирует от 0.5 до 3.5 об. %. Его развитие контролировалось скрытыми зонами трещиноватости, наложенными на структуру сланцев. Кристаллы ильменита росли, подчиняясь направлениям сложной системы трещин, поэтому ориентировка пластинок ильменита кажется хаотической, часты косые секущие положения относительно слоистости (рис. 3.3.7.). Форма зерен ильменита таблитчатая и досковид-



Рис. 3.3.7. Кристаллы ильменита (черные пластинки) в слоистой структуре кyanитовых сланцев (по Белькову, 1963): пластинчатые кристаллы ориентированы независимо от слоистости, некоторые пересекают границы слоев.

Fig. 3.3.7. Ilmenite crystals (black platelets) in a layered structure of kyanite schists (after Bel'kov, 1963): lamellar crystals are oriented regardless of the bedding, some of them intersect layer boundaries.

ная. Внутреннее строение часто ситовидное, вследствие присутствия многочисленных включений разных минералов, таких как кварц и кyanит (рис. 3.3.4.1. а). Включения представляют реликты от замещения более ранних минералов и свидетельствуют о метасоматическом способе кристаллизации ильменита.

Выделение ильменита произошло, вероятно, одновременно с биотитом, до ставролита и минералов группы плагиоклаза. Наблюдаются совместные сростки ильменита с биотитом, в которых пластинки ильменита располагаются внутри слоев биотита (рис. 3.3.4.1. б).

В кристаллах ставролита и минералах группы плагиоклаза присутствуют включения зерен ильменита (рис. 3.3.4.1. в, г). Они показывают, что ильменит образован раньше и «захвачен» растущими метакристаллами. Изучение условий «захвата» ильменита показало, что ильменит первоначально рос, замещая субстрат сланцев.

При этом кварц замещался не полностью и оставался в ильмените в виде включений. В результате образовались кристаллы ильменита ситовидного строения, которые «захватывались» ставролитом, поэтому все включения ильменита в ставролите одинаковые и содержат только кварц (рис. 3.3.8.).

Таким образом, после выделения ставролита и минералов группы плагиоклаза в сланцах образовались зерна ильменита, заключенные в ставролите и минералах группы плагиоклаза и свободные в субстрате. После выделения минералов группы плагиоклаза произошло наложение третьей минеральной ассоциации с сульфидами и рутилом. В результате этого процесса свободный ильменит в субстрате был замещен рутилом, а включенный в ставролите и минералах группы плагиоклаза в основном сохранился, хотя также частично замещен рутилом (рис. 3.3.9. б, в). Процесс замещения ильменита рутилом сопровождался выделением минерала группы хлорита (шамозит) (рис. 3.3.9. е).

Таким образом, ильменит является типичным метасоматическим минералом, образовавшимся в результате движения поровых растворов в породе. Он занимает определенное место в цепочке последовательности кристаллизации главных минералов: позднее кyanита-2, совместно с минералами второй ассоциации. По данным И.В. Белькова (1963) ильменит выделялся в породах, подверженных «воздействию метабазитов». Кроме того, следует отметить, что в ильмените из силлиманитового сланца (№ 194-10) обнаружена примесь Nb_2O_5 (табл. 3.3.4.), возможно, в результате воздействия щелочных гранитов.

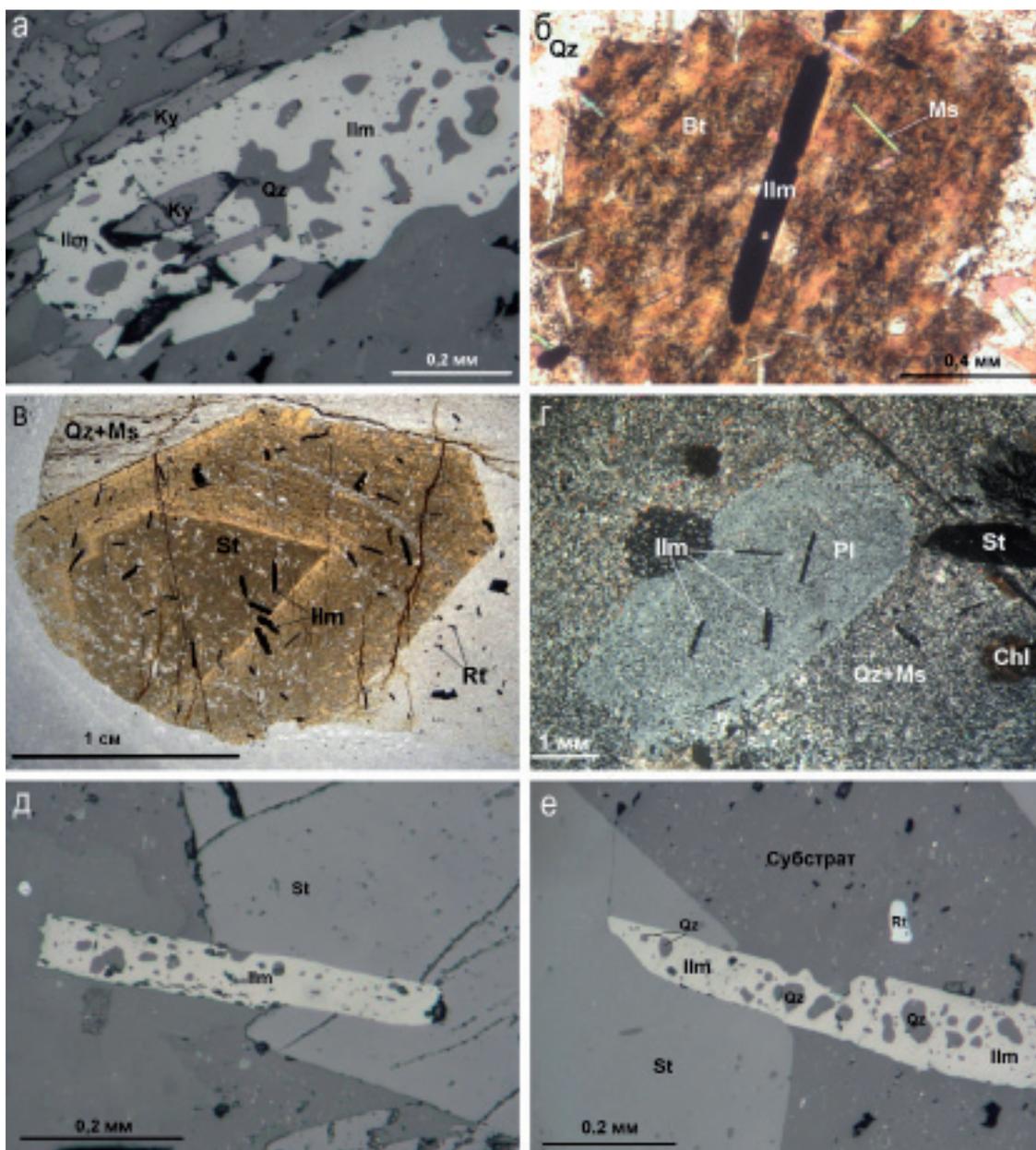


Рис. 3.3.8. Морфология выделений ильменита (Ilm): а – метакристалл ильменита (Ilm) с включениями кварца (Qz) и кианита-2 (Ky) (ситовидная структура); б – пластинка ильменита (Ilm) в биотите (Bt), свидетельствующая о совместном росте. Мусковит (Ms) в ассоциации; в – включения ильменита (Ilm) в зональном кристалле ставролита (St): за пределами зерна ставролита в субстрате диагностирован только рутил (Rt); г – включения ильменита (Ilm) в минералах гр. плагиоклаза (Pl) в ассоциации со ставролитом (St), кварцем (Qz), мусковитом (Ms) и минералами гр. хлорита (Chl); д, е – примеры «захвата» кристаллов ильменита ставролитом в процессе роста; а, д, е – фото шлифов в отраженном свете; б, в, г – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; б, в – без анализатора; г – николи скрещены.

Fig. 3.3.8. Morphology of ilmenite (Ilm) segregations: а – Ilmenite (Ilm) metacrystal with quartz (Qz) and kyanite-2 (Ky) inclusions (sieve-like structure); б – Ilmenite (Ilm) platelet in biotite (Bt) indicates a joint growth. Associated muscovite (Ms); в – Ilmenite (Ilm) inclusions in a zoned staurolite (St) crystal: only rutile (Rt) was detected outside the staurolite grain in a substrate; г – Ilmenite (Ilm) inclusions in plagioclase group minerals (Pl) in association with staurolite (St), quartz (Qz), muscovite (Ms) and chlorite group minerals (Chl); д, е – Examples of staurolite trapping ilmenite crystals during its growth. а, д, е – photo of polished sections in reflected light; б, в, г – photo of transparent sections in transmitted light; б, в – with no analyzer; г – crossed nicols.

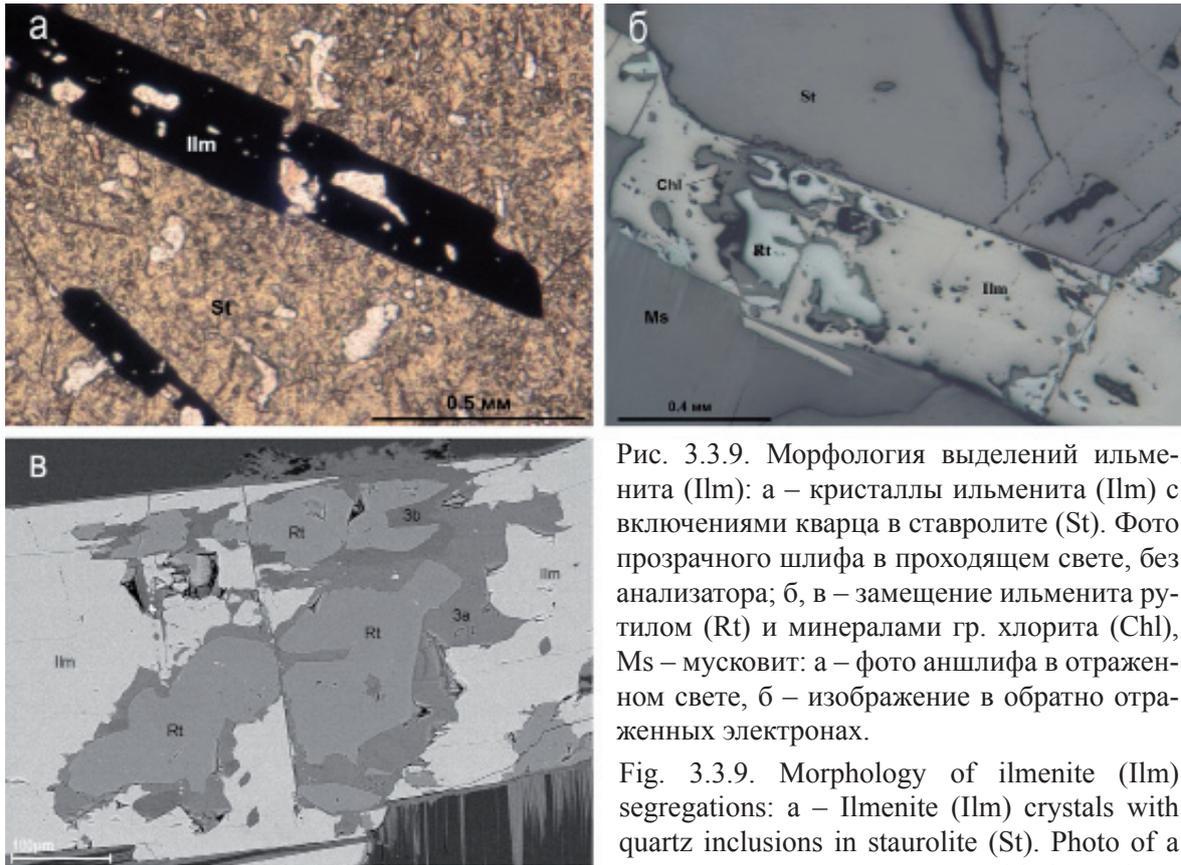


Рис. 3.3.9. Морфология выделений ильменита (Ilm): а – кристаллы ильменита (Ilm) с включениями кварца в ставролите (St). Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; б, в – замещение ильменита рутилом (Rt) и минералами гр. хлорита (Chl), Ms – мусковит: а – фото аншлифа в отраженном свете, б – изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.3.9. Morphology of ilmenite (Ilm) segregations: а – Ilmenite (Ilm) crystals with quartz inclusions in staurolite (St). Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; б, в – Ilmenite is replaced by rutile (Rt) and chlorite group minerals (Chl), Ms – muscovite: а – Photo of a polished section in reflected light, б – Back scattered electron imaging.

а – Photo of a polished section in reflected light, б – Back scattered electron imaging.

Таблица 3.3.4. Химический состав ильменита (масс. %).

№ п/п	1	2	3	4	5
№ обр.	1	2	194-10	185-10	271-10
TiO ₂	52.81	53.74	53.79	53.92	53.39
Al ₂ O ₃	0.23	1.55	0.33	0.09	0.08
Fe ₂ O ₃	7.28	4.95	–	–	–
FeO	39.17	36.85	44.19	44.33	44.64
MgO	0.32	0.07	0.40	0.47	0.00
MnO	0.67	0.90	0.40	1.03	0.32
SiO ₂	–	2.00	0.16	0.16	0.10
Nb ₂ O ₅	–	0.00	0.27	–	0.00
Сумма	100.48	100.06	99.54	100.00	98.53

Примечание: анализы 1, 2 – полный химический анализ из навески мономинеральной фракции; 3-5 – РСМА «Самса» MS-46.

3.3.5. Гётит – FeO(OH)

Гётит образуется в зоне выветривания кристаллических сланцев в процессе окисления сульфидов.

Согласно исследованиям С.С. Смирнова (Смирнов, 1951), первоначально по первичным сульфидам – пирротину и халькопириту, образуются дисульфиды – пирит, марказит и мельниковит, а затем гидроксиды железа – лимонит и гётит. Поэтому прожилки с гидроксидами железа часто переходят по простиранию в прожилки с дисульфидами, а зоны прожилков с гидроксидами обрамляются зонами прожилков с дисульфидами (рис. 3.3.10. а).

Процесс замещения сульфидов гётитом выражен в виде сети тонких прожилков, в которых кроме оксидов железа присутствует минерал группы хлорита (рис. 3.3.10. б). Прожилки обычно имеют зональное строение, вследствие неоднородности состава оксида. Последней стадией развития оксидов железа по сульфидам является их полное окисление, выщелачивание и образование полых гнезд с охрами железа, часто наблюдающимися на поверхности окисленных сланцев (рис. 3.3.10. в).

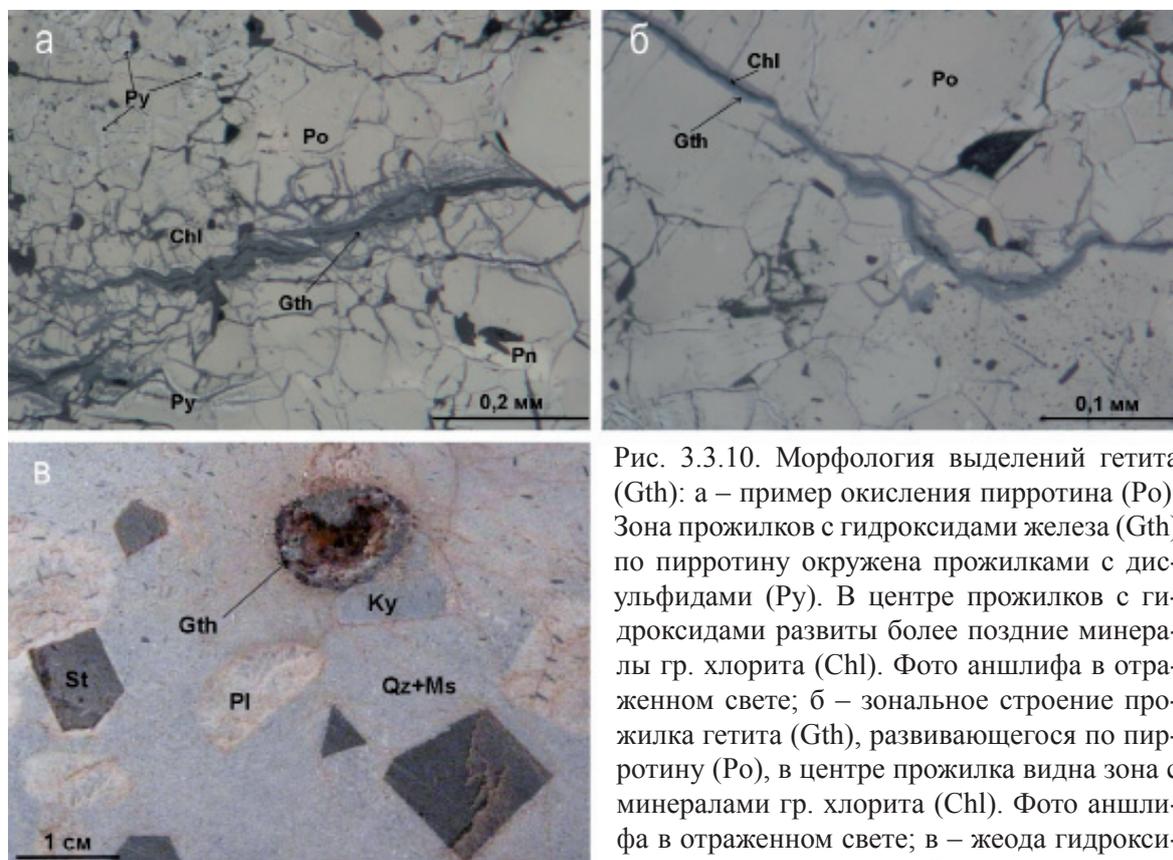


Рис. 3.3.10. Морфология выделений гетита (Gth): а – пример окисления пирротина (Po). Зона прожилков с гидроксидами железа (Gth) по пирротину окружена прожилками с дисульфидами (Py). В центре прожилков с гидроксидами развиты более поздние минералы гр. хлорита (Chl). Фото аншлифа в отраженном свете; б – зональное строение прожилка гетита (Gth), развивающегося по пирротину (Po), в центре прожилка видна зона с минералами гр. хлорита (Chl). Фото аншлифа в отраженном свете; в – жеода гидроксидов железа с гетитом (Gth) в порфиробластическом ставролитовом (St) сланце из зоны окисления. Pl – гр. плагиоклаза, Ky – кyanит, Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото штуфа.

стическом ставролитовом (St) сланце из зоны окисления. Pl – гр. плагиоклаза, Ky – кyanит, Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото штуфа.

Fig. 3.3.10. Morphology of goethite (Gth) segregations: а – Example of a pyrrhotite (Po) oxidation. A veinlet zone with iron hydroxides (Gth) on pyrrhotite is surrounded by veinlets with disulphides (Py). Late chlorite group minerals (Chl) developed in the centre of the veinlets with hydroxides. Photo of a polished section in reflected light; б – Zoned structure of a goethite (Gth) veinlet developing across pyrrhotite (Po), a zone with chlorite group minerals (Chl) can be seen in the centre of the veinlet. Photo of a polished section in reflected light; в – Geode of iron hydroxides with goethite (Gth) in a porphyroblastic staurolite (St) schist from an oxidation zone. Pl – plagioclase group minerals, Ky – kyanite, Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of a piece of rock.

3.4. Силикаты

3.4.1. Циркон – $Zr(SiO_4)$

Циркон является основным носителем циркония и одним из главных концентраторов редкоземельных элементов в кейвских сланцах (Лутц, 1967; Бельков и др., 1976; Войтеховский и др., 2011). Распределение больших и малых компонентов в породах определялось процессами первично-осадочного накопления, в том числе и концентрация редких металлов и редких земель, и дифференциации (Батиева, Бельков, 1960). По данным некоторых исследований, в связи с кейвскими сланцами формировались древние комплексные редкометалльные россыпи с цирконом, источником сноса которого предполагаются архейские Пурначские граниты и породы других комплексов (Гаскельберг, Рубинраут, 1974).

Нами изучен циркон в гранатовых, кианитовых и силлиманитовых сланцах. Исследования показали, что цирконовая минерализация имеет в этих породах связь не только с осадочным процессом, но и с последующими процессами изменения первичных пород.

Циркон в гранатовых сланцах

Гранатовые сланцы являются базальным горизонтом кейвского сланцевого комплекса и характеризуются наиболее высокими содержаниями циркония (Бельков и др., 1976).

Нами изучены формы выделения циркона в гранатовых сланцах месторождения г. Березовая. Состав гранатовых сланцев (об. %): кварц 40-45, мусковит 15-30, гр. граната 30-40, ильменит до 1, циркон до 1, единичные зерна рутила и молибденита. Циркон обнаружен в гранатовых сланцах исключительно в виде включений в главных породообразующих минералах – кварце и мусковите. Включения располагаются хаотически, приуроченность к каким-либо элементам структуры отсутствует. Размеры зерен от 0.01 до 0.2 мм. Преобладают включения неправильных округлых форм (рис. 3.4.1.), редко встречаются ограненные кристаллы, соответствующие дипирамидам. Морфология и взаимоотношение с породообразующими минералами показывают, что циркон захвачен мусковитом и кварцем в процессе роста и частично растворен, т.е. округлость зерен является не следствием окатанности, а обусловлена частичным растворением.

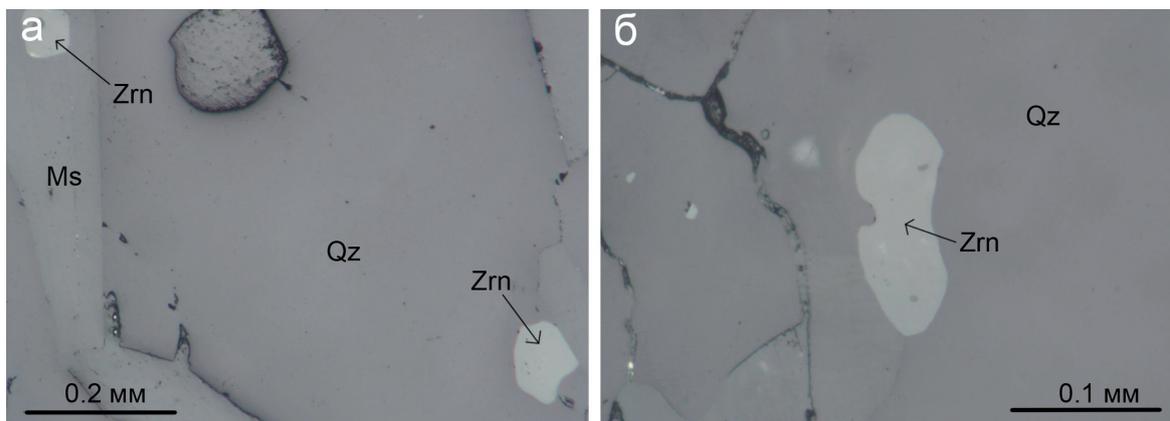


Рис. 3.4.1. а, б. Морфология зерен циркона (Zrn) в мусковите (Ms) и кварце (Qz) в гранатовых сланцах. Фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.4.1. а, б. Morphology of zircon (Zrn) grains in muscovite (Ms) and quartz (Qz) in garnet schists. Photo of polished sections in reflected light.

нием циркона. Интересно, что циркон не встречается в виде включений в минералах группы граната, возможно, в нем он полностью растворялся. Таким образом, циркон в гранатовых сланцах является дометаморфическим, первично осадочным минералом.

Циркон в кианитовых сланцах

Кианитовые сланцы, по данным химических анализов, содержат меньше редких металлов (РМ), чем гранатовые сланцы, но они более насыщены редкоземельными элементами (РЗЭ) (Лутц, 1967). Носителем РЗЭ считался алланит-(Ce), но часто его не обнаруживали в породах и тогда роль концентратора отводилась графиту. Современ-

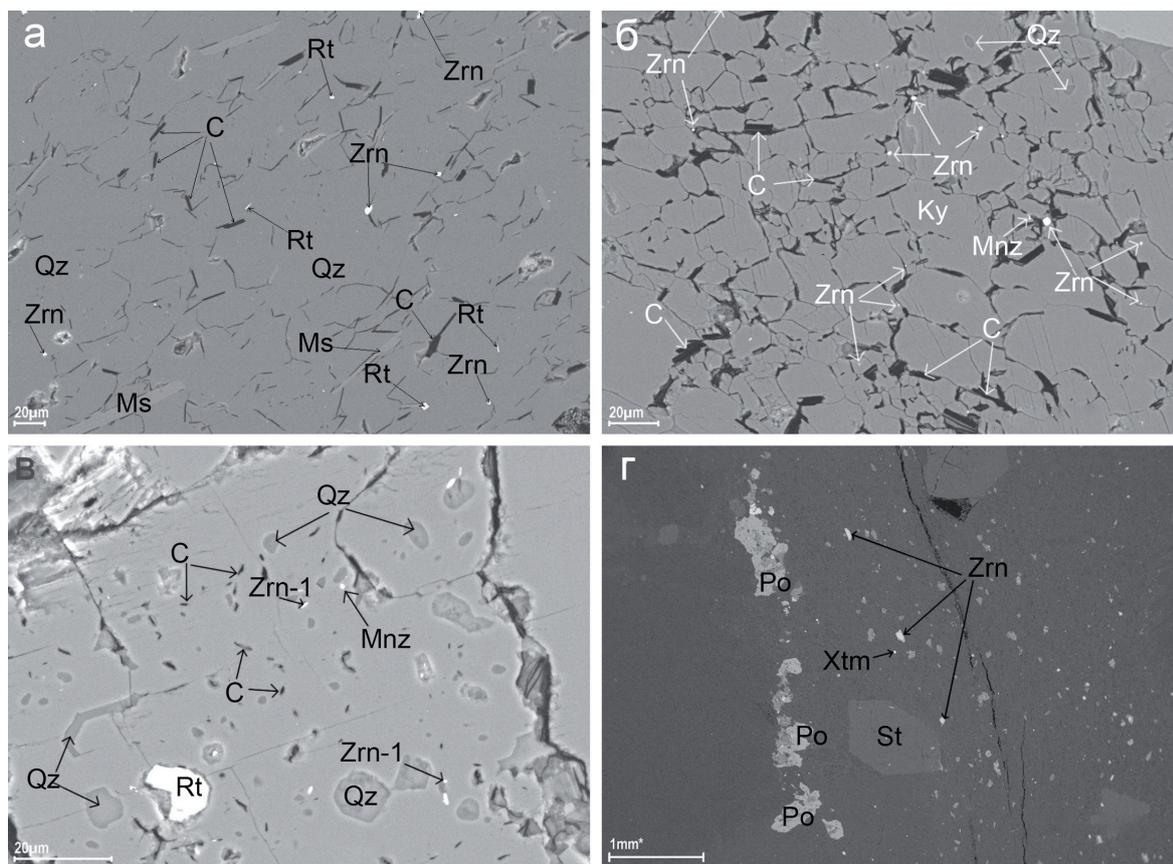


Рис. 3.4.2. Морфология выделения циркона (Zrn) в кианитовых сланцах: а – циркон-1 (Zrn) и другие первичные примеси в субстрате, состоящем на 87 об. % из кварца (Qz), 5 об. % из мусковита (Ms) и 5 об. % – рутила (Rt); б – включения циркона-1 (Zrn) в конкреции кианита-2 (Ky). Ассоциация: С – графит, Mnz – монацит; в – включения циркона-1 (Zrn-1) и других первичных примесей (Qz – кварц, Rt – рутил, Mnz – монацит, С – графит) в кристалле циркона-2 (Zrn-2); г – выделение циркона-2 (Zrn) совместно с ксенотимом (Xtm) в зоне трещиноватости с сульфидной жилой, сложенной преимущественно пирротинном (Po): кристаллы циркона и ксенотима отлагались вне жилы сульфидов параллельно ей. St – ставролит. Изображения в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.2. Morphology of zircon (Zrn) segregation: а – Zircon-1 (Zrn) and other initial admixed minerals in a substrate consisting of 87 vol. % of quartz (Qz), 5 vol. % of muscovite (Ms) and 5 vol. % – rutile (Rt); б – Zircon-1 (Zrn) inclusions in a kyanite-2 (Ky) concretion. C – graphite, Mnz – monazite; в – Zircon-1 (Zrn-1) and other original admixed minerals (Qz – quartz, Rt – rutile, Mnz – monazite, C – graphite) inclusions in a zircon-2 (Zrn-2) crystal; г – Zircon-2 (Zrn) and xenotime (Xtm) segregation in a cleavage zone near a sulphides vein mainly formed by pyrrhotite (Po): zircon and xenotime crystals were deposited outside the sulphides vein parallel to it. St – staurolite. Back scattered electron imaging.

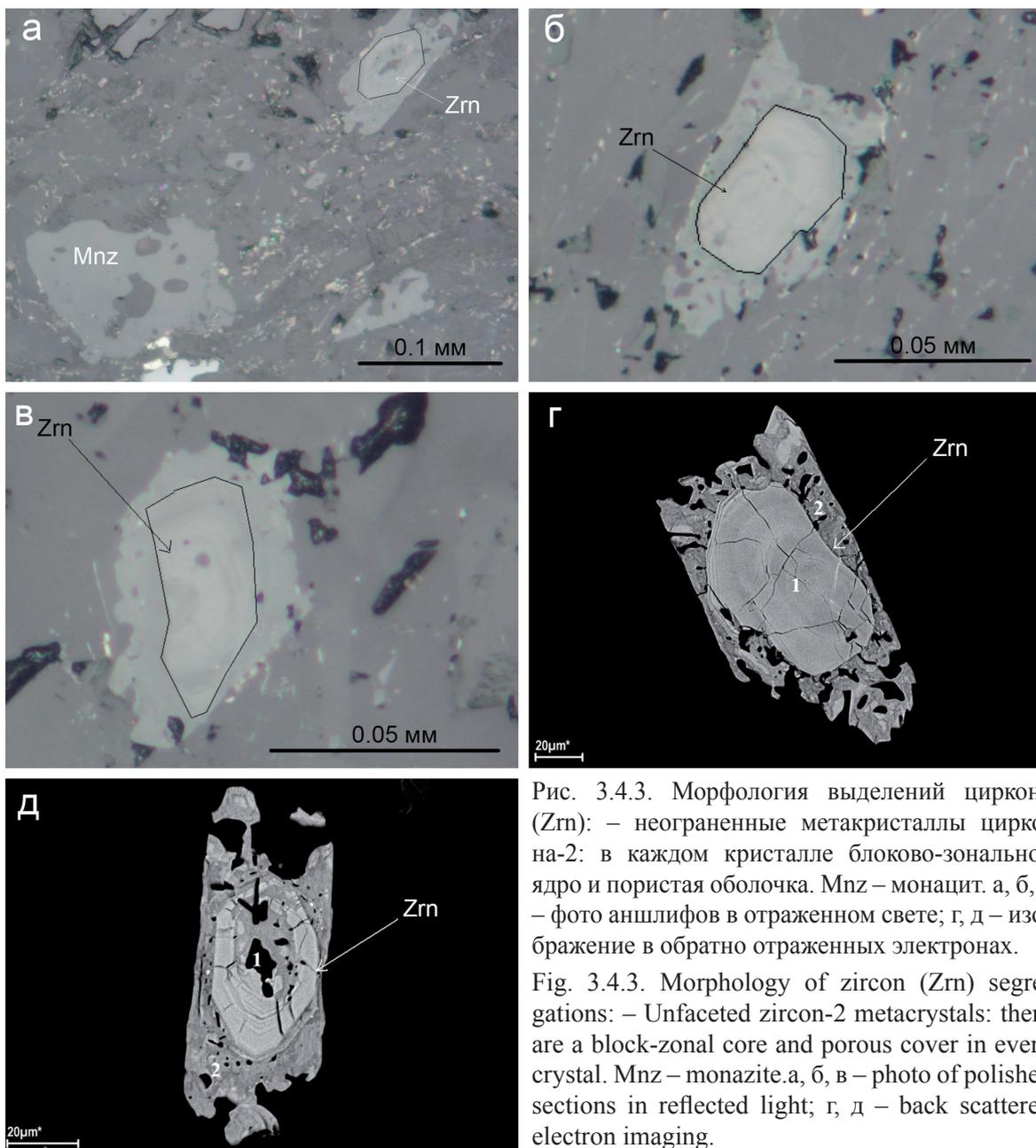


Рис. 3.4.3. Морфология выделений циркона (Zrn): – неограниченные метакристаллы циркона-2: в каждом кристалле блоково-зональное ядро и пористая оболочка. Mnz – монацит. а, б, в – фото шлифов в отраженном свете; г, д – изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.3. Morphology of zircon (Zrn) segregations: – Unfaceted zircon-2 metacrystals: there are a block-zonal core and porous cover in every crystal. Mnz – monazite. а, б, в – photo of polished sections in reflected light; г, д – back scattered electron imaging.

ные исследования геохимии РМ и РЗЭ в кианитовых сланцах показали ведущую роль в накоплении РМ и РЗЭ циркона и монацита (Войтеховский и др., 2011).

Циркон изучен в кианитовых сланцах месторождений Новая Шуурурта и Тяпш-Манюк. Минеральный состав кианитовых сланцев (об. %): кварц 45-50, кианит 30-40, мусковит 5-10, ставролит 1-6, минералы группы плагиоклаза 3-6, рутил 1-2, пирротин 2-5, графит 1-4, биотит и минералы группы хлорита 1-2; менее 1 – пирит, ильменит, халькопирит, сфалерит, Со-пентландит, циркон, монацит, ксенотим, кобальтин, молибденит, самородный висмут, хоулит, халькозин, ковеллин, виоларит, гётит, марказит. В кианитовых сланцах обнаружено две генерации циркона: первичный осадочный циркон-1 и метаморфогенный циркон-2.

Циркон-1 присутствует в виде вкрапленности в субстрате сланцев (рис. 3.4.2. а) и, непосредственно, как в конкрециях кианита-2 (рис. 3.4.2. б), так и во включениях в кристаллах кианита-2 (рис. 3.4.2. в). Циркон-1 весьма мелкозернистый, размеры зерен

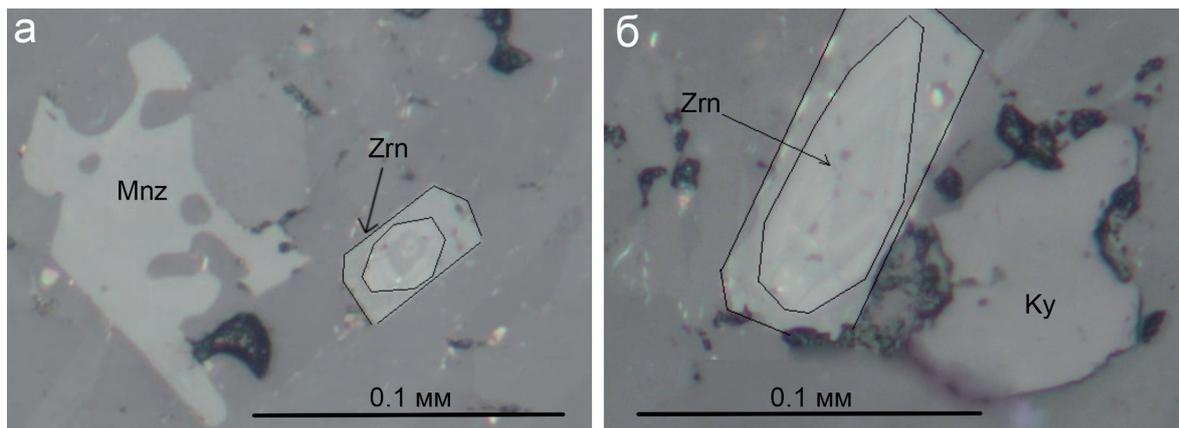


Рис. 3.4.4. а, б. Ограниченные кристаллы циркона-2 (Zrn) призматического облика: в каждом кристалле наблюдается ядро зонального строения. Фото шлифов в отраженном свете.

Fig. 3.4.4. а, б. Faceted prismatic-shaped zircon-2 (Zrn) crystals: there is a core with a zonal structure in every crystal. Photo of polished sections in reflected light.

1-5 мкм, формы угловатые, тип зерен обломочный. Содержание циркона-1 в отдельных участках достигает 1 об. %. Циркон-1 ассоциирует с рутилом и монацитом.

Интересно поведение циркона-1 в конкрециях кианита-2. Исследования конкреций показали, что количество зерен циркона-1 зависит от размера конкреций и на краях конкреций его больше, чем в центре (Войтеховский и др., 2011). Предполагается, что в процессе метасоматического роста конкреций кианита, циркон-1 захватывался кианитом и концентрировался по границам зерен, чем крупнее конкреция, тем больше циркона, что и привело к неравномерному распределению циркона и накоплению примесей редких металлов в крупноконкреционных рудах. Химические анализы подтверждают, что конкреции отличаются более высоким содержанием циркония (табл. 3.4.1.1.), чем руда и кианит в отдельности. В целом циркон-1 рассматривается как осадочное образование, возникшее до кианита и ставролита, совместно с рутилом-1 и монацитом-1.

Таблица 3.4.1.1. Содержание циркония и других редких металлов в некоторых образованиях кейвской серии (г/т).

Руда, порода, минерал	Sc	Zr	Hf	Th	Y
Руда	13.2	732	21.2	35.5	71.1
Конкреции	4.4	1799.2	11.1	12.8	38.4
Мусковит	106.8	1605	33.5	17.3	95.4
Графит	2.7	1296	29.3	20.5	73.8
Кианит	4.9	430	10.2	3.1	18.6
Кварц	6.3	815	21.3	7.4	54
Силлиманитовый сланец	4.3	230.1	4.6	6.7	7.6

Примечание: Исследованы концентраты минералов и средние пробы руды. Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ELAN 9000 DRC-e. Аналитик Дрогобужская С.В.

Циркон-2, значительно отличается от циркона-1. Он представлен разнообразными выделениями метакристаллов в кианитовых сланцах, ассоциирует с наложенной полиметаллической и редкоземельно-фосфорной минерализацией. В составе минерализации наблюдается широкий спектр минералов: ильменит, пирротин, кобальтпентландит, халькопирит, кобальтин, галенит, молибденит, сфалерит, хоулит, само-

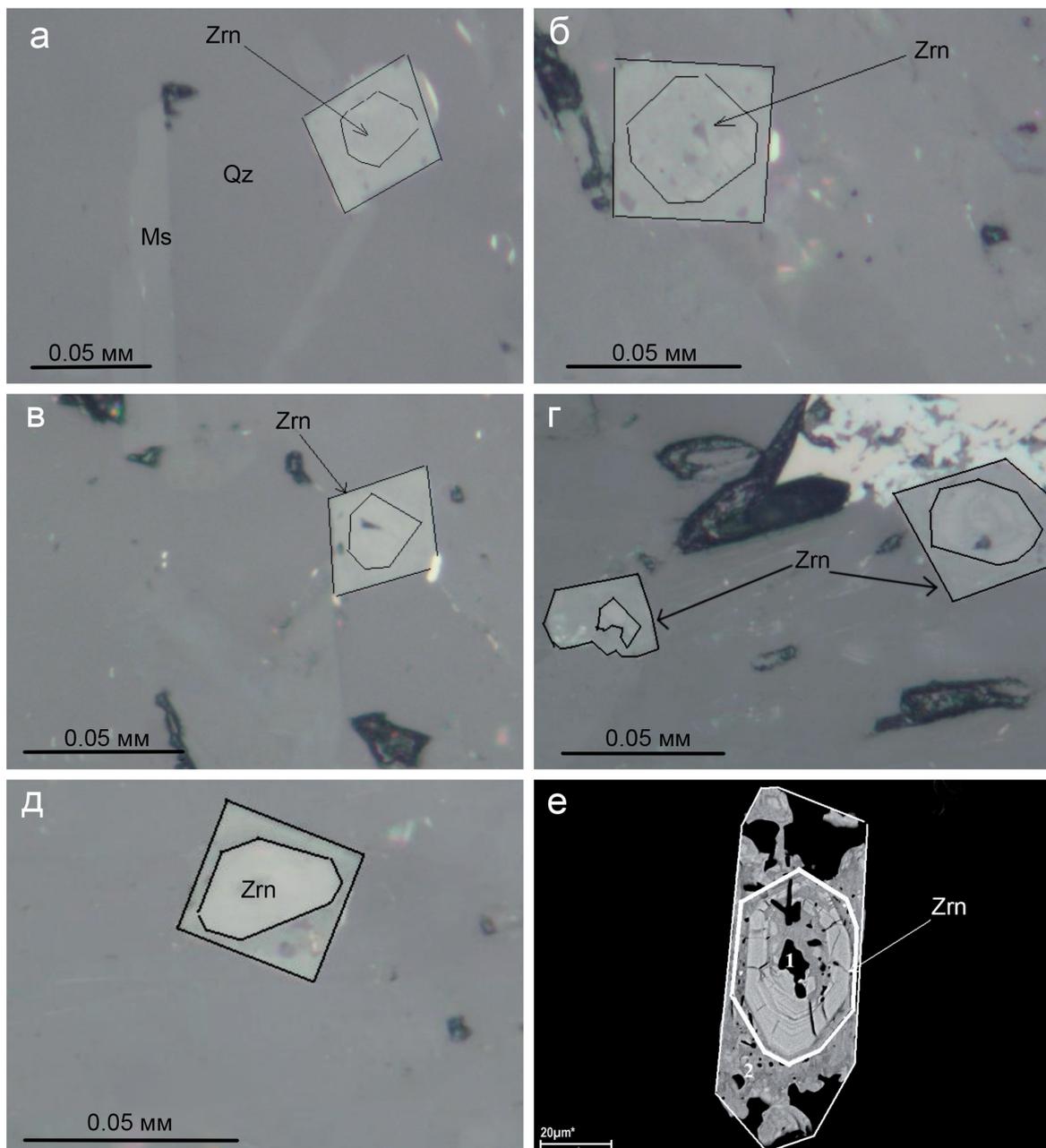


Рис. 3.4.5. Морфология выделений циркона (Zrn): а-д – оgranенные кристаллы циркона-2 (Zrn) дипирамидального облика: в каждом кристалле наблюдается ядро неоднородного строения и однородная зона дипирамидального кристалла. Фото шлифов в отраженном свете; е – схема первичной зональности в неограненном кристалле циркона-2 (Zrn): в ядре располагается тонкозональное зерно первого зарождения (1), на которое нарастала оболочка второго зарождения циркона (2), затем весь кристалл был подвержен растворению и образовалась пористая структура. Изображение в обратно отраженных электронах. Линиями показаны восстановленные контуры ядра и оболочки.

Fig. 3.4.5. Morphology of zircon (Zrn) segregation: а-д – Faceted dipyramidal zircon-2 (Zrn) crystals: there are a core with uneven structure and dipyramidal crystal even zone in every crystal. Photo of polished sections in reflected light; е – Initial zonation scheme in an unfaceted zircon-2 (Zrn) crystal: in the core, there is a thin zonal first genesis core (1) which was overgrown by a zircon second genesis cover (2), then the whole crystal was dissolved, and a porous structure formed. Back scattered electron imaging. Lines show reconstructed outlines of the core and cover.

родный висмут, гр. апатита, ксенотим, монацит и циркон. Вся ассоциация отлагалась после формирования конкреций кианита и ставролита, т. е. относится к третьей минеральной ассоциации. Циркон-2 тяготеет к редкометалльно-редкоземельной ассоциации минералов, особенно к монациту, и отлагался позднее сульфидной полиметаллической ассоциации (Нерадовский, Войтеховский, 2013). В зонах трещиноватости с указанной минерализацией циркон отлагался преимущественно вне сульфидных жил (рис. 3.4.2. г).

По форме и внутреннему строению кристаллы циркона-2 можно разделить на три группы: 1) неограниченные метакристаллы с блоково-зональным ядром (рис. 3.4.3.); 2) ограниченные призматические кристаллы с зональным ядром (рис. 3.4.4.); 3) ограниченные дипирамидальные кристаллы с блочно-неоднородным ядром (рис. 3.4.5.).

В генезисе неограниченных кристаллов циркона-2 можно выделить три стадии: на первой стадии были образованы кристаллы с тонкой зональностью и сложной ограничкой, на второй стадии на них нарастала зона нового циркона призматического габитуса, в ней нет внутренней зональности и ограничка кристаллов простая. Контуры этих кристаллов хорошо угадываются по реликтам оболочки (рис. 3.4.3.). На третьей стадии весь кристалл подвергался диффузионному растворению, в результате которого циркон-2 приобрел пористое ситовидное строение. Т.о. этот вид кристаллов циркона некогда обладал хорошей ограничкой. Оценка состава кристаллов циркона-2 показала, что распределение содержания ZrO_2 в кристаллах – равномерное.

В генезисе ограниченных кристаллов призматического облика можно выделить только две стадии кристаллизации, отмеченные выше на неограниченных кристаллах. После покрытия ядра второй зоной эти кристаллы не подвергались выщелачиванию.

В генезисе ограниченных кристаллов дипирамидального облика также можно выделить две стадии: зарождение микроблокового ядра и обрастание его зоной дипирамидального кристалла. Особенностью этих кристаллов является микроблочное неоднородное ядро и однородная оболочка. После кристаллизации оболочки кристаллы не подвергались изменениям, в этом плане они сходны с кристаллами призматического облика.

Циркон в силлиманитовых сланцах

Согласно более ранним исследованиям, силлиманитовые сланцы образованы за счет изменения кианитовых сланцев под воздействием щелочных гранитов (Суслова, 1960). В местах интенсивного выделения силлиманита возникли плейчато-деформированные сланцы с графитом, ильменитом, ставролитом, корундом, самородным железом и цирконом. Теоретически следовало ожидать в силлиманитовых сланцах реликты цирконов характерных для кианитовых сланцев, однако здесь обнаружены совершенно другие цирконы.

Обнаружено две разновидности циркона, которые могут рассматриваться как генерации.

Первая генерация сложена призматическими кристаллами с блоковым неоднородным ядром (рис. 3.4.6. а, б). Встречается в единичных зернах. Размеры кристаллов достигают 0.5 мм. Наблюдается изменение кристаллов под воздействием поздних поровых растворов.

Вторая генерация циркона представлена призматическими кристаллами без ядра. Циркон-2 присутствует в значительном количестве в местах интенсивного развития графита в силлиманитовых сланцах. Распределение циркона неравномерное. Он образует вкрапленность и жилки (рис. 3.4.6. в, г), при этом тесно ассоциирует с графитом, рутилом и корундом (рис. 3.4.7.). Концентрация циркона в локальных участ-

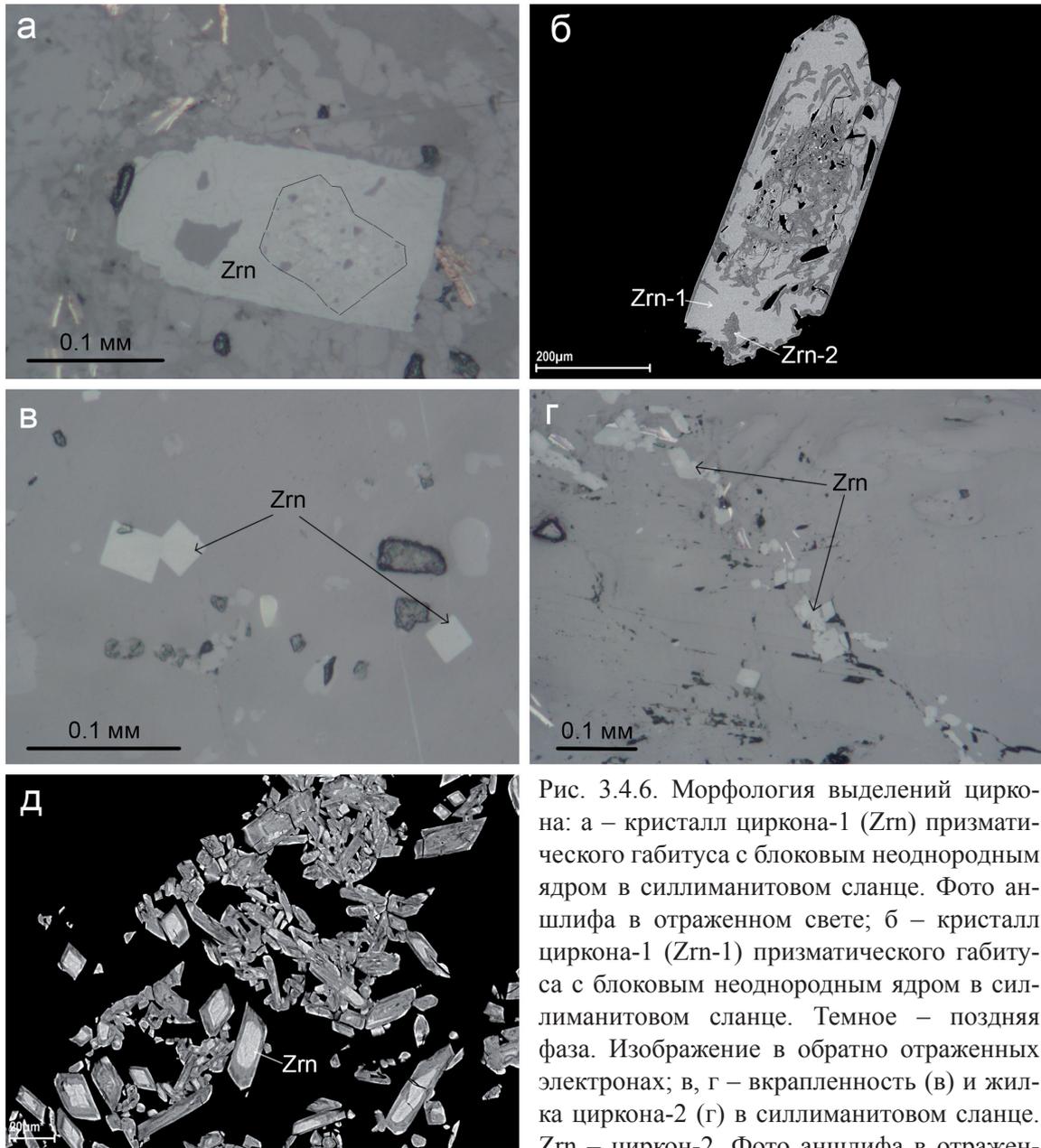


Рис. 3.4.6. Морфология выделений циркона: а – кристалл циркона-1 (Zrn) призматического габитуса с блоковым неоднородным ядром в силлиманитовом сланце. Фото аншлифа в отраженном свете; б – кристалл циркона-1 (Zrn-1) призматического габитуса с блоковым неоднородным ядром в силлиманитовом сланце. Темное – поздняя фаза. Изображение в обратно отраженных электронах; в, г – вкрапленность (в) и жилка циркона-2 (г) в силлиманитовом сланце. Zrn – циркон-2. Фото аншлифа в отраженном свете; д – строение жилки, сложенной цирконом-2. Изображение в обратно отраженных электронах.

ном свете; д – строение жилки, сложенной цирконом-2. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.6. Morphology of zircon segregations: а – Zircon-1 (Zrn) crystal of a prismatic habitus with a block uneven core in a sillimanite schist. Photo of a polished section in reflected light; б – Zircon-1 (Zrn-1) crystal of the prismatic habitus with the block uneven core in the sillimanite schist. Dark – late phase. Back scattered electron imaging; в, г – Dissemination (в) and a small zircon-2 (г) vein in the sillimanite schist. Zrn – zircon-2. Photo of a polished section in reflected light; д – Structure of the small vein formed by zircon-2. Back scattered electron imaging.

ках достигает 5 об.%, в жилках с графитом – до 50 об.%. Размеры кристаллов от 0.01 до 0.6 мм. Кристаллы циркона-2 имеют простые формы с преобладанием тетрагональной призмы и дипирамиды (рис. 3.4.7, 3.4.8.). Все кристаллы подвержены химическому воздействию и состав его изменен в разной степени в разных кристаллах.

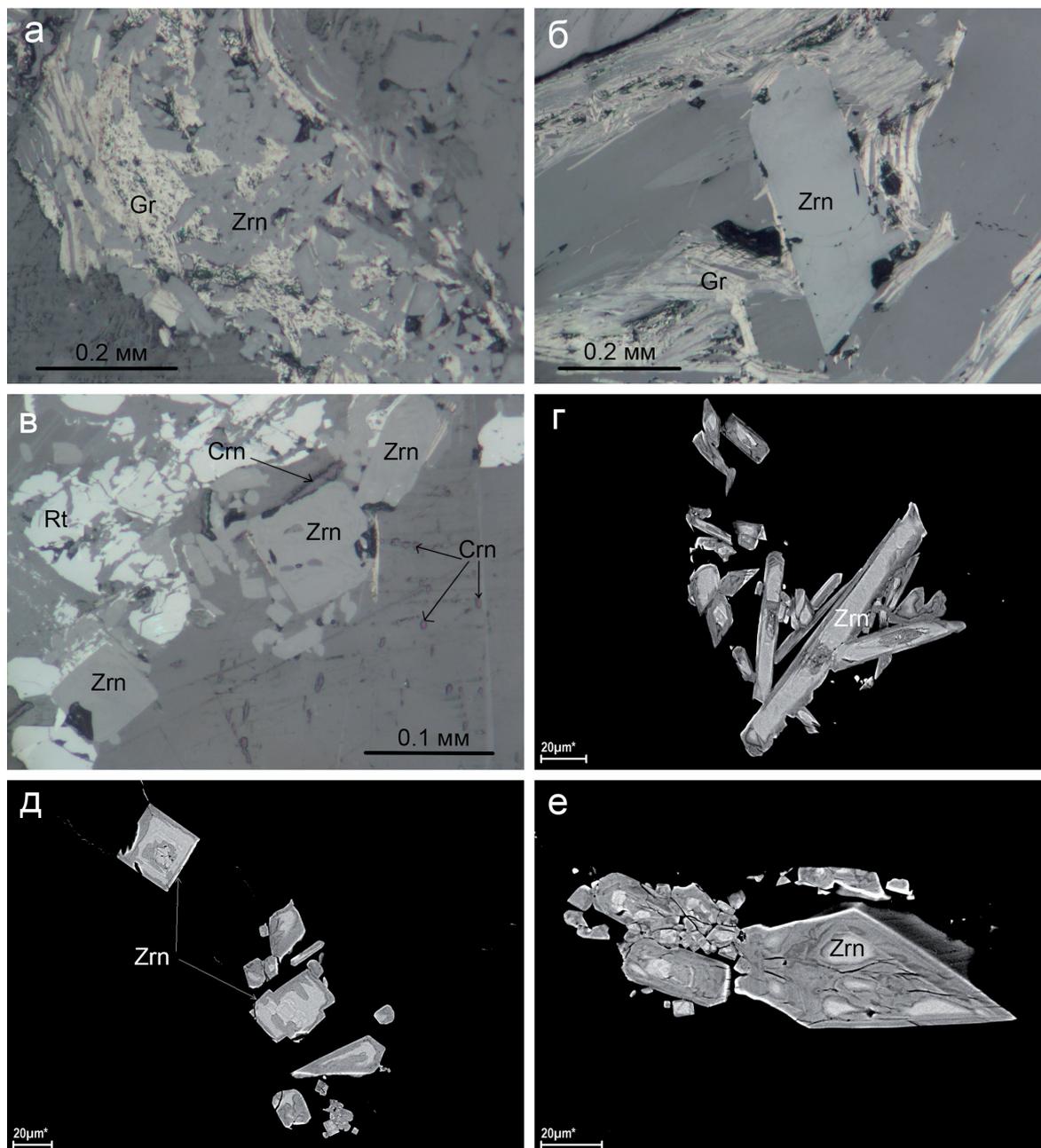


Рис. 3.4.7. Морфология выделений циркона (Zrn): а-в – тесное срастание циркона с графитом (а, б), рутилом и корундом (в). Crn – корунд (?), Gr – графит, Rt – рутил. Фото шлифов в отраженном свете; г-е – строение кристаллов циркона в продольном (г), поперечном (д) и косом (е) сечении призм. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.7. Morphology of zircon (Zrn) segregations: а-в – Intimate zircon-graphite (а, б), zircon-rutile-corundum intergrowths (в). Crn – corundum Gr – graphite, Rt – rutile. Photo of polished sections in reflected light; г-е – Structure of zircon crystals in longitudinal (г), cross (д) and transverse (е) sections of prisms. Back scattered electron imaging.

В связи с этим преобладают зерна с вторичной зональностью. Исследование химического состава показало, что первичный циркон растворен и замещен вторичным цирконом, содержащим примесь Al_2O_3 , FeO и CaO (табл. 3.4.1.2.). Состав первичного циркона (масс. %): SiO_2 32.73–36.45; ZrO_2 63.55–65.38. Состав вторичного циркона (масс. %): SiO_2 30.70–34.68; ZrO_2 57.60–61.74; Al_2O_3 1.92–5.01; FeO 0.65–1.12; CaO 2.35–2.78.

В присутствии примесей снижается содержание ZrO_2 и SiO_2 . В составе обоих разновидностей цирконов спорадически обнаруживается примесь Hf от 1.56 до 1.90 масс. %, при этом снижается содержание только SiO_2 . В целом, изменение состава циркона аналогично таковому для щелочных гранитов Западных Кейв (Бельков, 1962).

Таблица 3.4.1.2. Химический состав циркона в силлиманитовых сланцах (масс. %).

№№ п/п	1	2	3	4	5
<i>Разновидность</i>	<i>ядра и неизменные участки кристаллов</i>				
№№ обр.	264-10-а	264-10 2-1а	264-10 3-3а	267-10 1-1а	271-10 2-1а
Al_2O_3	0.11				
SiO_2	32.73	36.45	36.29	36.21	36.41
CaO					
FeO	0.06				
ZrO_2	65.38	63.55	63.71	63.79	63.59
Hf_2O_3	1.56				
Сумма	99.84	100	100	100	100

№№ п/п	6	7	8	9	10	11
<i>Разновидность</i>	<i>каймы, прожилки и измененные участки кристаллов</i>					
№№ обр.	264-10-2-1б	264-10-3-3б	264-10-3-3с	264-10-3-3д	267-10-1-3а	271-10-2-1б
Al_2O_3	2.87			5.01	1.92	3.75
SiO_2	33.19	34.64	34.68	33.19	30.07	33.69
CaO	2.63	2.78	2.63	2.72	2.66	2.35
FeO	0.85	1.11	0.95	1.12	0.91	0.65
ZrO_2	60.46	61.47	61.74	57.6	62.92	60.56
Hf_2O_3					1.90	
Сумма	100	100	100	100	100	100

Примечание: 1 – РСМА «Сатеса» MS-46, 2 - 11 – оценка состава, СЭМ LEO-1450 с приставкой Röntec. Аналитик Е.Э. Савченко.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы:

Циркон в кристаллических сланцах Кейв представлен несколькими генетическими типами, образование которых связано как с осадочным процессом, так и последующими метаморфическими и метасоматическими процессами изменения сланцев.

В гранатовых сланцах циркон относится к первичным осадочным образованиям. Зерна циркона в различной степени окатаны, захвачены кварцем и мусковитом в процессе метаморфизма осадков и частично перекристаллизованы в процессе метаморфизма осадочных пород.

В кианитовых сланцах присутствуют два типа циркона – осадочный и метаморфо-метасоматический. Зерна циркона осадочного типа рассеяны в кварц-мусковитовом субстрате сланцев и в конкрециях кианита-2. Метаморфо-метасоматический тип циркона связан с зонами наложенной на кианитовые сланцы полиметаллической и редкометалльно-редкоземельной минерализации.

В силлиманитовых сланцах циркон представлен двумя генерациями метаморфо-метасоматического типа. Первая генерация, вероятно, сингенетична субстрату сланцев, из которого сформировались силлиманитовые сланцы и аналогична метаморфо-метасоматическому циркону в кианитовых сланцах. Вторая генерация связана с мета-

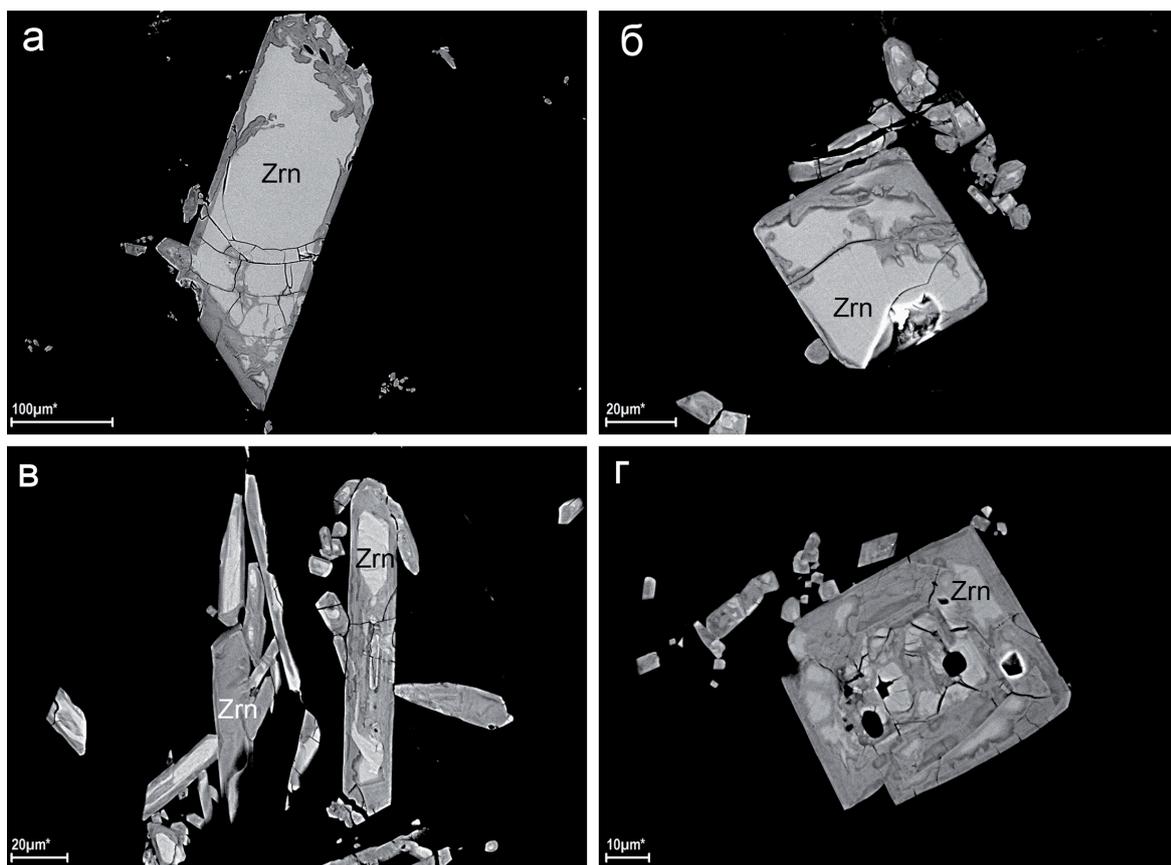


Рис. 3.4.8. Морфология выделений циркона (Zrn): а-б – строение слабо измененных кристаллов циркона: темный циркон – поздняя фаза; в-г – строение сильно измененных кристаллов циркона: темный циркон – поздняя фаза. Изображение в обратно отраженных электронах.
 Fig. 3.4.8. Morphology of zircon (Zrn) segregations: а-б – Structure of least-altered zircon crystals: dark zircon – late phase; в-г – Structure of hard-altered zircon crystals: dark zircon – late phase. Back scattered electron imaging.

соматическим этапом кристаллизации в силлиманитовых сланцах графита и корунда и обусловлена привнесом редких металлов под воздействием щелочных гранитов.

Метаморфо-метасоматические цирконы в кианитовых и в силлиманитовых сланцах имеют сходные кристаллографические формы и подверглись, вероятно, одинаковому позднему кальциевому метасоматозу с выносом из циркона циркония и кремния и отложением кальция, железа и алюминия.

3.4.2. Силлиманит – Al_2SiO_5

Силлиманит является главным минералом в силлиманитовых и силлиманито-ставролито-слюдяных сланцах в западной части Кейв. Они изучены наиболее подробно С.Н. Сусловой (Сулова, 1960). Согласно данным С.Н. Сусловой, кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы в западной части Кейв полностью преобразованы в силлиманитовые



Рис. 3.4.9. Силлиманитовый сланец. Фото штуфа.
 Fig. 3.4.9. Sillimanite schist. Photo of a piece of rock.

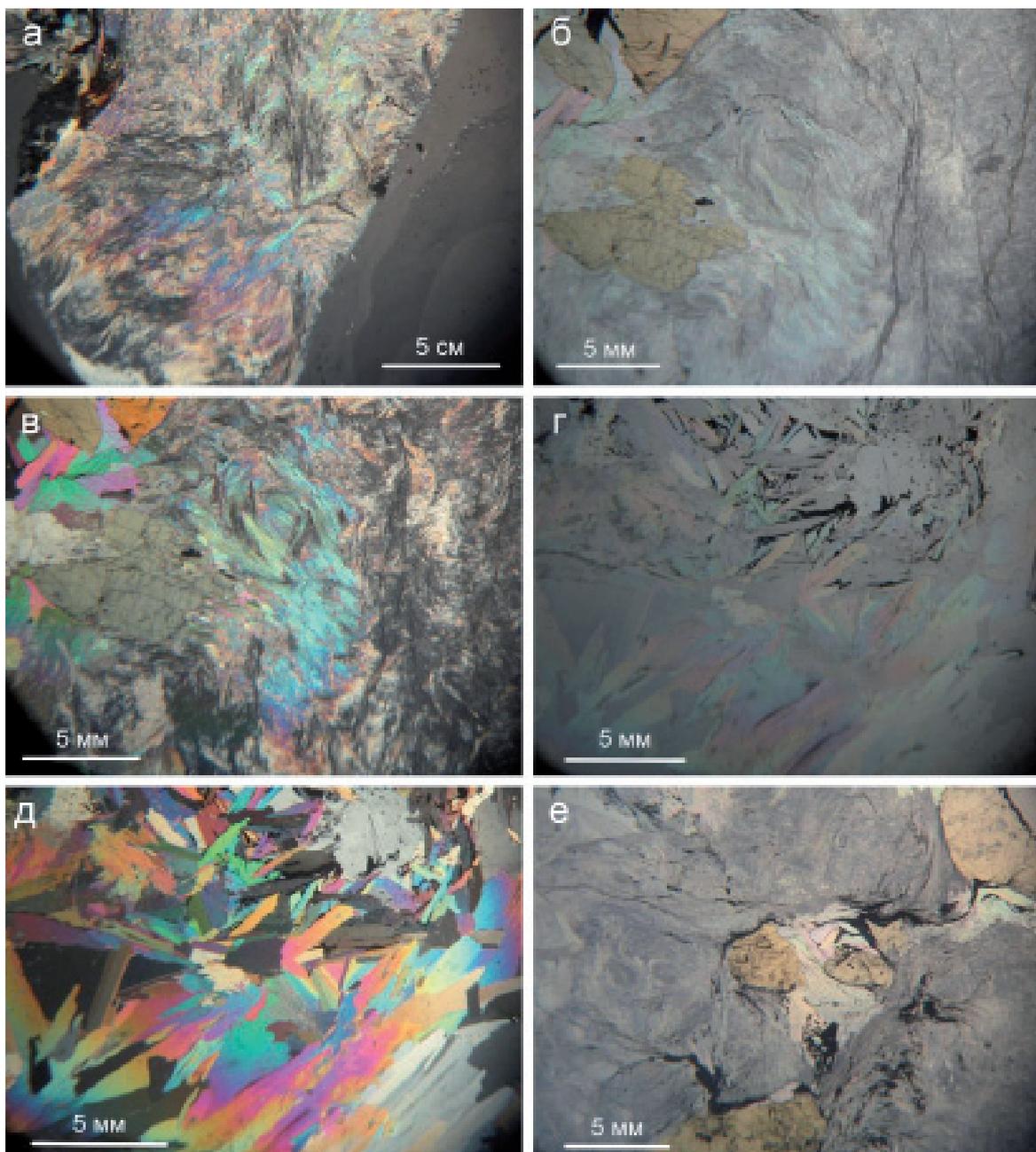


Рис. 3.4.10. Морфология выделений силлиманита: а – сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов силлиманита; б, в – реликты замещенных силлиманитом кристаллов ставролита в сланце; г, д – структура замещения силлиманита мусковитом; е – узловатая текстура силлиманита с включениями графита и ильменита (черное). Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, в, г, д – николи скрещены; б, е – без анализатора.

Fig. 3.4.10. Morphology of sillimanite segregations: а – Sheaf-like aggregates of acicular sillimanite crystals; б, в – Relics of staurolite crystals, which were replaced by sillimanite in a schist; г, д – Texture of a sillimanite replacement by muscovite; е – Knotty structure of sillimanite with graphite and ilmenite inclusions (black). Photo of transparent sections in transmitted light; а, в, г, д – crossed nicols; б, е – with no analyzer.

и слюдяно-силлиманито-ставролитовые сланцы. Нами силлиманит изучен в сланцах г. Макзабак.

По нашим данным, силлиманит принадлежит к одной генерации. Преимущественно развит в виде тонковолокнистых агрегатов розовато-белого цвета, с шелковистым отливом в изломе (рис. 3.4.9.). Структура агрегатов сноповидная, индивидуальные игольчатые (рис. 3.4.10. а, б). Реликтов первичных минералов, по которым образован силлиманит, не обнаружено. Химический состав силлиманита (масс. %): SiO_2 37.07; Al_2O_3 62.66; FeO 0.27 (Röntec SEM Leo 1450, аналитик Е.Э. Савченко).

В минеральной ассоциации с силлиманитом установлены: графит, циркон, ставролит, мусковит, ильменит, рутил, корунд, самородное железо, алланит (Ce) и минералы группы хлорита. Из этой ассоциации более ранним минералом является ставролит. Он замещается силлиманитом, корродированные кристаллы ставролита присутствуют среди силлиманита (рис. 3.4.10. в). В ставролите наблюдаются включения измененного алланита (Ce), очевидно, образованного также раньше силлиманита. Мусковит, второй по распространенности минерал в этих породах, образован позднее силлиманита, замещает его (рис. 3.4.10. г) и образует жилы крупных кристаллов. Ильменит, циркон, графит и корунд генетически связаны с силлиманитом и образуют в сростании с ним линзовидно-чешуйчатые включения, подчиненные узловой текстуре сноповидных агрегатов силлиманита (рис. 3.4.10. д). Жилы с этими минералами пересекают ставролит (рис. 3.4.10. е). Вероятно, образование этих минералов происходило совместно с силлиманитом, но позднее циркон и ильменит подверглись замещению и преобразованию в новые фазы: по циркону образовался новый циркон, а по ильмениту – рутил, минералы группы хлорита и корунд. Позднее силлиманита выделялось также самородное железо, образующее наросты на силлиманите.

3.4.3. Кианит– $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_2)$

Кианит – ключевой минерал для понимания генезиса кристаллических сланцев Кейв (Кумари, 1937; Борисов, 1940; Бельков, 1958; 1962; 1963; Мирская, 1960). В опубликованных работах рассмотрен кианит в кианитовых сланцах. Кианит в ставролитовых сланцах ранее специально не изучался, но, как показали новые данные, генезис кианита в них отличается от такового в кианитовых сланцах, поэтому в настоящей работе он рассмотрен отдельно.

Кианит в кианитовых сланцах

В кианитовых сланцах, по нашим представлениям, имеет место развитие трех зарождений кианита.

Кианит-1. К первому зарождению относится кианит, присутствующий в субстрате сланцев в виде микроконкреций и разрозненных кристаллов (рис. 3.4.11.).

Размеры микроконкреций составляют от 1 до 6 мм. Они сложены преимущественно изометрическими зернами кианита, размером менее 0.2 мм, но по периферии конкреций изометрические зерна кианита переходят в столбчатые кристаллы (рис. 3.4.11. б), такие кристаллы встречаются и отдельно от конкреций в субстрате (рис. 3.4.11. в). Исследование кристаллов кианита-1 показало, что они имеют индивидуальные простые формы и отличаются от кристаллов поздних генераций кианита (Нерадовский и др., 2014).

Микроконкреции являются наиболее ранними выделениями кианита. Они образовались до складчатости, часто находятся в составе S-образных изгибов прослоев сланца, указывающих на пластическое перемещение слоев и вращение конкреций, т.е.

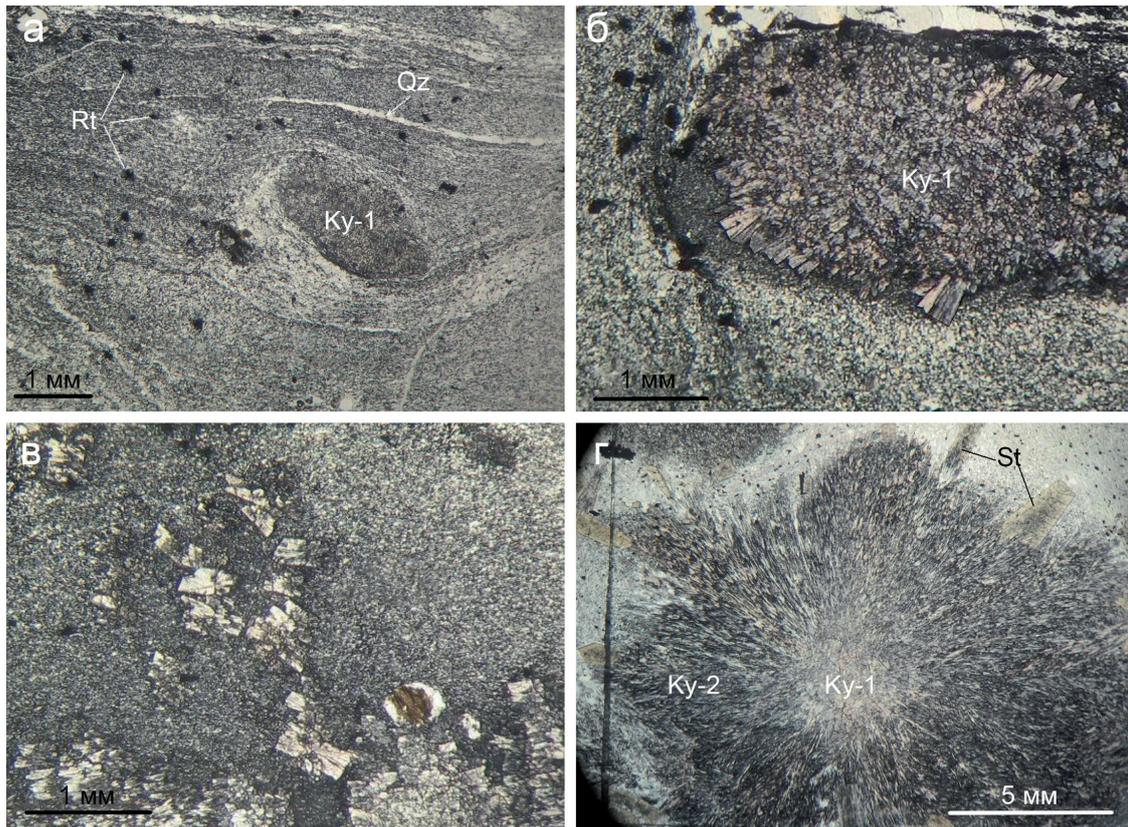


Рис. 3.4.11. Морфология выделений кианита (Ky): а – конкреция кианита-1 (Ky-1) в составе S-образного изгиба прослоев сланца, указывающего на пластическое перемещение слоев, видно вращение конкреции, как более жесткого элемента сланца. Rt – рутил, Qz – кварц; б – столбчатые кристаллы кианита-1 по краям конкреции; в – столбчатые кристаллы кианита-1 в субстрате; г – кианит-2 (Ky-2), слагающий небольшую симметричную конкрецию с кианитом-1 в центре («ежик»). St – ставролит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.11. Morphology of kyanite (Ky) segregations: а – Kyanite-1 (Ky-1) concretion as a part of an S-shaped bend of schist interlayers showing plastic shifts of layers, the concretion visibly rotates as a harder schist element. Rt – rutile, Qz – quartz; б – Columnar kyanite-1 crystals along edges of the concretion; в – Columnar kyanite-1 in a substrate; г – Kyanite-2 (Ky-2) builds a small symmetrical concretion with kyanite-1 in the centre («hedgehog»). St – staurolite. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

микроконкреции участвовали в складчатом процессе. Образование кианита-1 относится к раннему этапу метаморфизма осадочных пород. Объем сохранившихся обособленных микроконкреций невелик, но в измененном виде они присутствуют в конкрециях кианита-2. С кианитом-1 связана ассоциация первичных минералов раннего этапа регионального метаморфизма: кварц-1, мусковит-1, графит-1, рутил-1.

Кианит-2 – второе зарождение кианита. Этим кианитом сложена основная масса агрегатов метельчатого, сферического, радиально-лучистого, волокнистого строения, в том числе главного морфогенетического типа руд – конкреционного. Размеры конкреций кианита-2 варьируют от 0.5 см до 10 см. Размеры индивидов кианита-2 находятся в пределах от 0.1 до 1 мм.

Все конкреции кианита-2 имеют четко выраженный центр, сложенный кианитом-1, от которого росли снопы игольчатых кристаллов и в мелких (рис. 3.4.11. г) и в крупных конкрециях (рис. 3.4.12.).

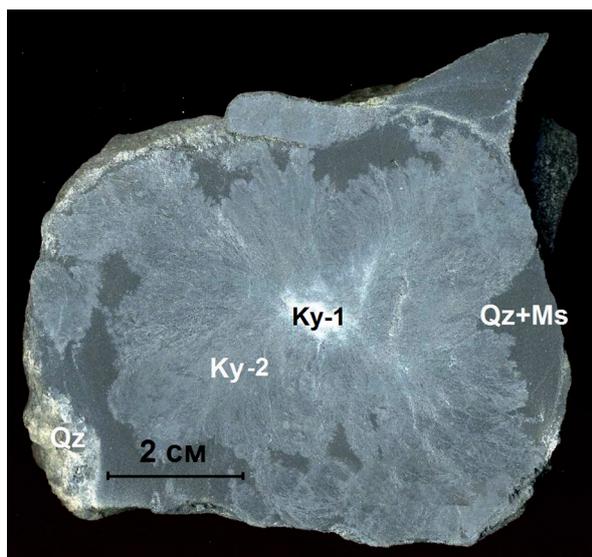


Рис. 3.4.12. Кианит-2 (Ky-2), слагающий крупную радиально-лучистую конкрецию с осветленным кианитом-1 (Ky-1) в ядре. Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото штуфа.

Fig. 3.4.12. Kyanite-2 (Ky-2) building a large radially fibrous concretion with pale kyanite-1 (Ky-1) in the core. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of a piece of rock.

Кианит-1 в центре конкреций состоит из равномернозернистого криптокристаллического агрегата зерен и имеет блочную (или паркетную) структуру (рис. 3.4.13. а, б). По периферии он обрамлен зонами столбчатого кианита (рис. 3.4.13. в). Кианит-2 нарастал на столбчатые кристаллы, которые сфероидально обрамляют агрегаты «паркетного» субмикроскопического кианита-1. Таким образом, строение ядерной части конкреций кианита-2 аналогично микроконкрециям кианита-1, поэтому можно предполагать, что зародышами кианита-2 являлись кристаллы кианита-1. Сфероидальная форма агрегатов кианита-1 объясняет конкреционную форму кианита-2.

Рост кианита-2 в конкрециях сопровождался появлением между кристаллами кианита-2 включений графита, в связи с этим кианит-2 становится «черным» (рис. 3.4.13. г). Согласно гипотезе И.В. Белькова (Бельков, 1963), кианит-2 кристаллизовался, метасоматически замещая субстрат, при этом кварц и мусковит использовались для формирования кианита, а графит оставался и концентрировался между его кристаллами.

В ассоциации с кианитом-2 кристаллизовались кварц-2, мусковит-2, графит-2, рутил-2. Позднее кианита-2 выделялись: цинкоставролит, ставролит, ильменит, биотит и др. Минеральная ассоциация свидетельствует о том, что в завершающий период выделения кианита-2 в системе повысилась активность Fe, Mg, Mn, Ti, Zn, K и F, что, возможно, связано с внедрением основных интрузий (Бельков, 1963).

Кристаллизация конкреций кианита-2 происходила в спокойных тектонических условиях, метасоматическим путем с замещением субстрата сланцев (Бельков, 1963). Процесс роста конкреций кианита-2 в разных участках сланцев происходил с разной интенсивностью, поэтому диапазон размеров конкреций широкий. Центр роста кианита-2 располагается по-разному относительно симметрии конкреции, что связано с характером роста конкреции.

В условиях свободного роста кианит-2 нарастал равномерно во все стороны и образовывались симметричные округлые конкреции (рис. 3.4.11. г, 3.4.12). В условиях стесненного роста кианит-2 нарастал в сторону наиболее активного притока растворов, преимущественно по слоистости сланца и образовались асимметричные сноповидные конкреции (рис. 3.4.13. е).

Некоторые конкреции активно росли с удлинением поперек слоистости сланцев, в этом случае при замещении субстрата сохранялась слоистая текстура сланца

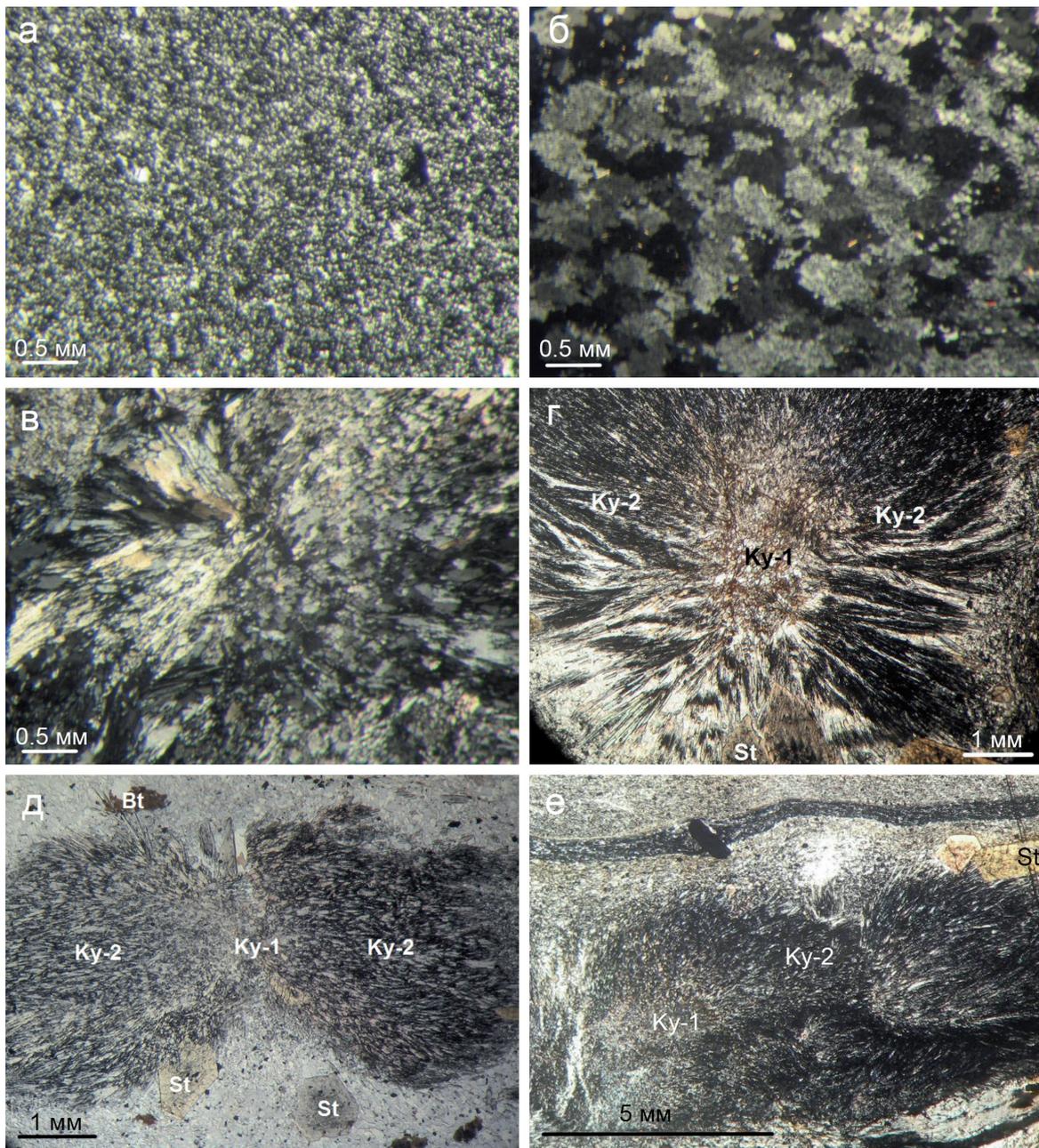


Рис. 3.4.13. Морфология выделений кyanита (Ky): а, б – криптокристаллический агрегат кyanита-1 (а) паркетной структуры (б) в ядре конкреции кyanита-2; в – нарастание столбчатого кyanита-1 на криптокристаллический кyanит в ядре конкреции; г – характерное «почернение» кyanита-2 (Ky-2), нарастающего на ядро кyanита-1 (Ky-1) в конкрециях; д – кyanит-2, симметричная сноповидная конкреция («бабочка»); е – асимметричные конкреции кyanита-2, удлиненные по слою («дикобраз»). St – ставролит, Bt – биотит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете. а, г, д, е – без анализатора; б, в – николи скрещены.

Fig. 3.4.13. Morphology of kyanite (Ky) segregations: а, б – Kyanite-1 cryptocrystalline aggregate (а) of a parquet-like structure (б) in a kyanite-2 concretion core; в – Columnar kyanite-1 overgrowths cryptocrystalline kyanite in the concretion core; г – Indicative darkening of kyanite-2 (Ky-2) which overgrows the kyanite-1 (Ky-1) core in concretions; д – Kyanite-2, a symmetrical sheaf-like concretion («butterfly»); е – Asymmetrical kyanite-2 concretions elongated along a («porcupine») layer. St – staurolite, Bt – biotite. Photo of transparent sections in transmitted light. а, г, д, е – with no analyzer; б, в – crossed nicols.

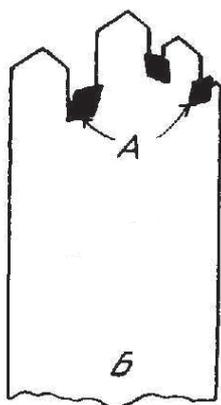


Рис. 3.4.14. Модель расщепления кристалла (б) при встрече с препятствием в виде включений другого минерала (а) (Чесноков, 1966).

Fig. 3.4.14. Model of a crystal parting (б) when meeting an obstacle in a form of other mineral inclusions (а) (Chesnokov, 1966).

за счет включений в конкрецию нерастворимых графитовых прослоев и образовывалась реликтовая (палимпсестовая или гелицитовая) структура (рис. 3.4.14. а).

Исследование строения конкреций кианита-2 приводит к выводу, что на форму его кристаллов влиял графит. Известно, что первичный кварц содержал в виде включений дисперсный графит-1. При метасоматическом замещении субстрата рост кристаллов кианита осложнялся присутствием дисперсного графита. Дисперсный графит препятствовал кристаллизации головок кианита, расщепляя их на иглы (рис. 3.4.15. б, в), что обусловило сферолитовую форму агрегатов кианита и накопление частичек графита на фронте кристаллизации (рис. 3.4.15. г). Периодическое скопление графита в процессе роста кианита привело к неравномерному распределению графита в конкреции (рис. 3.4.15. д). Механизм расщепления метакристаллов минералов в присутствии нерастворимых

примесей на фронте кристаллизации (рис. 3.4.14.), рассмотрен в работах (Чесноков, 1966; Жабин, 1966). При отсутствии включений графита кианит-2 образовывал столбчатые нерасщепленные кристаллы (рис. 3.4.16. а).

Кианит-3 – поздняя морфологическая разновидность кианита, тесно связанная с образованием «безуглеродистого» светлого кварца. По объему кианит-3 является главным в 36 % месторождений кианитовых руд. Наибольшее развитие он имеет в северном крыле Кейвского синклинория (Бельков, 1963).

Агрегаты кианита-3 существенно отличаются от других разновидностей. Они сложены столбчатыми кристаллами, образующими плотные радиально-чешуйчатые сростки (сферолиты), с закономерно распределенными в них включениями графита. Размеры агрегатов варьируют от 1 до 25 см. по длине и до 8 см по толщине. Форма агрегатов и распределение включений графита напоминает фигуры, характерные для хиастолитовой разновидности андалузита, поэтому рассматриваемые агрегаты относились ранее к параморфозам кианита по хиастолиту (Кумари, 1937; Бельков, 1962).

Кианит-3, в отличие от кианита-2, кристаллизовался в условиях стресса, развития трещин и миграции по ним поровых растворов. Выделение кианита-3 преимущественно происходило метасоматическим путем вдоль тектонических нарушений. Для выделения кианита-3 не было необходимости присутствия более ранних генераций. Наиболее отчетливо этот процесс выражен на месторождении Тяпш -Манюк. Здесь кианит-3 рос как первичный минерал в виде метакристаллов в гранулированном кварце-1 (рис. 3.4.16. б, в), замещая непосредственно кварц.

В связи с тем, что к началу роста кианита-3 кварц с графитом уже были перекристаллизованы и произошло укрупнение зерен графита, он не расщеплял кристаллы кианита, как дисперсный графит, а входил в них в виде включений и накапливался внутри метакристаллов (рис. 3.4.16. г, д.) или на фронте кристаллизации (рис. 3.4.16. е).

Кианит-3 зарождался в прожилках кварца-3 с примесью мусковита. Мелкозернистость мусковит-кварцевого агрегата была причиной возникновения многочислен-

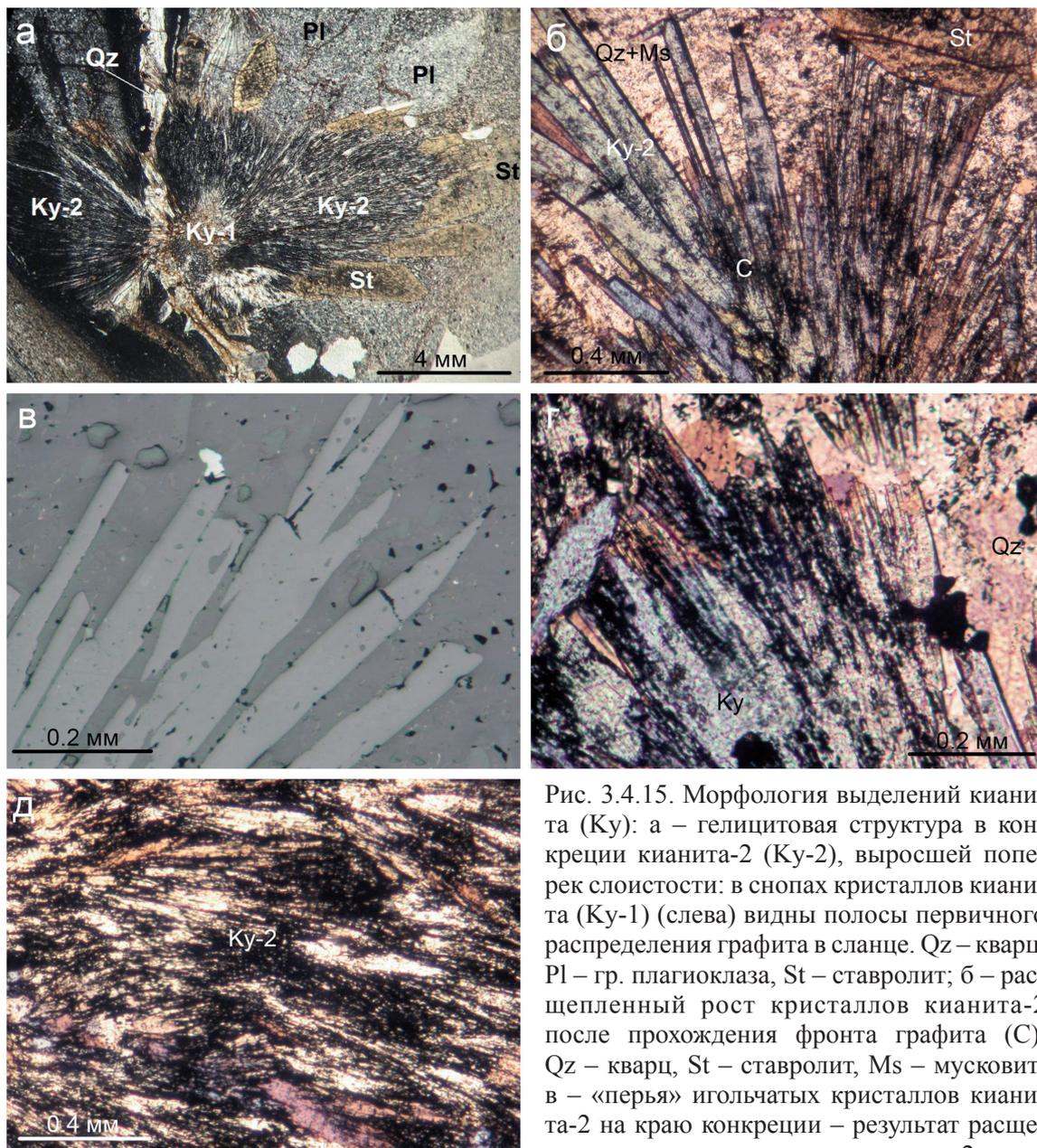


Рис. 3.4.15. Морфология выделений кианита (Ky): а – гелицитовая структура в конкреции кианита-2 (Ky-2), выросшей поперек слоистости: в снопах кристаллов кианита (Ky-1) (слева) видны полосы первичного распределения графита в сланце. Qz – кварц, Pl – гр. плагиоклаза, St – ставролит; б – расщепленный рост кристаллов кианита-2 после прохождения фронта графита (C). Qz – кварц, St – ставролит, Ms – мусковит; в – «перья» игольчатых кристаллов кианита-2 на краю конкреции – результат расщепленного роста кристаллов кианита-2 после

прохождения фронта дисперсного графита; г – концентрация графита (черное) в вершине пучка кристаллов кианита-2 на фронте роста. Qz – кварц; д – волнистое распределение графита (черное) в агрегатах кианита-2: пример роста кианита после преодоления фронта накопления графита. а, б, г, д – фото прозрачных шлифов проходящем свете, без анализатора; в – фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.4.15. Morphology of kyanite (Ky) segregations: а – Helicitic structure in a kyanite-2 (Ky-2) concretion grown crosswise of the bedding: lines of an initial graphite dissemination in a schist can be seen in heaps of kyanite (Ky-1) crystals (left). Lines of the initial graphite dissemination in the schist. Qz – quartz, Pl – gr. plagioclase, St – staurolite; б – Split growth of kyanite-2 crystals after passing the graphite (C) front. Qz – quartz, St – staurolite, Ms – muscovite; в – «Feathers» of kyanite-2 acicular crystals on the edge of the concretion – a result of a split growth of kyanite-2 crystals after passing the disperse graphite front; г – Graphite concentration (black) on the top of the kyanite-2 crystals bundle on the growth zone. Qz – quartz; д – Wavy graphite (black) dissemination in a kyanite-2 aggregate: an example of the kyanite growth after passing the graphite concentration front. а, б, г, д – photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer; в – photo of a polished section in reflected light.

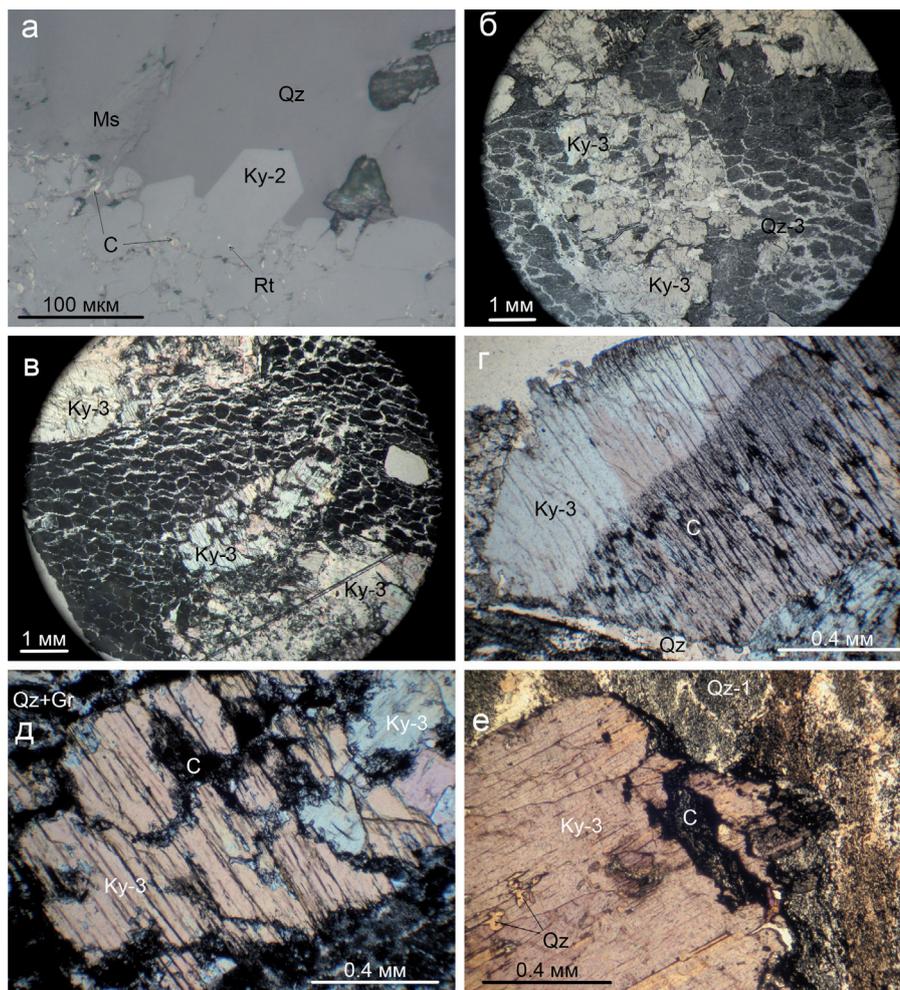


Рис. 3.4.16. Морфология выделений кyanита (Ky): а – кристаллы короткостолбчатого габитуса кyanита-2 (Ky-2) на границе с кварцем-2 (Qz) без графита. Rt – рутил, Ms – мусковит: б – замещение гранулированного «черного» кварца-1 кyanитом-3 (Ky-3). Metасоматические прожилки кyanита-3 в ассоциации с жилами кварца-3 (Qz-3); в – блочное метасоматическое замещение кyanитом-3 гранулированного кварца-1. Рост с замещением гранул кварца. Замещение прошло с сохранением брекчиевидной текстуры; г – зональный характер включения графита (C) в монокристалле кyanита-3: зональное распределение включений графита в кристалле кyanита-3 показывает, что кyanит преодолел препятствие графита и продолжил рост в виде монокристалла; д – строение метакристалла кyanита-3: видно сгущение зерен графита (C) внутри метакристалла кyanита (черное) на фронте кристаллизации блоков. Фрагмент рис. 3.4.16 в, е – накопление графита (C) на фронте растущего кристалла кyanита-3, в результате «отталкивания». а – фото аншлифа в отраженном свете; б - е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.16. Morphology of kyanite (Ky) segregations: а – Crystals of a short columnar kyanite-2 (Ky-2) habitus on the edge with quartz-2 (Qz) without graphite. Rt – rutile, Ms – muscovite; б – Granular «black» quartz-1 is replaced by kyanite-3 (Ky-3). Metасomatic kyanite-3 veinlets in association with quartz-3 (Qz-3) veins; в – Block metasomatic replacement of granular quartz-1 by kyanite-3. A growth with quartz grains replacement. The replacement happened with a remained brecciated structure; г – Zoned graphite (C) inclusions in a kyanite-3 monocrystal: a zoned dissemination of graphite inclusions in the kyanite-3 crystal indicates that kyanite overcame the graphite obstacle and continued its growth as a monocrystal; д – Kyanite-3 metacrystal: an accumulation of graphite (C) grains can be seen in a kyanite metacrystal (black) on a front of the blocks crystallization. Fragment of Fig. 3.4.16 в, е – Graphite (C) accumulation on the growing kyanite-3 crystal front as a result of a repulsion. а – photo of a polished section in reflected light; б - е – photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

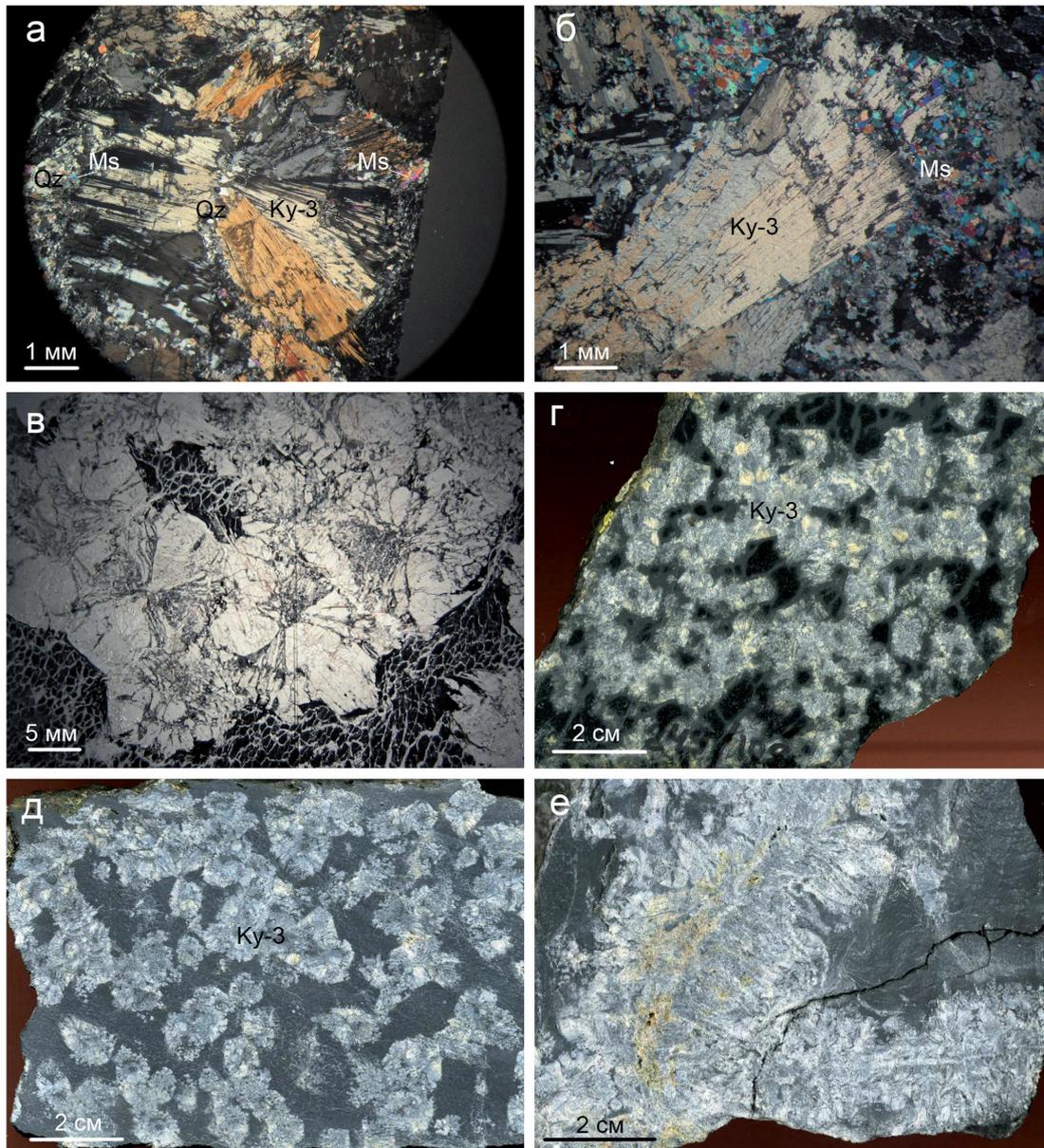


Рис. 3.4.17. Морфология выделений кyanита (Ky): а – зарождение многочисленных кристаллов кyanита-3 (Ky-3) в жилке кварца (Qz) с мусковитом (Ms) и образование радиально-лучистого агрегата; б – строение веера кристаллов кyanита-3 в форме «расщепленного» кристалла. Ms – мусковит; в – строение цепочек сферолитов кyanита-3 в гранулированном кварце-1: извилистая цепочка сростков кyanита-3 вдоль проводника, видны структуры «песочных часов» в распределении графита (темное); г – цепочки сферолитов кyanита-3: продольный разрез вдоль каналов; д – хаотическое распределение сферолитов в разрезе перпендикулярно каналам; е – жилы кyanита-3 в брекчированном сланце. а, б, в – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б – николи скрещены; в – без анализатора. г, д, е – фото пришлифованных штуфов.

Fig. 3.4.17. Morphology of kyanite (Ky) segregations: а – Genesis of numerous kyanite-3 (Ky-3) crystals in a small quartz (Qz) vein with muscovite (Ms) and a radially fibrous aggregate formation; б – Morphology of kyanite-3 crystal fans in the shape of a split crystal. Ms – muscovite; в – Morphology of kyanite-3 sphaerolite chains in granulated quartz-1: a curved chain of kyanite-3 intergrowths along a leader, «hour-glass» structures can be seen in a graphite dissemination (dark); г – Chains of kyanite-3 sphaerolites: a longitudinal section along canals; д – Chaotic sphaerolites dissemination in a section perpendicular to the canals; е – kyanite-3 veins in a brecciated schist. а, б, в – photo of transparent sections in transmitted light; а, б – crossed nicols; в – with no analyzer. г, д, е – photo of polished pieces of rock.

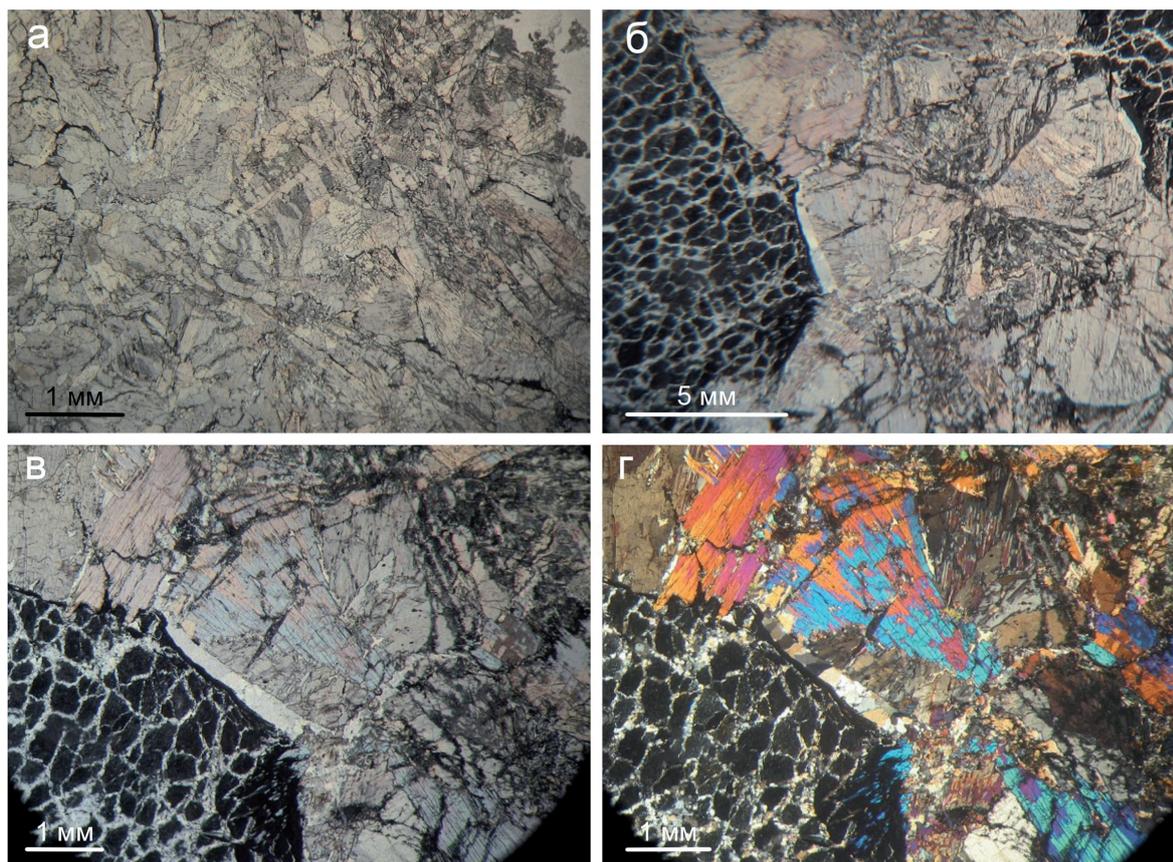


Рис. 3.4.18. Морфология выделений кyanита: а – поперечно-шестоватая структура центральной части жилы кyanита-3: вдоль центрального ствола жилы видны длинные кристаллы, на которые нарастают радиально-лучистые агрегаты; б – структура «песочные часы», как форма включений графита в сферолитах кyanита-3; в, г – структура «песочные часы» сложена секториальными сростками кристаллов кyanита. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, а, б, в – без анализатора, г – николи скрещены.

Fig. 3.4.18. Morphology of kyanite segregations: а – Cross-columnar structure of a kyanite-3 vein central part: long crystals can be seen along a central shaft of the vein, which are overgrown by radially fibrous aggregates; б – «Hour-glass» structure as a form of graphite inclusions in kyanite-3 sphaerolites; в, г – «Hour-glass» structure is built with sectorial intergrowths of kyanite crystals. Photo of transparent sections in transmitted light, а, б, в – with no analyzer, г – crossed nicols.

ных центров кристаллизации. Одновременный рост зародышей приводил к формированию сферолитов (рис. 3.4.17. а). Пучки кристаллов кyanита росли веерами в разные стороны от центра зарождения (рис. 3.4.17. б). Каждый кристалл кyanита-3 имел столбчатый габитус, а одновременный выход кристаллов на поверхность сферолита привел к формированию сложной мультитранной формы (Нерадовский и др., 2014). Центры зарождения сферолитов располагались в трещинах, служивших подводящими каналами.

Сферолиты располагаются цепочками вдоль трещин (рис. 3.4.17. г). Трещины представляли извилистые пористые каналы, вдоль которых просачивались растворы, поэтому цепочки сферолитов кyanита имеют сложную извилистую (червеобразную) форму. Каналы ориентированны, согласно развитию трещиноватости, поэтому сферолиты кyanита группировались в субпараллельные звенья цепочек (рис. 3.4.17. д).

В некоторых участках сланцев движение поровых растворов по трещинам было весьма интенсивным, что приводило к образованию метасоматических жил

(рис. 3.4.17. е). Рост кристаллов кианита-3 в жилах происходил по принципу сталактитов, от центрального канала. В разрезе жил видно, что среднюю часть занимает продольный кристалл, от которого растут сфероиды (рис. 3.4.18. а).

Сфероидальный рост агрегатов кианита-3 способствовал распределению включений графита в них в виде конусов (структуры «песочных часов») и крестов («хиастолитовые» кресты) (рис. 3.4.17. в; 3.4.18. б, в, г; 3.4.19.).

На месторождении Новая Шуурурта кианит-3 выделялся позднее кианита-2. Это хорошо видно на примере конкреционно-параморфических сланцев. Здесь кианит-3 метасоматически замещает субстрат, нарастает на кианит-2 и пересекает его (рис. 3.4.20., 3.4.21.).

Резюмируя исследование кианита-3 («параморфического») можно констатировать, что он является первичным и не образовывал параморфоз по андалузиту. Об этом свидетельствуют также и кристаллографические исследования (Нерадовский и др., 2014). Принципиальное отличие хиастолита от структуры «параморфоз» кианита заключается в том, что кейвские «параморфозы», описанные в литературе (Кумари, 1937; Борисов, 1940; Бельков, 1958; 1962; 1963), не являются монокристаллами, а представляют поликристаллические агрегаты, в которых распределение углеродистого вещества контролировалось агрегатом кристаллов. В хиастолите углистое или глинистое вещество располагается по определенным кристаллографическим направлениям: в поперечном разрезе кристалла в виде черного креста или квадрата, а в продольном разрезе в виде параллельных полос (Дана, 1937; Бетехтин, 1950). В сферолитах кианита-3 распределение включений определяется особенностями роста веерообразных пластинчатых и призматических кристаллов,

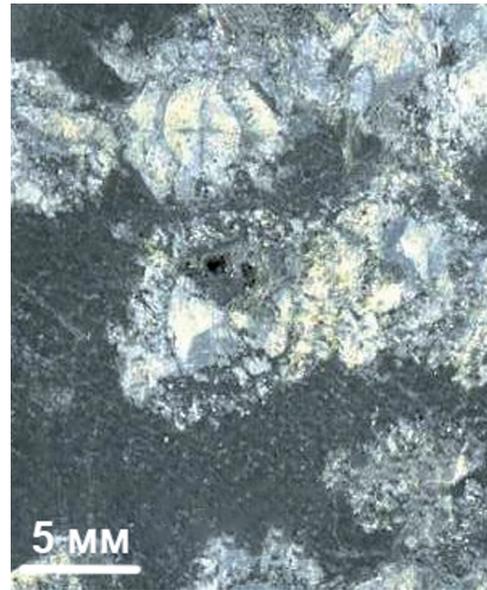


Рис. 3.4.19. Структура «хиастолитовые» кресты и «песочные часы» в ядрах сферолитов кианита-3: формы обособления включений графита в кианите-3. Фото штуфа.

Fig. 3.4.19. «Chiastolite» crosses and «hour-glass» structures in the cores of kyanite-3 sphaerolites: isolation forms of graphite inclusions in kyanite-3. Photo of a piece of rock.

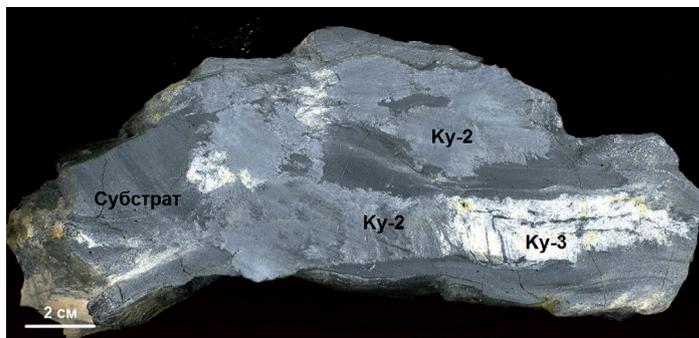


Рис. 3.4.20. Нарастание кианита-3 на кианит-2 в кианитовом сланце. Сканированное изображение штуфа.

Fig. 3.4.20. Kyanite-3 overgrows kyanite-2 in a kyanite schist. Scanned imaging of a piece of rock.

поэтому распределение углеродистого вещества в кианитовых агрегатах имеет другие формы, нежели в истинном хиастолите (рис. 3.4.22.).

С образованием кианита-3 в кристаллических сланцах Кейв ассоциирует большая группа минералов, в том числе – третье поколение кварца, мусковита, графита, рутила, а также сульфиды Fe, Ni, Cu, Pb, Mo, Cd: пирротин-2, халькопирит-2, кобальтпентландит, галенит, молибденит, сфалерит и хо-

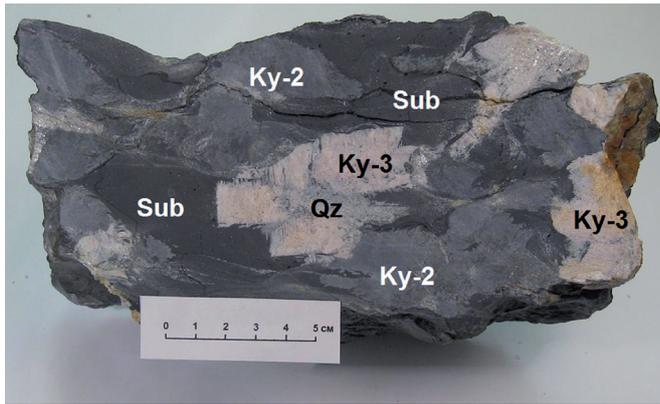


Рис. 3.4.21. Метакристаллы кианита-3 (Ky-3), выросшие с замещением субстрата (Sub) и кианита-2 (Ky-2). Qz – кварц. Фото штуфа.

Fig. 3.4.21. Kyanite-3 (Ky-3) metacrystals grown with a substrate (Sub) and a kyanite-2 (Ky-2) replacement. Qz – quartz. Photo of a piece of rock.

улит. Вместе с сульфидами кристаллизовались кобальтин и самородный висмут, минералы группы апатита и минералы редкоземельных элементов – монацит-(Ce)-2 и ксенотим-(Y). Эти ассоциации минералов могли возникнуть под влиянием щелочных гранитов, оказавших существенное влияние на кианитовые сланцы в западной части Кейв (Бельков, 1963). Рассмотренные разновидности кианита имели различное значение в формировании общего объема кианита в кианитовых сланцах. По данным И.В. Белькова (1963) в сланцах преобладают кианитовые руды с кон-

креционными и волокнисто-игольчатыми агрегатами – 64.3%, а параморфические – 35.7%. Кианит-1 в обособленных микроконкрециях и в составе зародышей агрегатов кианита-2 составляет около 5% и включен в объем кианита-2. Таким образом, кианита-2 является главным в наращивании общего объема минерала.

Результаты исследования простых форм кристаллов, химического состава и

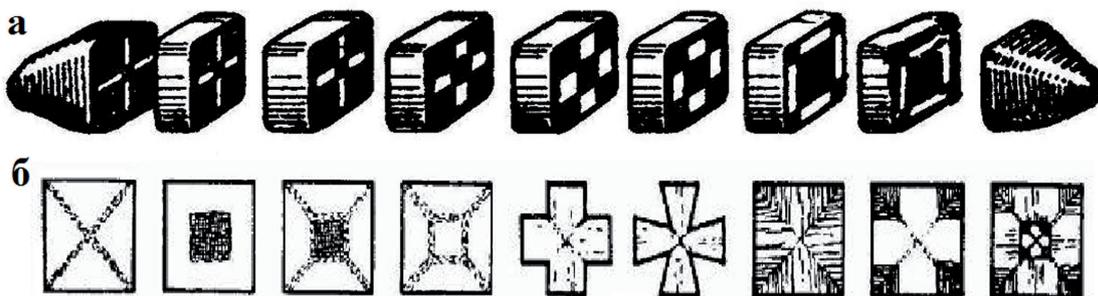


Рис. 3.4.22. Распределение графита в кристалле хиастолита (а-негативное изображение, белое) (Дана, 1937; по Бетехтин, 1950) и фигуры распределения углеродистого вещества в кианитовых «параморфозах» из Кейв (б) (Бельков, 1963).

Fig. 3.4.22. Graphite dissemination in a chialstolite crystal (a-negative imaging, white) (Dana, 1937; after Berekhtin, 1950) and patterns of a carbon fluid dissemination in kyanite paramorphs from Keivy (б) (Bel'kov, 1963).

структуры разных генераций кианита

Кристаллические формы кианита из кейвских месторождений изучались ранее гониометрическим методом И.В. Бельковым (Бельков, 1959; 1962). Были исследованы крупные кристаллы идиобластического кианита из контактных зон кианитовых сланцев с основными породами. Однако кианитовые сланцы Кейв сложены преимущественно тонкозернистыми выделениями кианита, кристаллические формы которого обычным гониометрическим методом изучать невозможно. Учитывая, что в

Таблица 3.4.3.1 Результаты измерения граничных углов на кристаллах кианита.

Грани*	Индексы граней	Угол	Кианит из кианитовых сланцев									
			Ки-1			Ки-2			Ки-3			
			Угол**	Число встречающихся углов	% от общего количества	Угол	Число встречающихся углов	% от общего количества	Угол	Число встречающихся углов	% от общего количества	
<i>ab</i>	(100):(010)	73°44'	73°	11	13	6	72°	9	6	73°	4	4
<i>am</i>	(100):(110)	34-21	34	13	15	20	34	29	20	37	15	16
<i>aM</i>	(100):(110)	48-41	47	6	7	41	47	59	41	48	14	15
<i>ae</i>	(100):(210)	20-47	24	1	1	3	20	5	3	20	2	2
<i>ca</i>	(001):(100)	78-25	78	5	6	0	0	0	0	77	7	7
<i>cb</i>	(001):(010)	86-48	86	12	14	1	85	2	1	87	25	27
<i>ct</i>	(001):(110)	80-28	80	4	5	1	80	1	1	81	1	1
<i>cM</i>	(001):(110)	82-22	82	1	1	0	0	0	0	83	1	1
<i>vb</i>	(011):(010)	56-11	54	13	15	10	54	15	10	55	11	12
<i>ob</i>	(111):(010)	64-13	64	10	12	8	64	12	8	65	9	9
<i>xa</i>	(101):(100)	57-55	58	9	11	10	57	15	10	58	6	6

Примечание: * данные из справочника Минералы, 1972. Угол** - среднее от общего числа встречающихся углов.

накоидов (v, x) (табл. 3.4.3.1.). На основании полученных данных была построена стереоскопическая проекция, гипотетический кристалл и двойник кианита-1 (рис. 3.4.23.).

Кианит-2. Это основная форма кианита в рудах, связанных с кианитовыми сланцами. Размеры индивидов кианита-2 по толщине составляют около 0.1 мм по длине до 1 мм. Кристаллы кианита-2 часто развиты на периферии различных радиально-лучистых сферолитов и конкреций (рис. 3.4.24.). Нами изучено 37 кристаллов кианита-2.

Результаты исследования показали (табл. 3.4.3.1.), что на кристаллах кианита-2

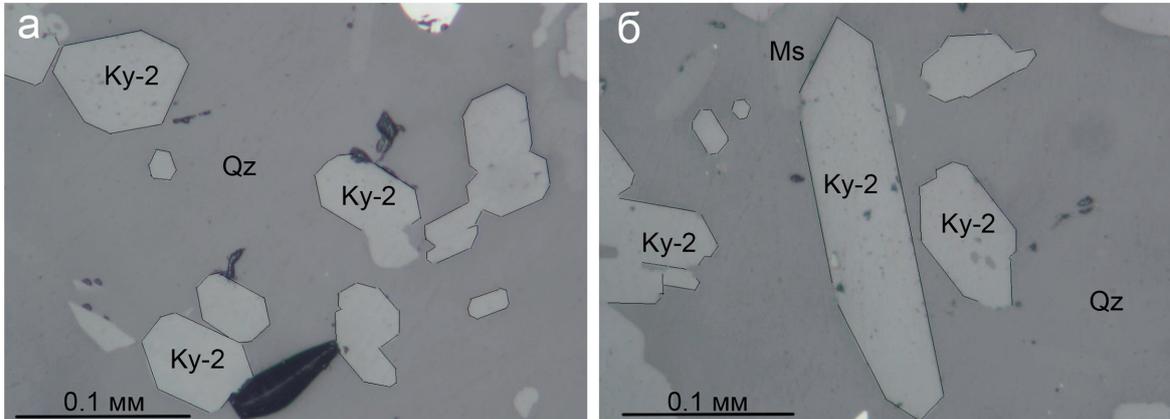


Рис. 3.4.24. Морфология выделения кианита-2: а – поперечные сечения кристаллов кианита-2 (Ky-2). Qz – кварц; б – продольные сечения кристаллов кианита-2. Qz – кварц. Фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.4.24. Morphology of a kyanite-2 segregation: a – Cross sections of kyanite-2 (Ky-2) crystals. Qz – quartz; б – Longitudinal sections of kyanite-2 crystals. Qz – quartz. Photo of polished sections in reflected light.

хорошо развиты грани вертикального пояса (a, m, M, b) и грани торцевых пинакоидов (v, x), практически неразвита грань (c) и не встречается комбинации граней (ca) и (cM). Около 50% изученных кристаллов кианита-2 являлись двойниками, судя по

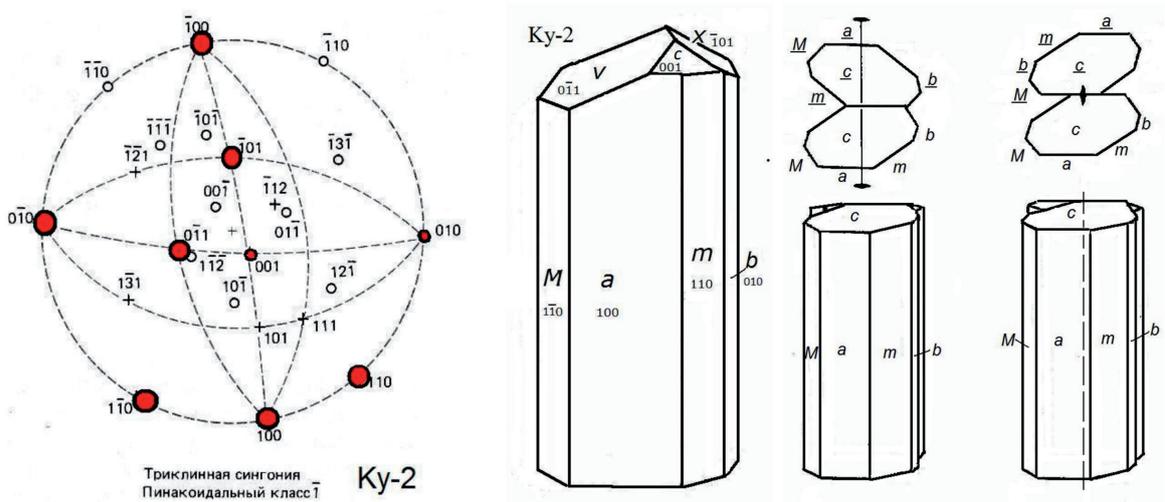


Рис. 3.4.25. а – стереографическая проекция кианита-2; б – гипотетический кристалл кианита-2; в – гипотетические двойники кианита-2.

Fig. 3.4.25. a – Stereographic projection of kyanite-2; б – Hypothetic kyanite-2 crystal; в – Hypothetic kyanite-2 twins.

удвоению количества одинаковых граней – a , m , M , x . На основании полученных данных построена стереоскопическая проекция, гипотетический кристалл и двойники кианита-2 (рис. 3.4.25.)

Кристаллы кианита-2 очень похожи, на кристаллы кианита-1, но в отличие от него слабо развита грань b $\{010\}$ и сильно развита грань M $\{1\bar{1}0\}$. Кроме того, кристаллы кианита-2 игольчатые. По сравнению с формами кианита в перекристаллизованных сланцах (Бельков, 1962) формы кристаллов кианита-2 отличаются большим разнообразием граней. Кроме граней – a , b , m , M , v , c , обнаруженных ранее, на кристаллах кианита-2 присутствуют грани – e , x , o . Таким образом, можно предполагать, что контактовый метаморфизм кианита привел к некоторому упрощению форм кристаллов.

Кианита-3. Для кианита-3 характерно образование поликристаллических сростков (рис. 3.4.26.в), соответствующих расщепленным кристаллам. Сростки формируют ограненные агрегаты, грани которых представляют сложные комбинированные поверхности, сложенные большим количеством субиндивидов, что характерно для головок расщепленных кристаллов (Григорьев, Жабин, 1975). Ограниченные индивиды кианита-3 присутствуют внутри вееров (рис. 3.4.26.). Всего изучено 28 кристаллов и агрегатов с огранкой, в том числе использованы «параморфические» кристаллы из работы (Бельков, 1962).

Результаты исследований (табл. 3.4.3.1.) показали, что формы на кристаллах кианита-3 и на параморфозах соответствуют друг другу и в целом относятся к главным формам кианита (Минералы, 1972). На кристаллах кианита-3 присутствуют все основ-

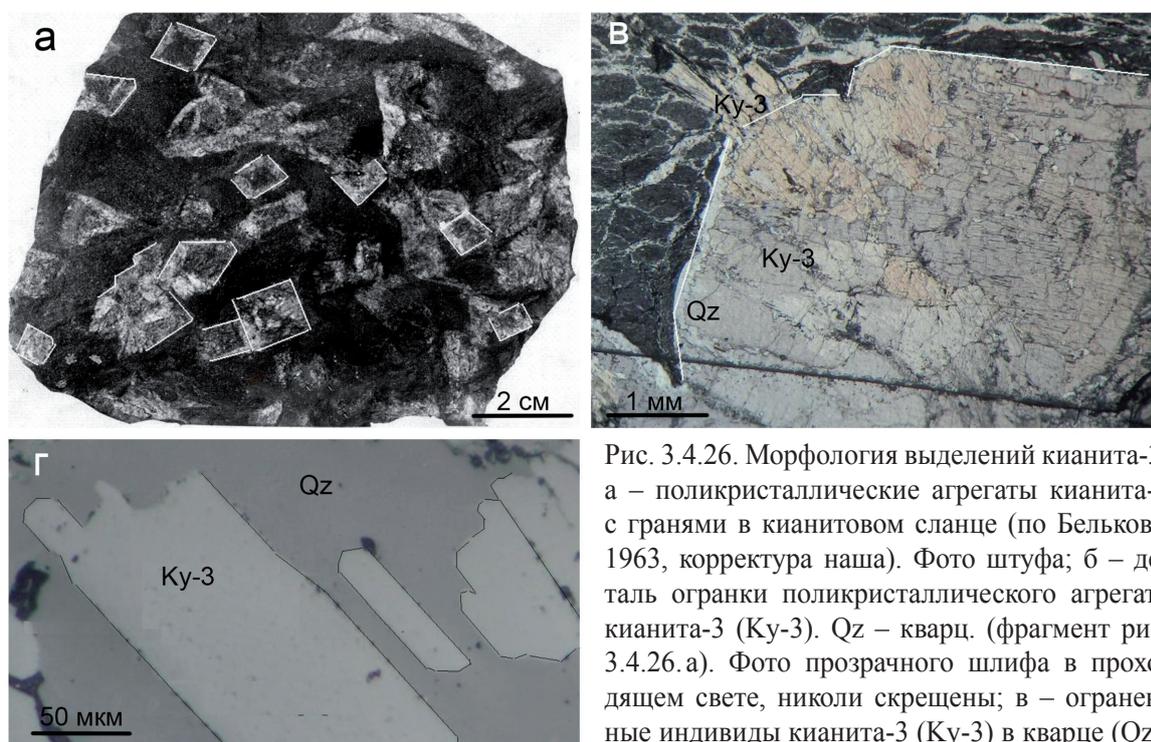


Рис. 3.4.26. Морфология выделений кианита-3: а – поликристаллические агрегаты кианита-3 с гранями в кианитовом сланце (по Белькову, 1963, корректура наша). Фото штуфа; б – деталь огранки поликристаллического агрегата кианита-3 (Ky-3). Qz – кварц. (фрагмент рис. 3.4.26. а). Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; в – ограненные индивиды кианита-3 (Ky-3) в кварце (Qz). Фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.4.26. Morphology of kyanite-3 segregations: а – Polycrystalline kyanite-3 aggregates with facets in a kyanite schist (after Bel'kov, 1963, our editing). Photo of a piece of rock; б – Detail of the polycrystalline kyanite-3 (Ky-3) aggregate faceting (Ky-3). Qz – quartz. (fragment of Fig. 3.4.26. а). Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; в – Faceted kyanite-3 (Ky-3) individuals in quartz (Qz). Photo of a polished section in reflected light.

ные грани, а наибольшее развитие имеют грани вертикального пояса (a , m , M) и грань (c) торцевого пинакоида. Часто встречается угол между гранями (cb), при незначительном развитии грани (b), что подтверждает блочный рост кристаллов с выходом грани (c) на поверхность агрегатов. Эта форма является главной и в крупных «параморфозах» (из работы (Бельков, 1962)). На основании измерений построена стереоскопическая проекция и гипотетический кристалл кианита-3 (рис. 3.4.27.). Кристалл кианита-3 наиболее беден простыми формами по сравнению с другими генерациями. По короткопризматическому габитусу более близок кианиту-1 и отличается от кианита-2.

Следует отметить, что на кристаллах кианита-3 и параморфозах не было обнаружено ни одного гранного угла андалузита (Минералы, 1972), этот факт свидетельствует и об отсутствии граней его кристаллов, а описанные в литературе параморфозы кианита по андалузиту, являются собственными кристаллическими формами кианита.

Результаты исследований химического состава разных разновидностей кианита методом РСМА показали (табл. 3.4.3.2.), что кианит практически не содержит примесей, состав близок теоретическому и изменяется весьма незначительно. Данные анализа хорошо рассчитываются по кислородному методу (Булах, 1967) на кристаллохимическую формулу $Al_2O(SiO_4)$.

Таблица 3.4.3.2. Химический состав кианита из кианитовых сланцев (масс. %).

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Разновидность	Ку-1	Ку-2			Ку-3				
№№ обр.	122-2	122-3	128-2	128-1	121-2	121-2	121-6-2	121-6-2	121-6-2
SiO ₂	36.9	36.87	37.13	36.49	36.58	36.53	37.24	37.19	37.07
Al ₂ O ₃	62.94	62.97	62.95	63.21	63.16	63.20	62.94	62.96	63.09
FeO	0.04	0.09	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06
Сумма	99.88	99.73	100.15	99.70	99.77	99.73	100.18	100.15	100.16

Примечание: РСМА «Сатеса» MS-46. Аналитик Е.Э. Савченко.

Параметры кристаллической решетки кианита определены методом наименьших квадратов (МНК) по порошковой рентгенограмме, полученной от набора кристаллов каждой из разновидностей кианита, т.е. являются усредненными. Результаты хорошо согласуются с данными по кианиту из различных месторождений, например, из месторождения Минас Жерайс, Бразилия (Yang *et al.*, 1997), полученными монокристалльным методом (табл. 3.4.3.3.). Заметных различий в структуре кианита не обнаружено.

Таблица 3.4.3.3. Параметры элементарной ячейки кианита.

№ обр.	Разновидности	a, Å	b, Å	c, Å	α , °	β , °	γ , °	V, Å ³	число рефлексов	пр. группа
128	1	7.124(5)	7.852(5)	5.566(9)	90.0(1)	101.17(9)	106.0(1)	293.13	29	P-1
128	2	7.113(6)	7.847(4)	5.571(5)	89.9(1)	101.1(1)	105.98(9)	292.86	39	P-1
121	3	7.119(6)	7.845(4)	5.572(5)	89.9(1)	101.1(1)	105.96(9)	293.07	39	P-1
	кианит, Бразилия	7.1200(4)	7.8479(3)	5.5738(3)	89.974(3)	101.117(4)	106.000(4)	293.31		P-1

Примечание: Рентгенометрические исследования проводились на дифрактометре ДРОН-2.0. Режим съемки: U=30kV, I=20mA, Cu K _{α} -излучение. Аналитик Е.А. Селиванова.

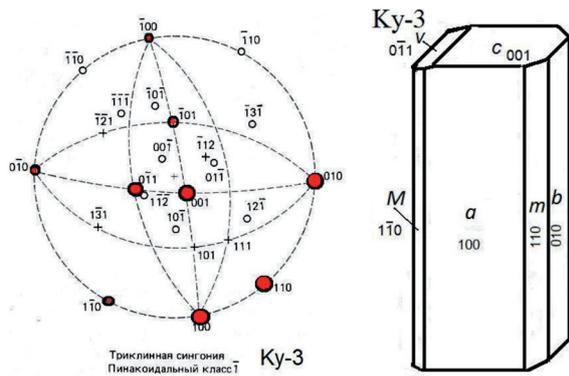


Рис. 3.4.27. а – стереографическая проекция граней кристаллов кyanита-3; б – гипотетический кристалл кyanита-3.

Fig. 3.4.27. а – Stereographic projection of kyanite-3 crystal facets; б – Hypothetic kyanite-3 crystal.

Кyanит в ставролитовых сланцах

В ставролитовых сланцах кyanит является минералом-примесью и образует порфиоровые выделения метакристаллов в субстрате, вместе со ставролитом и плагиоклазом (рис. 3.4.28.). Кристаллы кyanита хорошо огранены и часто сдвойникованы (рис. 3.4.28. в, г, д). Наиболее развиты грани вертикального пояса: b (010), a (100) и M ($1\bar{1}0$) и грани вершины: Q (120) f (021). Двойники простые по оси $[001]$ с двойниковой плоскостью (100).

Особенностью внутреннего строения кристаллов кyanита в ставролитовых сланцах является их зональность. Исследование зональности показало, что ее имеют все монокристаллы и двойники (рис. 3.4.29.). Зональность обусловлена неравномерным распределением включений кварца (рис. 3.4.29. д, е). Включения кварца особенно интенсивно насыщают центральную часть кристаллов. В продольном сечении кристаллов видно, что наибольший объем включений кварца приходится на корневую часть, а по мере роста, ближе к головке кристалла, область с включениями кварца уменьшается и выклинивается (рис. 3.4.30. а), это отражено и в поперечных сечениях монокристаллов и двойников (рис. 3.4.30. б). Внешние зоны кристаллов в основном не содержат включений кварца или содержат весьма незначительно (рис. 3.4.30. в). Таким образом, очевидно, что включения кварца связаны с особенностями кристаллизации кyanита.

Изучение причины неравномерного распределения включений показало, что образование включений кварца обусловлено избирательным замещением мусковита в субстрате сланцев. Вероятно, на начальной стадии образования кyanита кристаллизация происходила быстро за счет замещения преимущественно мусковита, в связи с этим в кyanите образовалось много реликтовых включений кварца и ячеистая структура (рис. 3.4.30. г, д). На заключительной стадии образования кyanита кристаллизация шла более медленно с замещением и мусковита и кварца, в результате образовалась зона сплошного кyanита.

Однако в некоторых кристаллах наблюдается интенсивное насыщение включениями кварца вдоль всего кристалла (рис. 3.4.30. е). Предполагается, что подобные кристаллы росли очень быстро в период «пластического течения», как и ставролит.

Морфология и внутреннее строение некоторых кристаллов свидетельствует о высокой скорости роста за счет замещения субстрата, для них характерны удлинённые формы и расщепленные кристаллы, а также пересечение и захват включений более ранних минералов, кварца, ставролита и ильменита. Расщепление кристаллов и быстрый рост свидетельствуют о пересыщении растворов глиноземом, но как уже замечено выше, насыщение происходило по мере роста кристаллов.

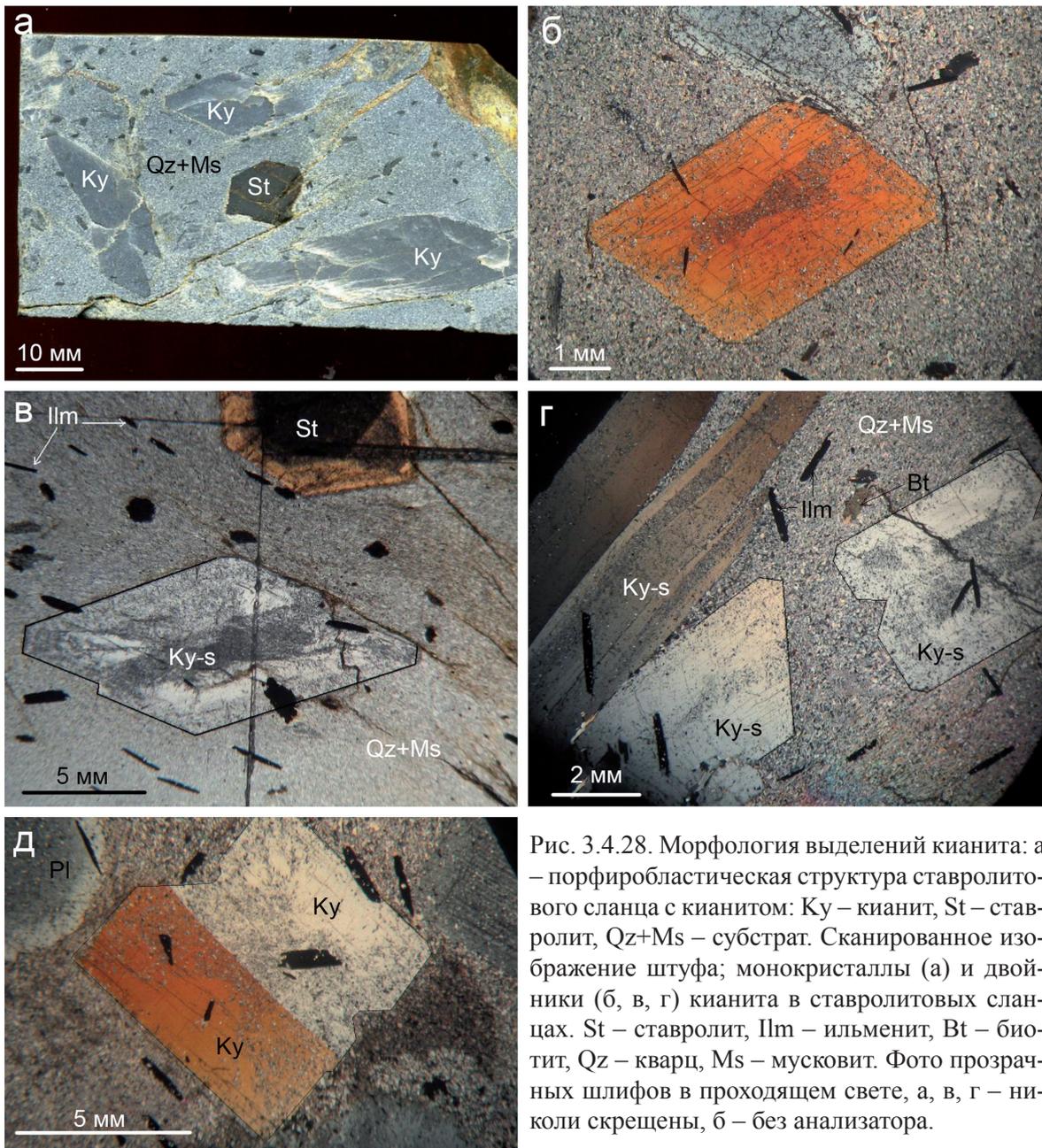


Рис. 3.4.28. Морфология выделений кианита: а – порфиробластическая структура ставролитового сланца с кианитом: Ky – кианит, St – ставролит, Qz+Ms – субстрат. Сканированное изображение штуфа; монокристаллы (а) и двойники (б, в, г) кианита в ставролитовых сланцах. St – ставролит, Ilm – ильменит, Bt – биотит, Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, а, в, г – николи скрещены, б – без анализатора.

Fig. 3.4.28. Morphology of kyanite segregations: а – Porphyroblastic structure of a staurolite schist with kyanite: Ky – kyanite, St – staurolite, Qz+Ms – substrate. Scanned imaging of a piece of rock; Kyanite monocrystals (а) and twins (б, в, г) in staurolite schists. St – staurolite, Ilm – ilmenite, Bt – biotite, Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of transparent sections in transmitted light, а, в, г – crossed nicols, б – with no analyzer.

Важной особенностью кристаллизации кианита в ставролитовых сланцах является его более позднее выделение относительно ставролита. Этот факт резко различает условия образования парагенезисов минералов кианитовых и ставролитовых сланцев. Кристаллы кианита прорастали ставролит в процессе роста (рис. 3.4.31. а, б). При этом избыток кремнезема и железа, не входящих в структуру кианита, отлагались в виде кварца и минералов группы хлорита в зоне реакции (рис. 3.4.31. в). Позднее начал отлагаться плагиоклаз, который частично реагировал с уже образованным кианитом (рис. 3.4.31. г).

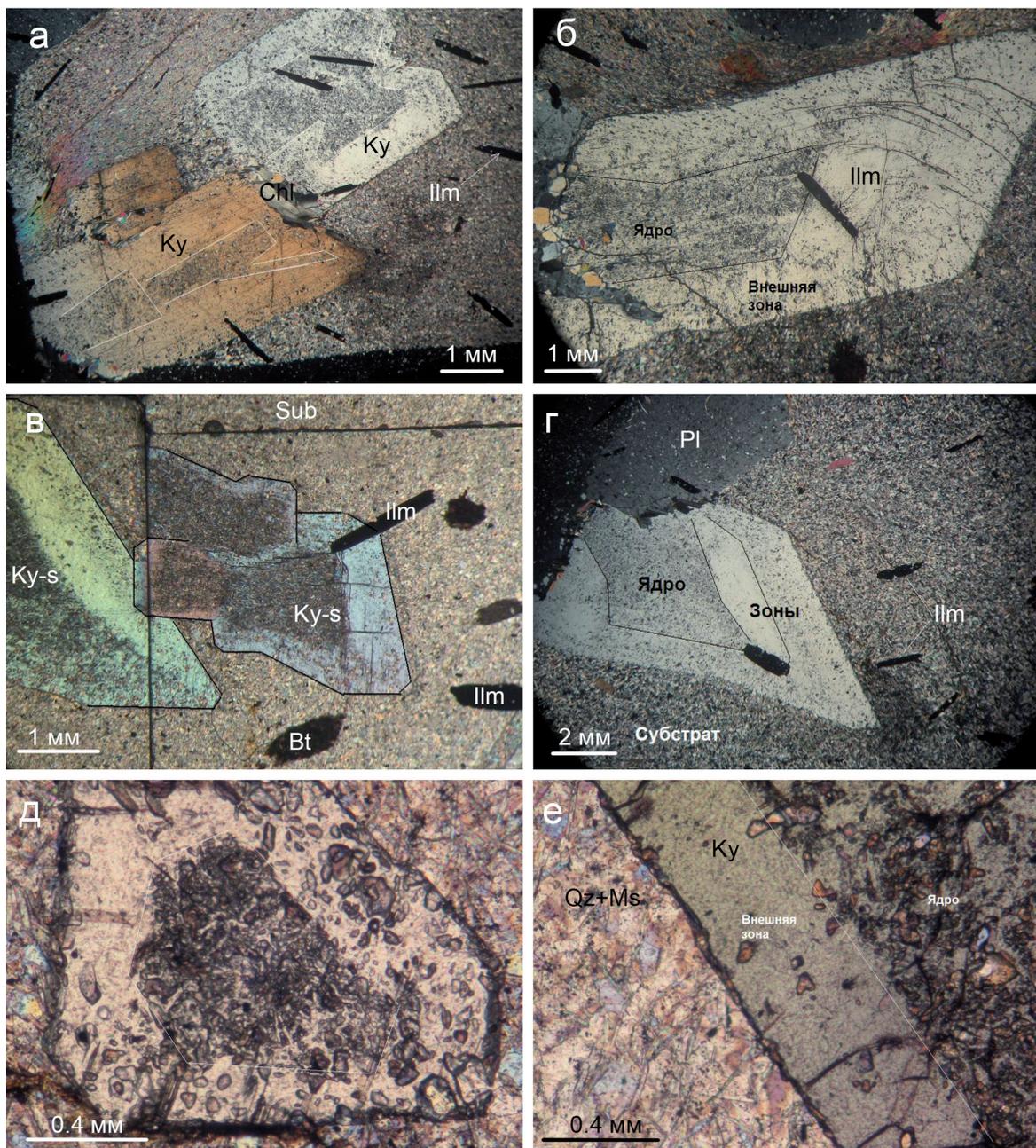


Рис. 3.4.29. Морфология выделений кяниты: а, б, в, г – зональность в кристаллах кяниты (Ky) в ставролитовых сланцах. Ilm – ильменит, Chl – минерал гр. хлорита, Bt – биотит; д – густое насыщение включениями кварца ядра кристалла кяниты; е – редкие включения кварца во внешней зоне кристалла кяниты. Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б, в, г – николи скрещены; д, е – без анализатора.

Fig. 3.4.29. Morphology of kyanite segregations: а, б, в, г – Zoning of kyanite (Ky) crystals in staurolite schists. Ilm – ilmenite, Chl – chlorite gr. mineral, Bt – biotite; д – Dense saturation of a kyanite crystal core with quartz inclusions; е – Rare inclusions in a kyanite crystal external zone. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of transparent sections in transmitted light; а, б, в, г – crossed nicols; д, е – with no analyzer.

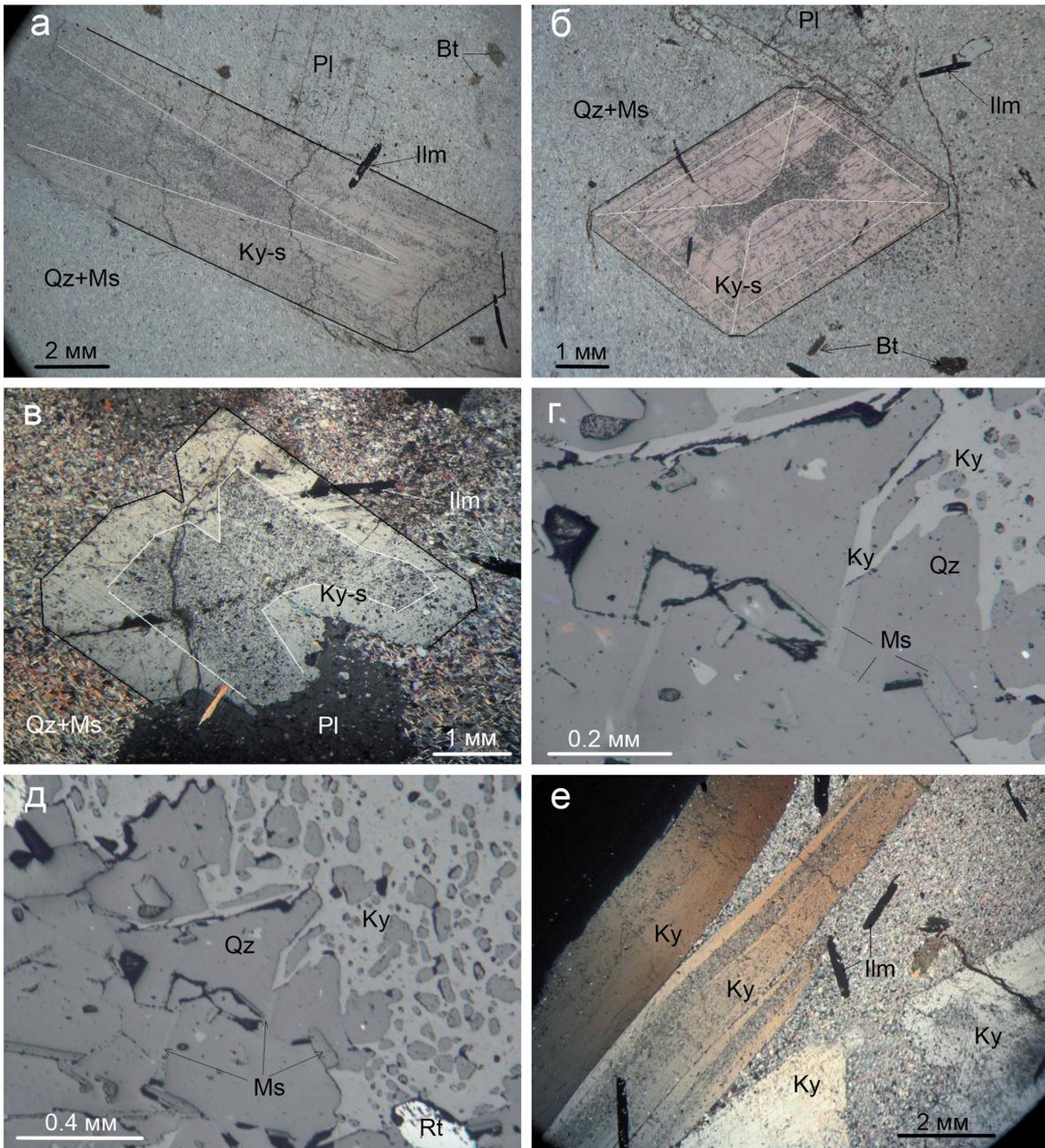


Рис. 3.4.30. Морфология выделений кианита: а – распределение включений кварца (темное Qz) в продольном сечении монокристалла кианита (Ky): наблюдается постепенное выклинивание области включений кварца по направлению к головке кристалла. Ms – мусковит, Pl – гр. плагиоклаза, Ilm – ильменит, Bt – биотит; б – распределение включений кварца (темное) в поперечном сечении монокристалла кианита: наблюдается резкое уменьшение количества включений от центра к периферии и увеличение во внешней зоне кристалла; в – распределение включений кварца (темное) в поперечном сечении двойника кианита: наблюдается резкое уменьшение количества включений кварца от центра к периферии кристалла; г – начало (фронт) метасоматического замещения кианитом субстрата: наблюдается преимущественно избирательное замещение кианитом пластинок мусковита, а кварц остается в реликтах; д – образование включений кварца в ядре кристалла кианита вследствие избирательного замещения кианитом мусковита в субстрате: видны линейные элементы замещения по пластинкам мусковита; е – расщепленный кристалл кианита с полосами включений кварца по всей длине кристалла. а, б, в, е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б, в – без анализатора; е – николи скрещены. г, д – фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.4.30. Morphology of kyanite segregations: a – Dissemination of quartz inclusions (dark Qz) in a longitudinal section of a kyanite (Ky) monocrystal: there is a gradual wedging-out of the quartz inclusions zone in the direction of the crystal head. Ms – muscovite, Pl – gr. plagioclase, Ilm – ilmenite, Bt – biotite; б – Dissemination of quartz inclusions (dark) in a cross section of the kyanite monocrystal: there is a marked decline in the number of inclusions from the centre to the periphery and an increase in the external zone of the crystal; в – Dissemination of quartz inclusions (dark) in a cross section of a kyanite twin: there is a marked decline in the number of quartz inclusions from the centre to the crystal periphery; г – Beginning (front) of a substrate metasomatic replacement by kyanite: a primarily selective replacement of muscovite platelets by kyanite can be seen, and quartz remains in relics; д – Formation of quartz inclusions in the kyanite crystal core produced by a muscovite replacement by kyanite in the substrate: linear elements of the replacement can be seen on muscovite platelets; е – Split kyanite crystal with lines of quartz inclusions on the whole length of the crystal. a, б, в, е – photo of transparent sections in transmitted light; a, б, в – with no analyzer; e – crossed nicols. г, д – photo of polished sections in reflected light.

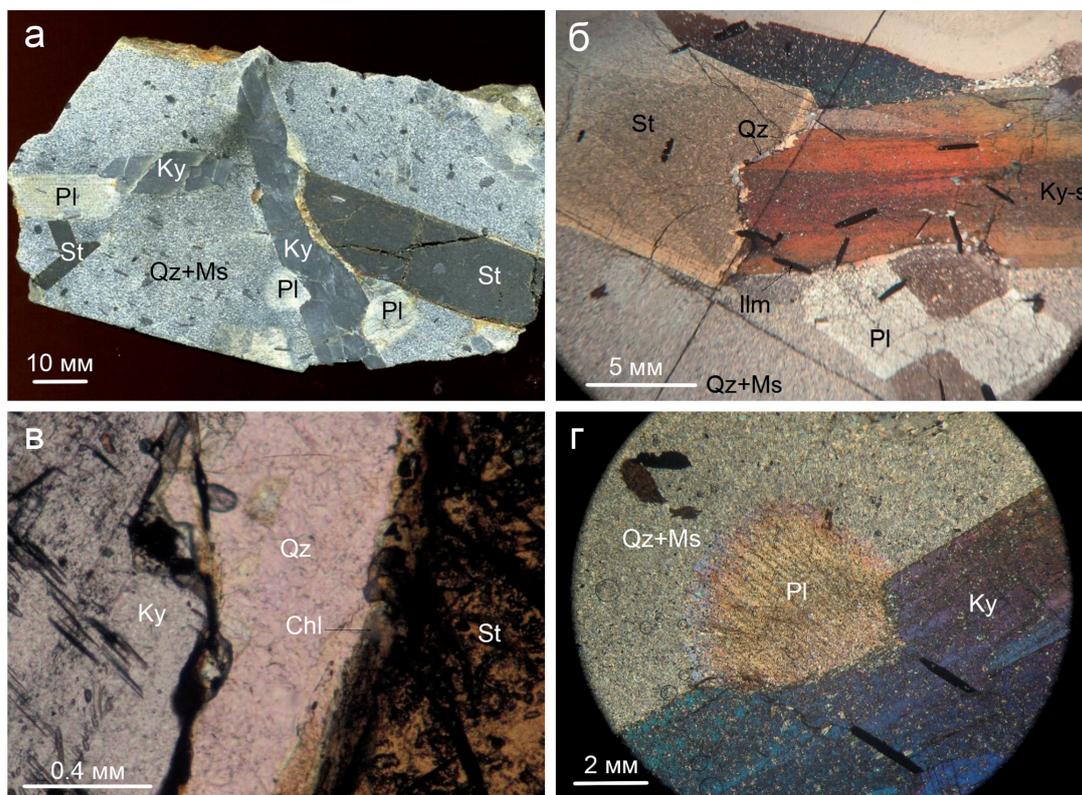


Рис. 3.4.31. Морфология выделений кyanита: а – кристалл кyanита (Ky) сечет кристалла ставролита (St), по границе видна жилка кварца (Qz). Pl – гр. плагиоклаза, Ms – мусковит; б – контакт ставролита и кyanита в зоне замещения: видно, что кyanит «срезает» зоны роста в кристалле ставролита, по границе выделяется кварц. Ilm – ильменит; в – выделение кварца и минералов гр. хлорита (Chl) в зоне замещения ставролита кyanитом; г – контакт кyanита и плагиоклаза: плагиоклаз замещает кyanит и субстрат, наблюдается «срезание» зоны роста в кyanите. а – сканированное изображение штуфа; б, в, г – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; б, г – николи скрещены; в – без анализатора.

Fig. 3.4.31. Morphology of kyanite segregations: a – Kyanite (Ky) crystal intersects a staurolite (St) crystal, a small quartz (Qz) vein can be seen on the edge. Pl – plagioclase group, Ms – muscovite; б – Staurolite and kyanite contact in a replacement zone: it is apparent that kyanite cuts growth zones in the staurolite crystal, a release of quartz can be seen along the edge. Ilm – ilmenite; в – Segregation of quartz and chlorite group minerals (Chl) in the replacement zone of staurolite by kyanite; г – Kyanite-plagioclase contact: kyanite and a substrate are replaced by plagioclase, the cutting of the growth zone can be seen in kyanite. a – scanned imaging of a piece of rock; б, в, г – photo of transparent sections in transmitted light; б, г – crossed nicols; в – with no analyzer.

3.4.4. Ставролит – $(Fe^{2+}, Mg)_2Al_9(Si, Al)_4O_{20}(O, OH)_4$

Ставролит широко распространен по всему разрезу Больших Кейв, особенно в ставролит-гранатовых породах пачки «А» и порфиробластических плагиоклаз-ставролитовых сланцах пачки «Г». Содержание ставролита в этих пачках варьирует от 3 до 15 об. % и от 10 до 25 об. % соответственно, а размеры кристаллов достигают 25 см. В кианитовых сланцах пачки «В» ставролит содержится в объеме 1-3 об. %, по мере снижения содержания кианита содержание ставролита повышается (Бельков, 1963).

Выделение ставролита в разных пачках пород происходило в разное время. Изученность ставролита в разных породах неравномерная, в настоящее время более глубокие исследования выполнены для ставролита из сланцев пачки «Г».

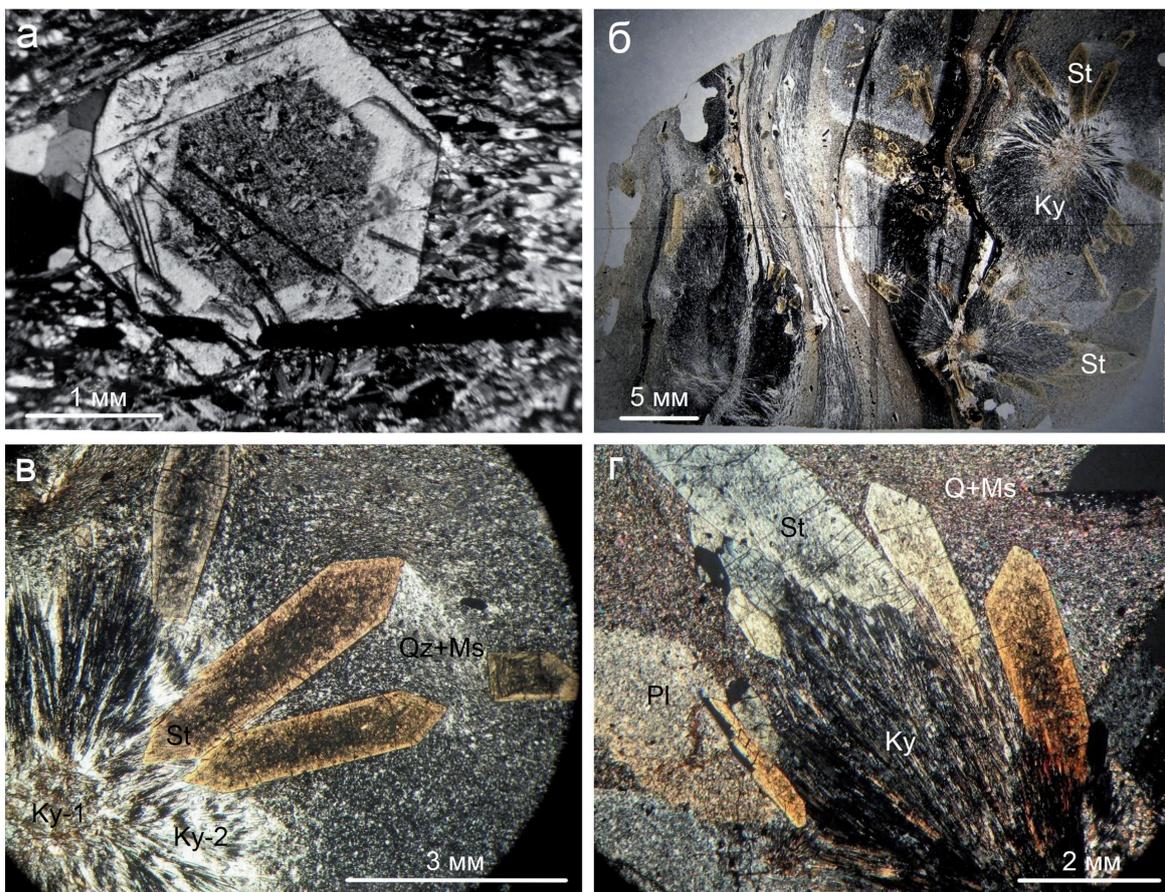


Рис. 3.4.32. Морфология выделений ставролита: а – зональность в кристаллах ставролита из кианитовых сланцев (по И.В. Белькову, 1963); б – взаимоотношение ставролита с кианитом-2 (Ky) в кианитовых сланцах м-ния Тяпш-Манюк: кристаллы ставролита (St) нарастают на кианит или располагаются в субстрате; в – зональные кристаллы ставролита (St), нарастающие на конкрецию кианита (Ky-1, Ky-2) в кианитовых сланцах. Qz – кварц, Ms – мусковит; г – эпитахическое срастание кианита (Ky) и ставролита (St). Ms – мусковит, Qz – кварц, Pl – гр. плагиоклаза. б, в, г – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; б, в – без анализатора; г – николи скрещены.

Fig. 3.4.32. Morphology of staurolite segregations: а – Zonation in staurolite crystals from kyanite schists (after I.V. Bel'kov, 1963); б – Staurolite and kyanite-2 (Ky) relation in kyanite schists of the Tyapsh-Manyuk deposit: staurolite crystals (St) overgrow kyanite or reside in a substrate; в – Zoned staurolite (St) crystals overgrow kyanite (Ky-1, Ky-2) concretion in kyanite schists. Qz – quartz, Ms – muscovite; г – Epitaxial kyanite (Ky) and staurolite (St) intergrowth. Ms – muscovite, Qz – quartz, Pl – gr. plagioclase. б, в, г – photo of transparent sections in transmitted light; б, в – with no analyzer; г – crossed nicols.

Ставролит в кианитовых сланцах

В кианитовых сланцах пачки Б ставролит, по данным И.В. Белькова (1963), выделялся в конце периода образования конкреций кианита-2. Кристаллы ставролита зарождались непосредственно в субстрате (рис. 3.4.32. а) или нарастали на кианит конкреций (рис. 3.4.32. б).

Формы кристаллов ставролита имеют преимущественно столбчатый облик с хорошо развитыми гранями призм (010), (110) и (101) и пинакоида (001). Во всех кристаллах ставролита в кианитовых сланцах развита однотипная зональность в виде ядра и внешней зоны (рис. 3.4.32. а). По данным И.В. Белькова (1963) зональность в кристаллах ставролита наблюдается в кианитовых сланцах на всем протяжении Больших Кейв. Характерно, что в кианитовых сланцах отсутствуют двойники ставролита.

Процесс зарождения и кристаллизации ставролита в кианитовых сланцах детально не изучен. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что кристаллизация ставролита происходила в две стадии: зарождение и кристаллизация ядра, и кристаллизация внешней зоны. Зарождение кристаллов ставролита происходило в субстрате или непосредственно на кристаллах кианита-2 (рис. 3.4.32. б, в). При зарождении ставролита на кианите местами реализован механизм эпитактического (ориентированного) срастания (рис. 3.4.32. г), что свидетельствует о постепенном изменении состава растворов. При этом наблюдалось повышение концентрации цинка. Промежуточной фазой зарождения ставролита в некоторых сростках был цинкоставролит.

Ставролит в ставролитовых сланцах

В ставролитовых сланцах ход кристаллизации минералов был другой в отличие от кианитовых сланцев, ставролит выделялся раньше кианита. Кристаллы («идиобласти») ставролита зарождались и росли в кварц-мусковитовом субстрате, совместно с кианитом и минералами группы плагиоклаза, образуя порфиробластическую текстуру (рис. 3.4.33. а, б). Возрастная последовательность выделения минералов: ставролит, кианит, минералы группы плагиоклаза. Ставролит, как наиболее ранний, замещается кианитом и минералами группы плагиоклаза. Наблюдаются пересечения кристаллов ставролита кристаллами кианита путем прорастания (рис. 3.4.33. в, г). Реакционное взаимоотношение между минералами можно наблюдать в прозрачных шлифах, где вскрыт контакт минералов (рис. 3.4.33. д). Здесь видно, что кианит при замещении ставролита срезает кристаллизационные зоны в его кристаллах.

Ставролит в ставролитовых сланцах пачки «Г» обладает исключительно хорошо выраженными кристаллизационными формами и зональным внутренним строением. Исследование кристаллов показало, что они отражают уникальные особенности роста минералов в метаморфических породах, ранее не освещенные в литературе.

Главными кристаллографическими формами ставролита в ставролитовых сланцах Кейв являются призмы m (110) и r (201) и пинакоиды c (001) и b (010), а также двойники по (231) и (031) и тройники по (231). Наиболее распространены косые двойники по (231), крестообразные двойники по (031) редки, а тройники по (231) весьма редки. По кристаллографическим особенностям выделяется 7 типов кристаллов (рис. 3.4.34 - 3.4.40.).

Анализ форм кристаллов ставролита показал, что из 15 простых форм, встречающихся на кристаллах ставролита (Минералы, 1972, Федькин, 1975), главными являются $c(001)$, $b(010)$, $m(110)$ и $r(201)$. Они хорошо развиты на кристаллах из различных кристаллических сланцев (Свяжин, 1956; Соколов, 1956; Бельков, 1963). Степень раз-

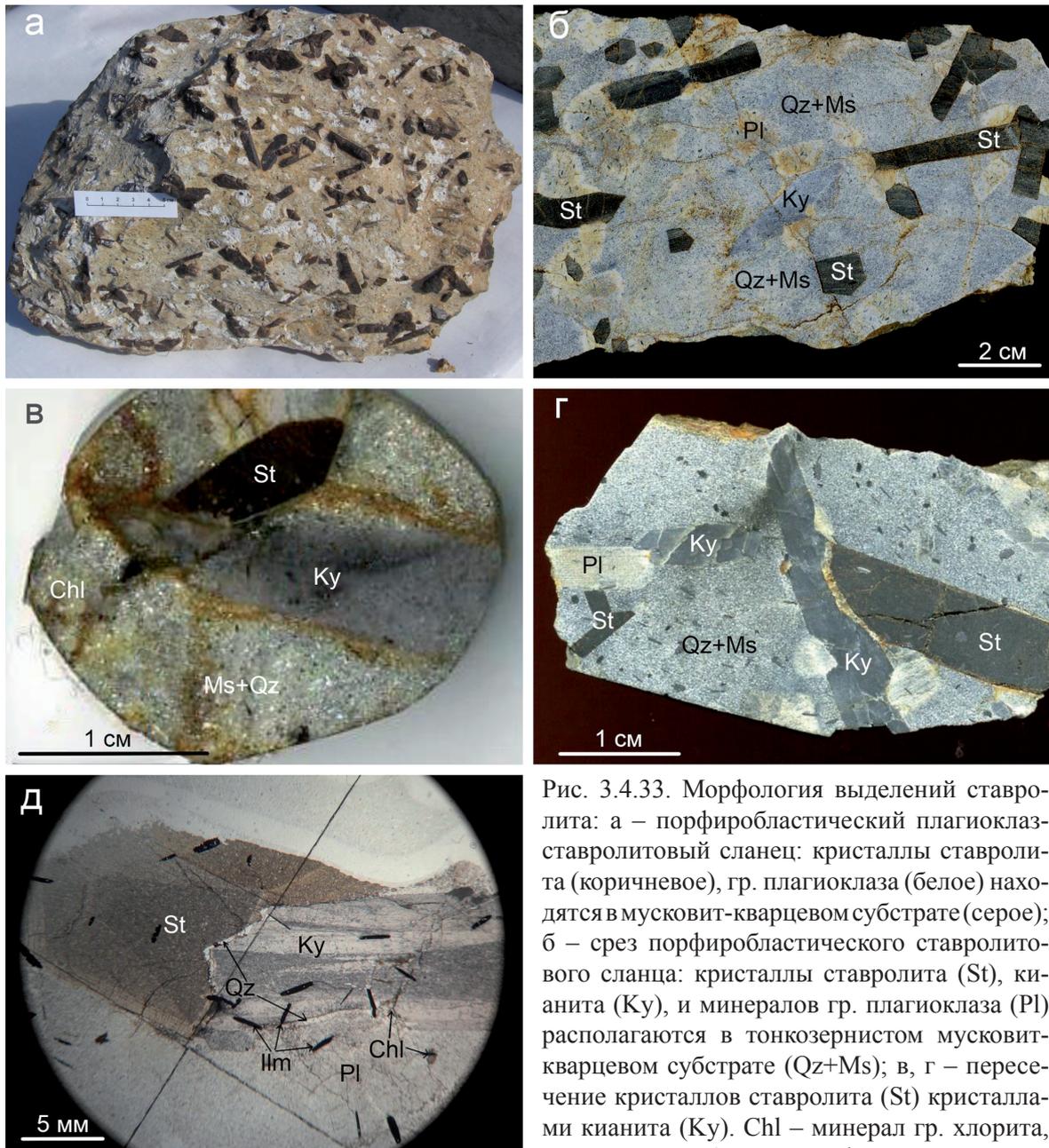


Рис. 3.4.33. Морфология выделений ставролита: а – порфиробластический плагиоклаз-ставролитовый сланец: кристаллы ставролита (коричневое), гр. плагиоклаза (белое) находятся в мусковит-кварцевом субстрате (серое); б – срез порфиробластического ставролитового сланца: кристаллы ставролита (St), кyanита (Ky), и минералов гр. плагиоклаза (Pl) располагаются в тонкозернистом мусковит-кварцевом субстрате (Qz+Ms); в, г – пересечение кристаллов ставролита (St) кристаллами кyanита (Ky). Chl – минерал гр. хлорита, Ms – мусковит, Qz – кварц, Pl – гр. плагиоклаза;

д – реакционная зона с кварцем (Qz) на контакте ставролита (St) с кyanитом (Ky): кyanит замещал ставролит и пересекает кристаллизационные зоны в ставролите. Chl – минерал гр. хлорита, Ilm – ильменит. а – фото штуфа, в – фото аншлифа; б, г – сканированное изображение штуфа; д – фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.33. Morphology of staurolite segregations: а – Porphyroblastic plagioclase-staurolite schist: crystals of staurolite (brown), plagioclase group (white) are in a muscovite-quartz substrate (gray); б – Shear of a porphyroblastic staurolite schist: crystals of staurolite (St), kyanite (Ky) and plagioclase group minerals (Pl) are in a fine-grained muscovite-quartz substrate (Qz+Ms); в, г – Staurolite (St) crystals intersect kyanite (Ky) crystals. Chl – chlorite group mineral, Ms – muscovite, Qz – quartz, Pl – plagioclase group mineral; д – Reaction zone with quartz (Qz) on the contact of staurolite (St) with kyanite (Ky): kyanite replaced staurolite and intersected crystallization zones in staurolite. Chl – chlorite group mineral, Ilm – ilmenite. а – photo of a piece of rock, в – photo of a polished section; б, г – scanned imaging of a piece of rock; д – photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer.

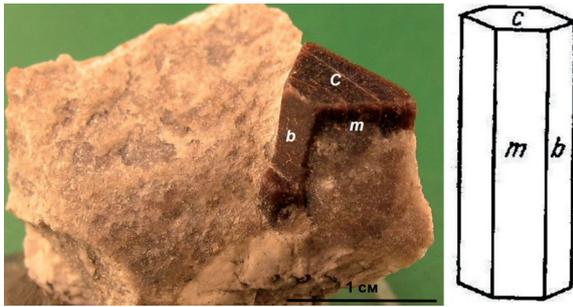


Рис. 3.4.34. Кристалл ставролита: тип I – призматический с активным развитием грани c (001), простые формы (c, m, b).

Fig. 3.4.34. Staurolite crystal: I type – prismatic crystal with active development of the facet c (001), simple shapes (c, m, b).

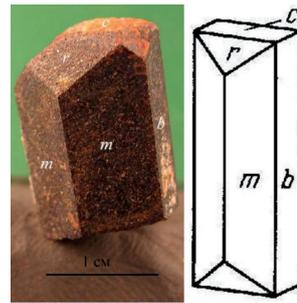


Рис. 3.4.35. Кристалл ставролита: тип II – призматический с активным развитием грани m (110), простые формы (m, b, r, c).

Fig. 3.4.35. Staurolite crystal: II type – prismatic crystal with active development of the facet m (110), simple shapes (m, b, r, c).

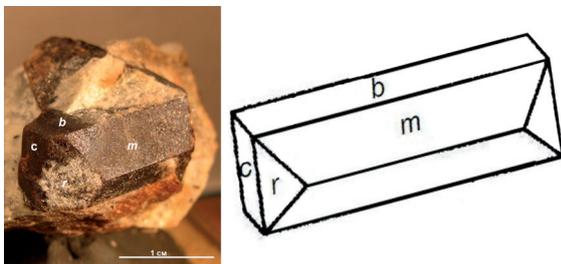


Рис. 3.4.36. Кристалл ставролита: тип III – пинакоидальный с активным развитием грани b (010), простые формы (b, m, r, c).

Fig. 3.4.36. Staurolite crystal: III type – pinacoidal crystal with active development of the facet b (010), simple shapes (b, m, r, c).

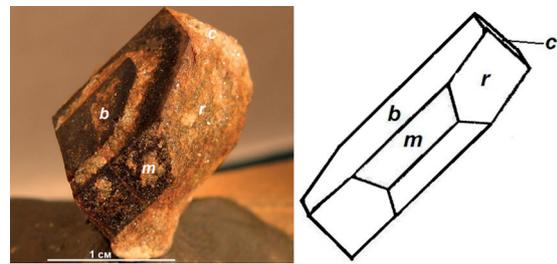


Рис. 3.4.37. Кристалл ставролита: тип IV – пинакоидальный с активным развитием граней b (010) и r (201), простые формы (b, r, m, c).

Fig. 3.4.37. Staurolite crystal: IV type – pinacoidal crystal with active development of the facets b (010) and r (201), simple shapes (b, r, m, c).

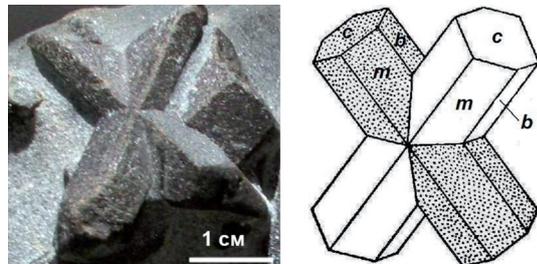


Рис. 3.4.38. Кристалл ставролита: тип V – косяк двойник по (231). Фотография с сайта (<http://geo.web.ru/druza/l-Keivy.htm>).

Fig. 3.4.38. Staurolite crystal: V type – transverse twin after (231). Photo is from the website (<http://geo.web.ru/druza/l-Keivy.htm>).

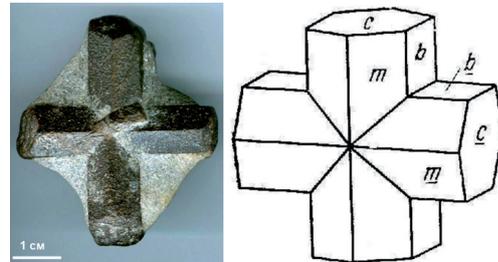


Рис. 3.4.39. Кристалл ставролита: тип VI – крестообразный двойник по (031). Фотография с сайта (<http://geo.web.ru/druza/l-Keivy.htm>).

Fig. 3.4.39. Staurolite crystal: VI type – cross-shaped twin after (031). Photo is from the website (<http://geo.web.ru/druza/l-Keivy.htm>).



Рис. 3.4.40. Кристалл ставролита: тип VII – тройник по (231).

Fig. 3.4.40. Staurolite crystal: VII type – triplet after (231).

вития простых форм различна в разных породах. В породах из разреза Кейв, в ставролитовых сланцах пачки «Г» преобладают призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями призмы и пинакоида m, b и постоянно присутствующими гранями c и r . В кианитовых сланцах пачки «В» грань r не встречается, но присутствует редкая грань $f(101)$ (Бельков, 1963). В углисто-кремнистых и слюдисто-кварцевых сланцах Урала преобладают призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями призм m и r и неравномерно развитыми пинакоидами b или c (Свяжин, 1956; Соколов, 1956).

Внутреннее строение кристаллов ставролита

Все кристаллы ставролита в ставролитовых сланцах обладают исключительно четкой зональностью. Она хорошо наблюдается в шлифах, изготовленных из разрезанных кристаллов. В зональную структуру кристаллов входят: ядро, две зоны первого порядка и многочисленные зоны второго порядка (рис. 3.4.41. а, б). Во всех зонах первого порядка развита тонкая зональность второго порядка (рис. 3.4.41. в).

По структуре зональности выделяется две разновидности кристаллов ставролита. Первую разновидность образуют кристаллы, имеющие ядро и две зоны первого порядка (полнозональные кристаллы) (рис. 3.4.41. г, д). Вторую разновидность образуют кристаллы, у которых ядро отсутствует, но есть одна или две зоны первого порядка (рис. 3.4.41. е) (не полнозональные кристаллы). Основная масса кристаллов ставролита представляет первую разновидность, вторая разновидность составляет незначительное количество мелких кристаллов.

Общие черты кристаллизации ставролита

Ставролит является типичным представителем метаморфических минералов, поэтому, прежде всего, необходимо понять его условия зарождения.

Представление об образовании центров кристаллизации и росте кристаллов в твердой среде ранее сформулировано Н. Растом (1967). Он отмечал, что для оценки условий метаморфизма недостаточно изучить метаморфические фации, необходимо знать структурные соотношения и кристаллографические особенности минералов, участвующих в метаморфических реакциях. В качестве основных причин зарождения центров кристаллизации в условиях метаморфизма пород рассматриваются процессы: 1) полиморфного превращения, 2) распада твердых растворов, 3) реакции твердой фазы с летучими компонентами, 4) реакции двух или более твердых фаз с привнесением летучих компонентов или без них. В случае со ставролитом не применимы первые три причины, поскольку отсутствуют признаки протекания этих процессов при образовании зародышей ставролита.

Ядра кристаллов ставролита имеют микропорфировидную структуру, из криптокристаллической смеси ставролита и кварца и кристаллов ставролита (рис. 3.4.42. а). Исследования показали, что зарождение ставролита связано с появлением в сланцах на стадии метаморфизма скоплений криптокристаллической смеси кварца и мусковита – будущих ядер ставролита. Эта смесь закристаллизовалась в виде короткостолбчатых призматических псевдогексагональных зерен. Исследование формы зерен показало, что она представляет комбинацию граней пинакоидов c и b и призмы r , сросшихся подобно песочным часам. В поперечном сечении ядер часто наблюдается гексагональная форма, а в продольном треугольная.

После обособления ядра произошла их перекристаллизация, в результате чего в них образовались пластинчатые микрокристаллы ставролита (рис. 3.4.42. б-д). Микрокристаллы ставролита, имеют простые формы пинакоида и призмы. Они плоские,

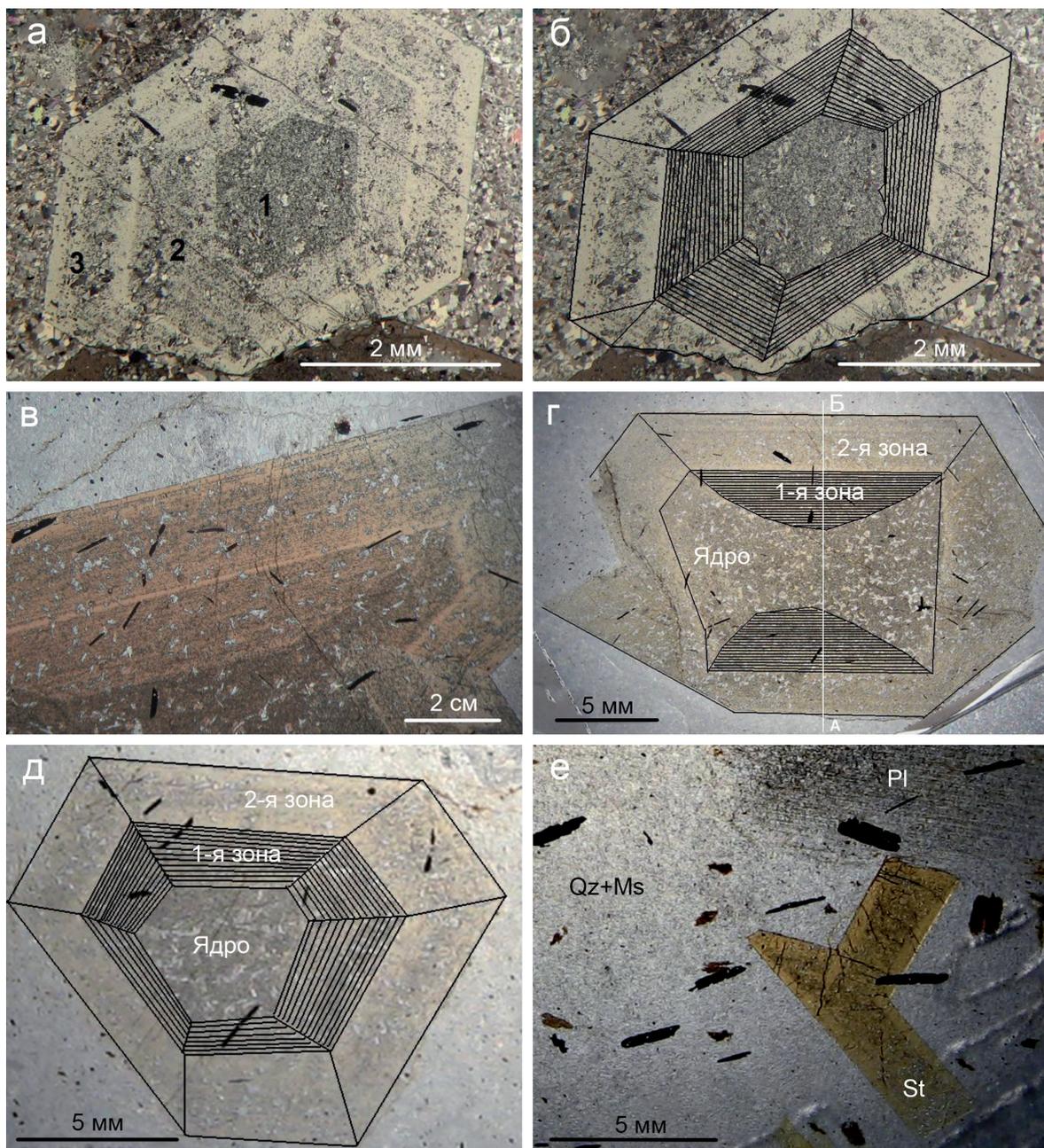


Рис. 3.4.41. Морфология выделений ставролита: а, б – общая схема зональности кристаллов ставролита: 1 – ядро; 2 – первая зона первого порядка; 3 – вторая зона первого порядка; б – вторая зона ретуширована; в – пример тонкой зональности второго порядка в зонах первого порядка. Фрагмент кристалла; г, д – структура зональности кристалла ставролита-1: г – продольный разрез; д – поперечный разрез. Первая зона везде ретуширована; е – структура зональности кристаллов ставролита-2 (St) в сростке. Черное – ильменит. Ms – мусковит, Qz – кварц, Pl – минерал гр. плагиоклаза. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.41. Morphology of staurolite segregations: а, б – General scheme of a staurolite crystals zonation: 1 – core; 2 – first zone of the first order; 3 – second zone of the first order; б – retouched second zone; в – Example of a thin second order zonation in first order zones. A crystal fragment; г, д – Structure of a staurolite-1 crystal zonation: г – longitudinal section; д – cross section. The first zone is retouched everywhere; е – Structure of a staurolite-2 (St) crystal zonation in an intergrowth. Black – ilmenite. Ms – muscovite, Qz – quartz, Pl – plagioclase gr. mineral. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

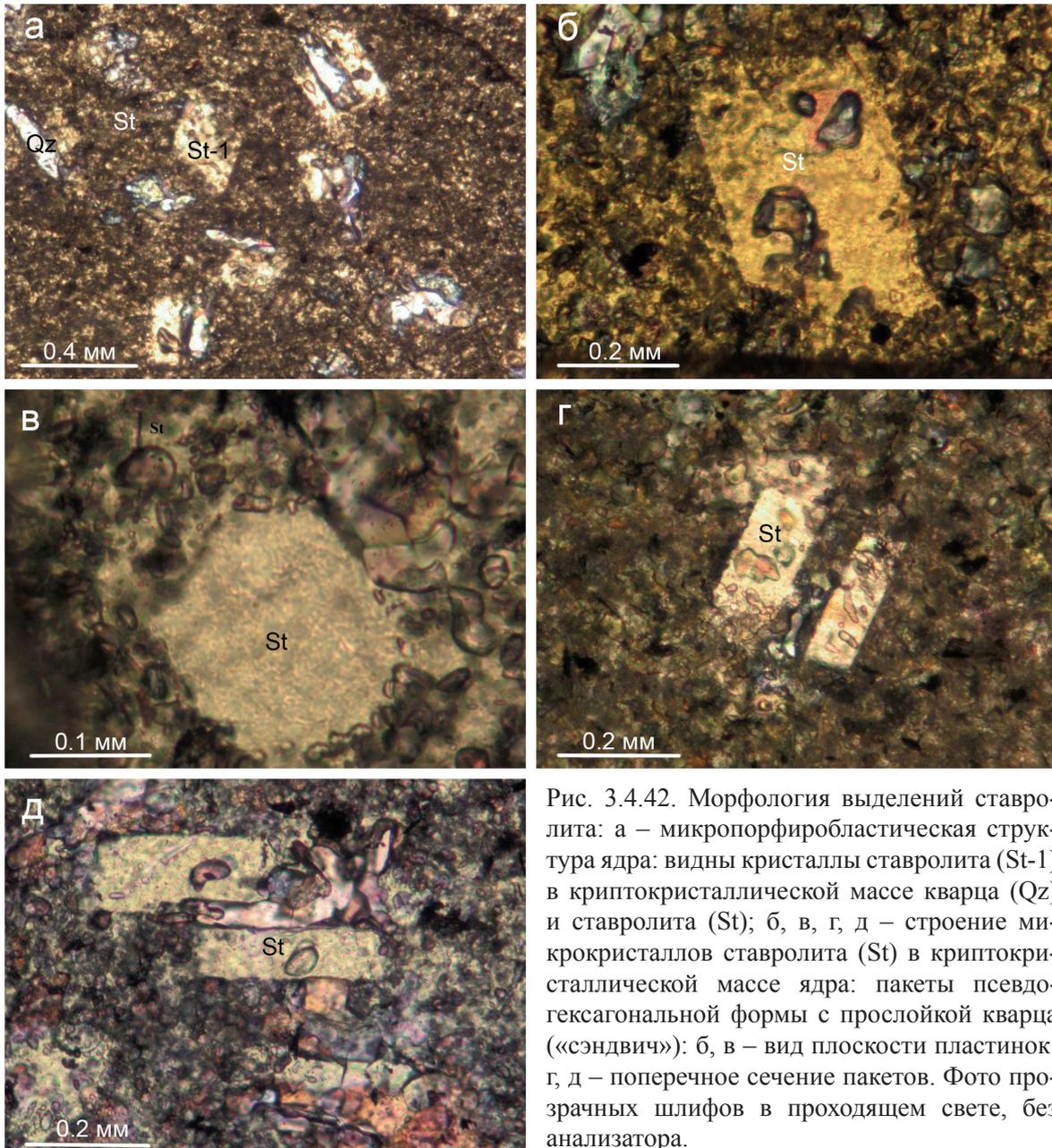


Рис. 3.4.42. Морфология выделений ставролита: а – микропорфиробластическая структура ядра: видны кристаллы ставролита (St-1) в криптокристаллической массе кварца (Qz) и ставролита (St); б, в, г, д – строение микрокристаллов ставролита (St) в криптокристаллической массе ядра: пакеты псевдогексагональной формы с прослойкой кварца («сэндвич»): б, в – вид плоскости пластинок; г, д – поперечное сечение пакетов. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.42. Morphology of staurolite segregations: а – Microporphyroblastic core structure: staurolite (St-1) crystals can be seen in a cryptocrystalline quartz (Qz) and staurolite (St) mass; б, в, г, д – Structure of staurolite (St) microcrystals in a cryptocrystalline core mass: pseudohexagonal-shaped packs with a quartz interlayer («sandwich»): б, в – plane view of platelets; г, д – packs cross section. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

пакетообразные. Пакеты трехслойные, типа «сэндвича», состояются из двух гексагональных пластинок ставролита с прослойкой кварца или еще одного слоя ставролита. Морфология микрокристаллов и некоторые особенности роста ставролита, позволяет предполагать, что они возникли в результате замещения мусковита. Теоретически образование ставролита за счет мусковита возможно при температуре 550 °С и давлении 5 кбар (Костов, 1971; Федькин, 1975). Это согласуется с условиями диагенеза и катагенеза осадочных пород и соответствует событию M_2 «синтектоническому метаморфизму» ($T=450-560\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=4-5.5\text{ кбар}$). Условия образования ядерной части

кристаллов ставролита отвечали метаморфической реакции в условиях ставролит-дистен-двуслюдной субфации (Петров, Глазунков, 1986).

Раскристаллизация зародышей ознаменовала заключительную стадию формирования структуры ядер кристаллов ставролита, все ядра имеют микрокристаллы ставролита одинакового размера, т.е. процесс произошел одновременно. После кристаллизации зародышей начались деформации растяжения ядер кристаллов.

В крупном масштабе, завершение первого этапа зарождения ставролита и начало растяжения ядер, означает начало складчатого периода формирования сланцев Кейв, в процессе которого произошло пластическое «течение» ставролитовых сланцев.

Ядра кристаллов ставролита обрамлены двумя зонами первого порядка (рис. 3.4.41. а, б, г, д), одна из которых сформирована частично растянутыми гранями призмы и пинакоида (рис. 3.4.41. г), а вторая – нормально кристаллизованными гранями всех форм (рис. 3.4.41. а, б, д). Эти зоны развивались как на монокристаллах, так и на сростках всех кристаллов ставролита (рис. 3.4.43. а, б, в, г).

Исследование структуры зональности кристаллов показало, что форма ядра и первой зоны связаны между собой (рис. 3.4.41. г). Они подчиняются форме кристаллов и положению кристаллографических осей кристалла относительно сланцеватости породы: чем ближе к плоскости сланцеватости ось c , тем длиннее кристалл и зона 1. При этом ядро кристаллов претерпевает ряд закономерных изменений, объясняющихся пластической деформацией или растяжением. Рост кристалла в период растяжения ядра зависел от положения кристаллографических осей ядра относительно плоскости рассланцевания вмещающей породы. При этом возникли четыре типа кристаллов.

Первый тип слагают наиболее крупные и длинные кристаллы (рис. 3.4.43. г, д, е). Характерной особенностью их внутреннего строения является разрыв ядра и растаскивание его в разные концы кристалла (рис. 3.4.44. а, в, г). Область растаскивания ядра заполнена веществом первой зоны, представляющим собой материал залечивания деформированного кристалла. Наиболее эффективное растяжение происходило в тех кристаллах, в которых с направлением растяжения совпадает ось c , по этой оси максимальное удлинение кристаллов вдоль призмы m (110) и пинакоида b (010).

Под действием сил деформации растяжения ядра «растягивались» в направлении сланцеватости. При этом в процессе деформации растяжения ядро некоторый период удлинялось без разрыва сплошности, затем делилось на части, удаленные по длинной оси кристалла.

Кристаллы ставролита второго типа представлены короткопризматическими формами, располагающимися косо или поперек сланцеватости (рис. 3.4.44. б). Характерно часто асимметричное строение кристаллов, обусловленное развитием разных граней на головках (рис. 3.4.45. а, б), обычно в одну сторону головка представлена пинакоидом c , а в другую призмой r . В центре кристаллов, как и в первом типе, располагается ядро, слабо растянутое по удлинению кристалла, оно обрастает широкими зонами, как по грани пинакоида, так и по грани призмы.

Кристаллы третьего типа приурочены к трещинам, секущим сланцы. Вдоль трещин они образуют щетки и друзы (рис. 3.4.45. в, г). В друзах видно, что кристаллы росли от трещины в кварц-мусковитовый субстрат, при этом происходил естественный отбор и преимущественный рост кристаллов, наиболее благоприятно ориентированных к поверхности трещины (Григорьев, 1961) (рис. 3.4.46.).

В кристаллах третьего типа наблюдаются ядро и две зоны, аналогично первому и второму типам. Однако, зональность кристаллов асимметричная, рост кристаллов

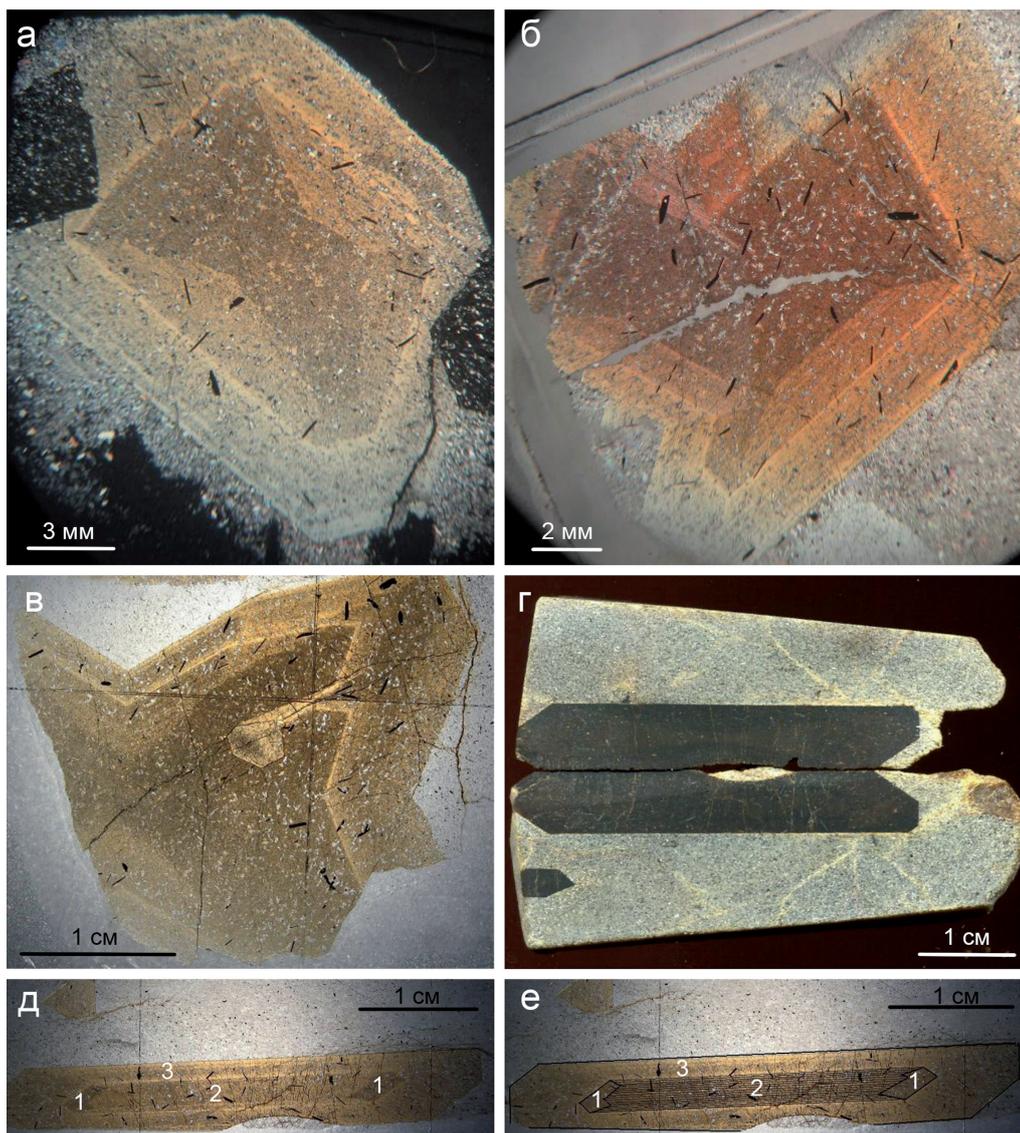


Рис. 3.4.43. Морфология выделений ставролита: а – общий характер зональности монокристалла ставролита: на ядро и первую зону нарастает вторая зона, она начинается и заканчивается чистой (без включений) зоной второго порядка (светлые полосы); б, в – примеры зональности сростков кристаллов ставролита (б, в): несмотря на сложность сростка, четко видны границы ядра и первой зоны, обрамленные чистой зоной второго порядка; г – кристалл ставролита первого типа (черное) в кварц-мусковитовом субстрате (серое). Сканированное изображение штуфа; д – внутреннее строение кристалла первого типа с зональной структурой: 1 – ядро (расташено на две части), 2 – первая зона (залеченная область деформированного кристалла), 3 – вторая зона. а, б, в, д, е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора; е – схема зональности кристалла с ретушированной областью первой зоны: 1 – ядро (расташенные части ядра околонтурены), 2 – первая зона (ретуширована), 3 – вторая зона.

Fig. 3.4.43. Morphology of staurolite segregations: а – General pattern of a staurolite monocrystal zonation: the second zone overgrows a core and the first zone, it begins and ends with a clean (no inclusions) zone of the second order (light lines); б, в – Examples of a zonation of staurolite crystals intergrowths (б, в): despite the complex structure of the intergrowth, edges of the core and the first zone are clearly visible, they are framed with the clean second order zone; г – A first type staurolite crystal (black) in a quartz-muscovite substrate (gray). Scanned imaging of a piece of rock; д – Eternal morphology of the first type crystal with a zoned structure: 1 – core (dragged into two pieces), 2 – first zone (healed area of the deformed crystal), 3 – second zone. а, б, в, д, е – photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer; е – Scheme of a crystal zonation with the first zone retouched area: 1 – core (dragged core pieces are outlined), 2 – first zone (retouched), 3 – second zone.

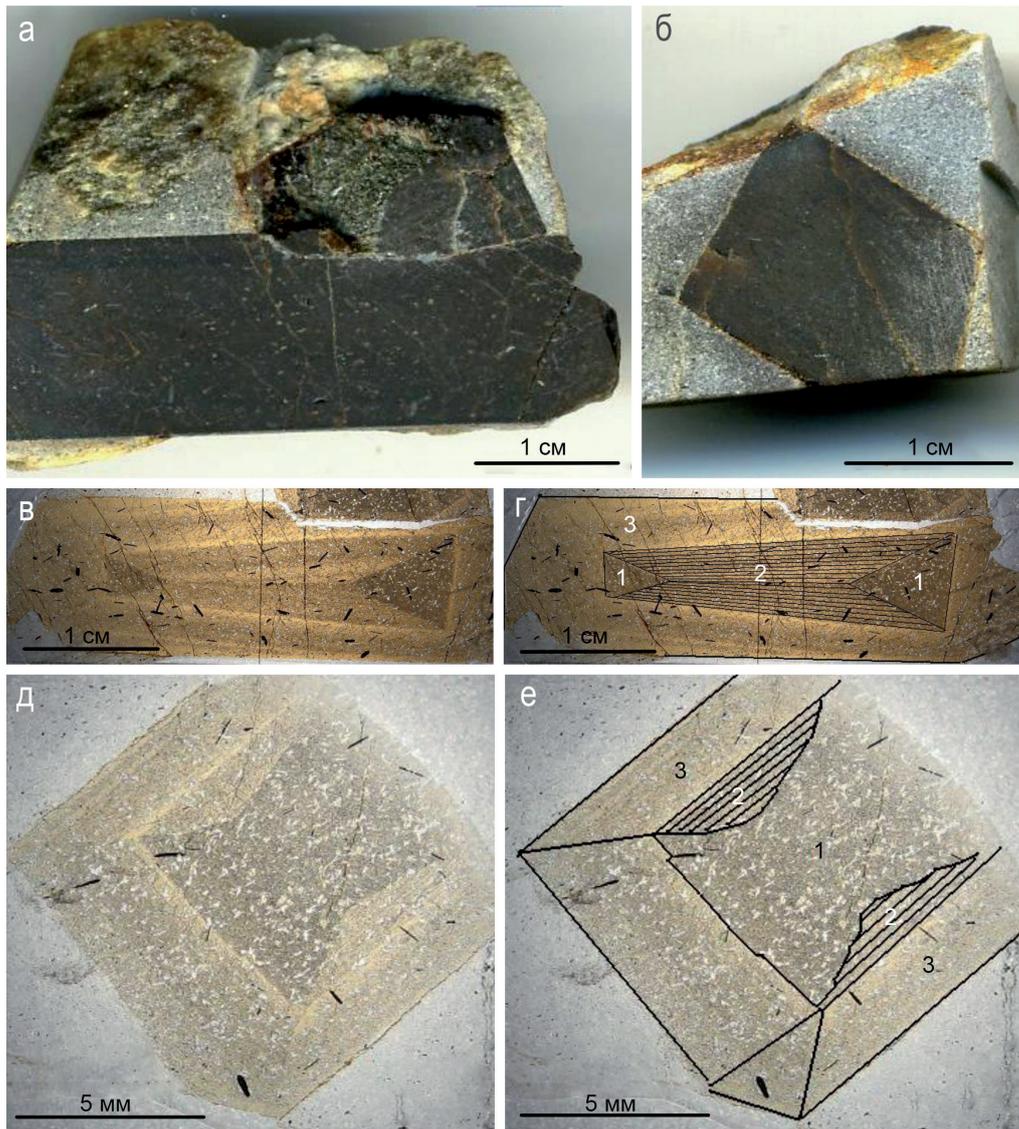


Рис. 3.4.44. Морфология выделений ставролита: а – кристалл первого типа в субстрате, с другой формой растасканных частей ядра: продольный распил ставролита (черное) в субстрате (серое), виден сросток со вторым кристаллом; б – короткопризматический кристалл ставролита второго типа (продольный разрез) с гранью пинакоида в торце. Ставролит (черное) в субстрате (серое); в – структура зональности в кристалле с растасканным ядром; г – схема зональности кристалла первого типа (продольный разрез): выделены фрагменты ядра (1) в разных концах кристалла и две зоны первого порядка (2, 3); интерпретация зональности, ретуширована первая зона (2) – залеченная область растаскивания ядра; д, е – структура зональности в кристалле второго типа: 1 – ядро, 2 – первая зона (ретуширована), 3 – вторая зона. Большой шлиф. Фото в проходящем свете (д) и ретушированная схема зональности (е). а, б – фото образцов; в, г, д, е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.44. Morphology of staurolite segregations: а – First type crystal in a substrate, with another shape of separated core pieces: longitudinal staurolite cut (black) in a substrate (gray), an intergrowth with the second crystal can be seen ; б – Short prismatic second type staurolite crystal (longitudinal section) with a pinacoid facet at the end. Staurolite (black) in the substrate (gray); в – Structure of a crystal zonation with its separated core; г – Scheme of the first type crystal zonation (longitudinal section): the core fragments are pointed out (1) at the different ends of the crystal and two zones of the first order (2, 3) are marked; zonation interpretation, the retouched first zone (2) – healed area of the core separation; д, е – Structure of the second type crystal zonation: 1 – core, 2 – first zone (retouched), 3 – second zone. Large section. Photo in transmitted light (д) and a retouched zonation scheme (е). а, б – photo of samples; в, г, д, е – photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

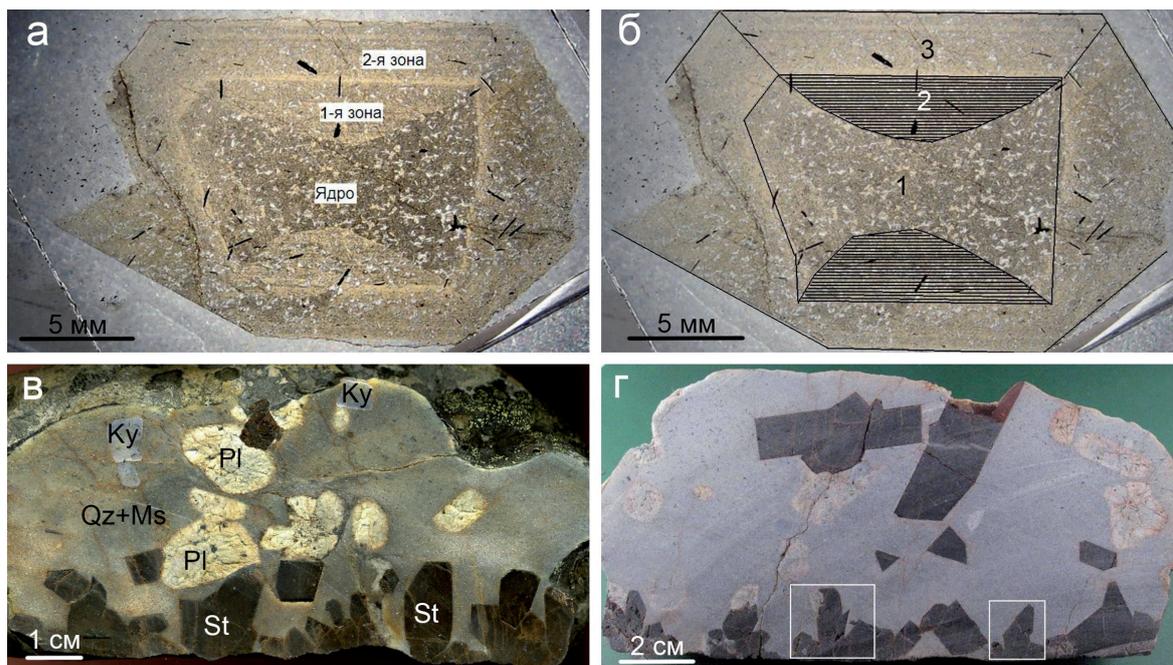


Рис. 3.4.45. Морфология выделений ставролита: а, б – кристалл второго типа и его зональность, симметричное строение. 1 – ядро, 2 – первая зона (ретуширована), 3 – вторая зона. Видны грани призм с обеих сторон кристалла, широкие зоны вокруг ядра. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; в – щетка кристаллов ставролита (St) третьего типа вдоль тектонической трещины в кyanит-плагноклаз-ставролитовом сланце. Кристаллы ставролита (St), нарастают на стенку трещины, а минералы гр. плагноклаза (Pl) и кyanит (Ky) располагаются в микрзернистой мусковит-кварцевой массе (Qz+Ms). Сканированное изображение среза штуфа; г – примеры друзовых текстур роста ставролита вдоль трещин. Фото образца.

Fig. 3.4.45. Morphology of staurolite segregations: а, б – Second type crystal and its zonation, symmetrical structure. 1 – core, 2 – first zone (retouched), 3 – second zone. Prisms facets are visible from the both sides of the crystal, wide zones around the core. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; в – Druse of staurolite (St) crystals of the third type along a tectonic crack in a kyanite-plagioclase-staurolite schist. Staurolite (St) crystals overgrow the crack wall, and plagioclase group minerals (Pl) and kyanite (Ky) are spaced in a micrograined muscovite-quartz mass (Qz+Ms). Scanned imaging of a piece of rock shear; г – Examples of drusoid structures of the staurolite growth along the cracks. Photo of a sample. Staurolite (St) crystals overgrow the crack wall, and plagioclase (Pl) and kyanite (Ky) are spaced in a micrograined muscovite-quartz mass (Qz+Ms).

происходил от трещины в сторону сланца. Морфология зародыша отличается асимметричностью, отсутствуют признаки разделения на две части вдоль удлинения кристалла. В целом структура зональности указывает на рост кристаллов подобно свободной кристаллизации от трещины в кварц-мусковитовый субстрат за счет питания из сланца, а не из трещины.

Кристаллы четвертого типа представлены одиночными зернами и сростками, «плавающими» в субстрате (рис. 3.4.46. г, д). В них отсутствует ядро, а иногда и первая зона, характерные для трех первых типов кристаллов. Внешняя зона всегда чистая, аналогичная крупным кристаллам первых трех типов. Облик кристаллов призматический, вероятно, развиты грани призмы *m* и пинакоиды *p* и *c*. Строение кристаллов четвертого типа позволяет предполагать, что это зародыши поздних кристаллов, возникшие в период формирования второй зоны на кристаллах основной генерации.

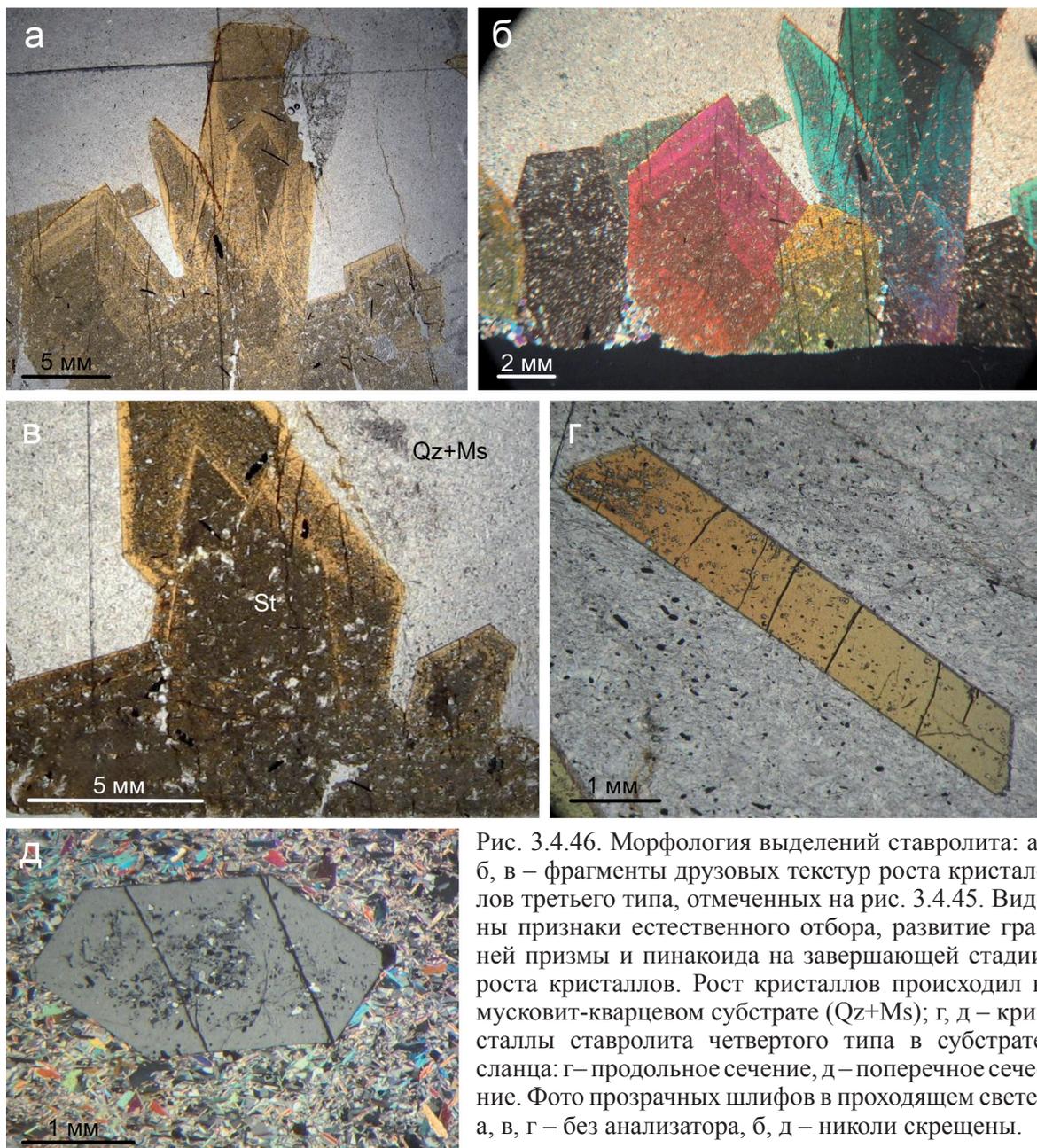


Рис. 3.4.46. Морфология выделений ставролита: а, б, в – фрагменты друзовых текстур роста кристаллов третьего типа, отмеченных на рис. 3.4.45. Видны признаки естественного отбора, развитие граней призмы и пинакоида на завершающей стадии роста кристаллов. Рост кристаллов происходил в мусковит-кварцевом субстрате (Qz+Ms); г, д – кристаллы ставролита четвертого типа в субстрате сланца: г – продольное сечение, д – поперечное сечение. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, в, г – без анализатора, б, д – николи скрещены.

Fig. 3.4.46. Morphology of staurolite segregations: а, б, в – Fragments of drusoid growth structures of the third type crystals highlighted in Fig. 3.4.45. Signs of the natural selection are visible, development of prism and pinacoid facets on the final stage of the crystals growth. Crystals grew in a muscovite-quartz substrate (Qz+Ms); г, д – Fourth type staurolite crystals in a schist substrate: г – longitudinal section, д – cross section. Photo of transparent sections in transmitted light; а, в, г – with no analyzer, б, д – crossed nicols.

К вопросу о механизме растяжения ядра кристаллов ставролита

Растяжение ядра без разрыва сплошности, могло произойти в результате реализации деформации материала ядра по принципу миграции дислокаций решетки и трансляционного скольжения (Григорьев, Жабин, 1975). При растяжении в средней части ядра образовывалось утоньшение («талиия») (рис. 3.4.45. а, б). Впадина между гранями первичного ядра и «талией» зарастала второй зоной ставролита в процессе растяжения кристалла. В некоторых кристаллах наблюдается неполный разрыв ядра

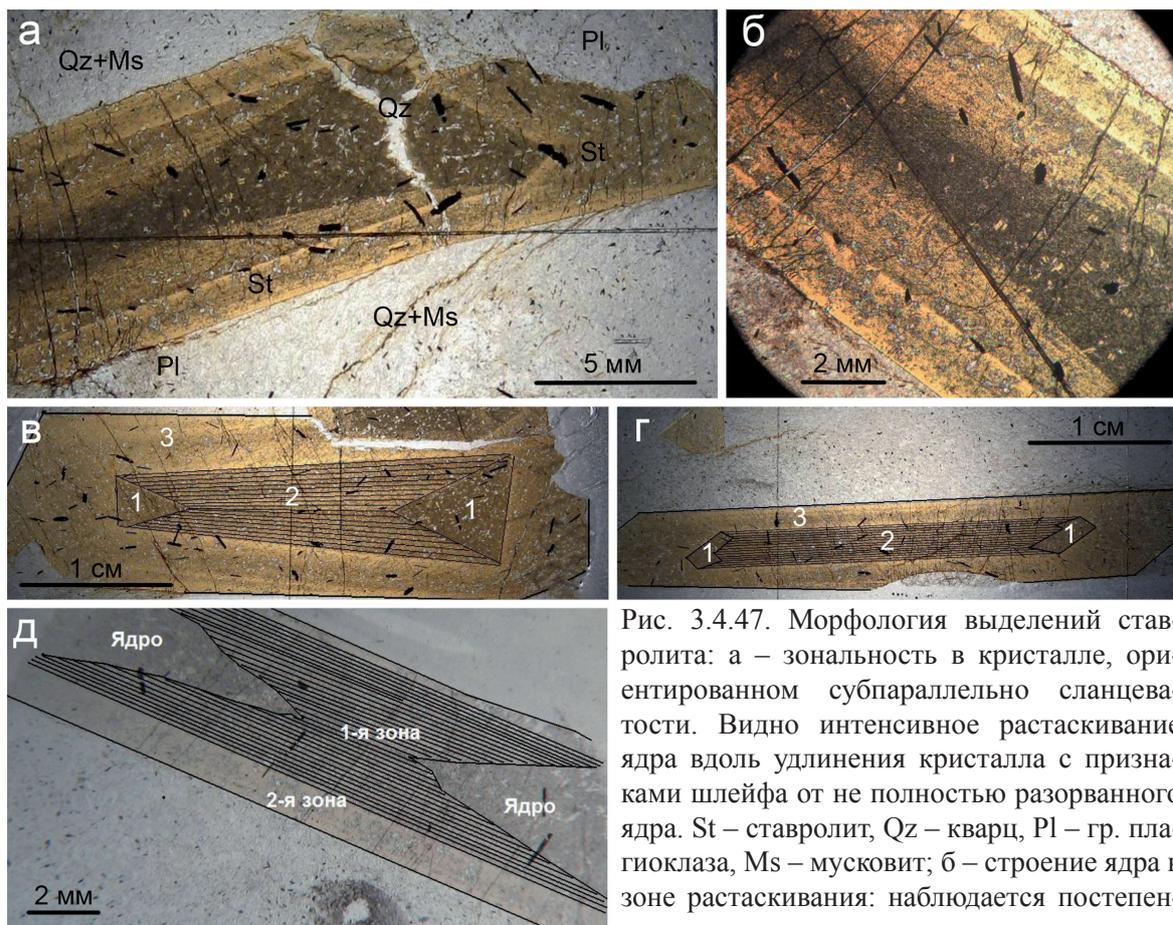


Рис. 3.4.47. Морфология выделений ставролита: а – зональность в кристалле, ориентированном субпараллельно сланцеватости. Видно интенсивное растаскивание ядра вдоль удлинения кристалла с признаками шлейфа от не полностью разорванного ядра. St – ставролит, Qz – кварц, Pl – гр. плагиоклаза, Ms – мусковит; б – строение ядра в зоне растаскивания: наблюдается постепенное размывание контура ядра и разряжение

между микрокристаллами ставролита, возникшее в результате пластического растяжения вмещающего субстрата. Фрагмент рис. 3.4.47 а; в, г, д – строение разорванных ядер и залеченной области между частями ядра. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.47. Morphology of staurolite segregations: а – Zonation in a crystal which is subparallelly oriented to a schistosity. Intense separating of the core along a crystal elongation is visible with signs of a tail from the incompletely disrupted core. St – staurolite, Qz – quartz, Pl – gr. plagioclase, Ms – muscovite; б – Core structure in the zone of separation: there are a visible water erosion of the core outlines and uncharging between staurolite microcrystals which appeared as a result of an enclosing substrate plastic stretching. Fragments of Fig. 3.4.47 а; в, г, д – Structure of the disrupted cores and a healed area between their particles. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

и образование шлейфа материала ядра, размывание границ первой зоны (рис. 3.4.47. а). При этом видны признаки пластического «течения» или растягивание основной субстанции ядра, т.е. кварц-ставролитового криптокристаллического агрегата, а микрокристаллы ставролита еще сохраняются и расстояние между ними увеличивается (рис. 3.4.47. б). В срезах кристаллов с разорванным ядром видно, что в области разрыва ядер не сохранялось их фрагментов, а вся область разрыва заполнена ставролитом, т.е. залечена в процессе растяжения (рис. 3.4.47. в, г, д).

Структурные особенности первой зоны в кристаллах показывают, что она развивалась параллельно с растяжением ядра и не всегда симметрично. В некоторых кристаллах вторая зона наблюдается только с одного края ядра. Наблюдаются даже разрывы ядра и залечивание их материалом второй зоны. Это свидетельствует о том, что вторая зона образовывалась лишь там, где ядро подвергалось деформации растяже-

ния. В том случае, когда сплошность ядра нарушалась, в разрыве кристалл залечивался гранями призмы и пинакоида, при этом более ранние зоны роста граней подвергались деформации растяжения, как и в первом случае, вероятно, до завершения кристаллизации второй зоны кристалла, что означало окончание растяжения.

Деформация растяжения ядра играла основную роль в формировании удлинённых кристаллов. Судя по морфологии кристаллов, наиболее эффективное растяжение происходило в тех кристаллах, в которых с направлением растяжения совпадает ось c , по этой оси максимальное удлинение кристаллов вдоль призмы m (110) и пинакоида b (010). Есть основание полагать, что в направлении оси c в решетке ставролита имеются наиболее благоприятные условия для дислокаций, возможно комбинация трех направлений спайности: по пинакоидам b (010) и c (100) и призме m (110).

Связь между обликом кристаллов и их ориентировкой по отношению к сланцеватости породы отмечалась ранее для ставролитов Среднего Приазовья (Шелудько, Агафонова, 1958). Замечено, что если оси c и b лежат в плоскости сланцеватости, то облик кристаллов ромбический, а при расположении оси c параллельно и оси b перпендикулярно сланцеватости – кристаллы псевдогексагонально-призматические. Т.о. также наблюдалось влияние оси c на развитие призматического облика. Если направление оси c не совпадало с направлением растяжения, то ядро не удлинялось, а иногда разламывалось. Это можно видеть на многих ядрах кристаллов, удлинение которых не совпадает со сланцеватостью.

После завершения растяжения ядра и кристаллизации первой зоны все кристаллы обрастали гранями второй зоны, т.е. приобретали современную форму. Рост кристаллов в этот период происходил по принципу роста в гидротермальных условиях, наращивания граней в соответствии с потоком поровых растворов: более интенсивно росли грани навстречу потоку растворов (Григорьев, Жабин, 1975).

Структура зональности и условия формирования зон первого порядка в кристаллах ставролита

Рассмотренный выше материал показывает, что в зависимости от ориентировки кристаллов, в результате различного растяжения ядра в одном и том же месте возникали кристаллы с различным строением зональности (рис. 3.4.48. а, б). Во всех полнотональных кристаллах есть ядро и две зоны первого порядка. Первая зона обрамляет ядро кристаллов, заполняя дефекты, возникающие при деформации ядра. В зависимости от строения ядра первая зона имеет разное развитие, но в любом случае ядро и первая зона обрастали второй зоной (рис. 3.4.43. а, б, в).

Детальное исследование зон показало, что первая и вторая зоны первого порядка отличаются от ядра наличием тонкой зональности (второго порядка).

Первая зона нарастала непосредственно на ядро в местах его растяжения, внутри зоны развита тонкая зональность второго порядка (рис. 3.4.48. в).

Вторая зона нарастала либо непосредственно на ядро (рис. 3.4.48. г), либо на первую зону (рис. 3.4.48. д). Она начинается и заканчивается широкими зонами второго порядка, не содержащими включений (рис. 3.4.43. а). Эти зоны являются реперными для определения границы ядра и первой зоны и границ кристалла. Наиболее хорошо выражена широкая зона второго порядка на кристаллах третьего типа (рис. 3.4.48. е). Вторая зона обычно наиболее широкая и имеет признаки секториального роста на гранях кристаллов (рис. 3.4.49.).

Таким образом, во всех кристаллах ставролита присутствует одинаковая схема зональности первого порядка, что позволяет выделить в кристаллизации ставро-

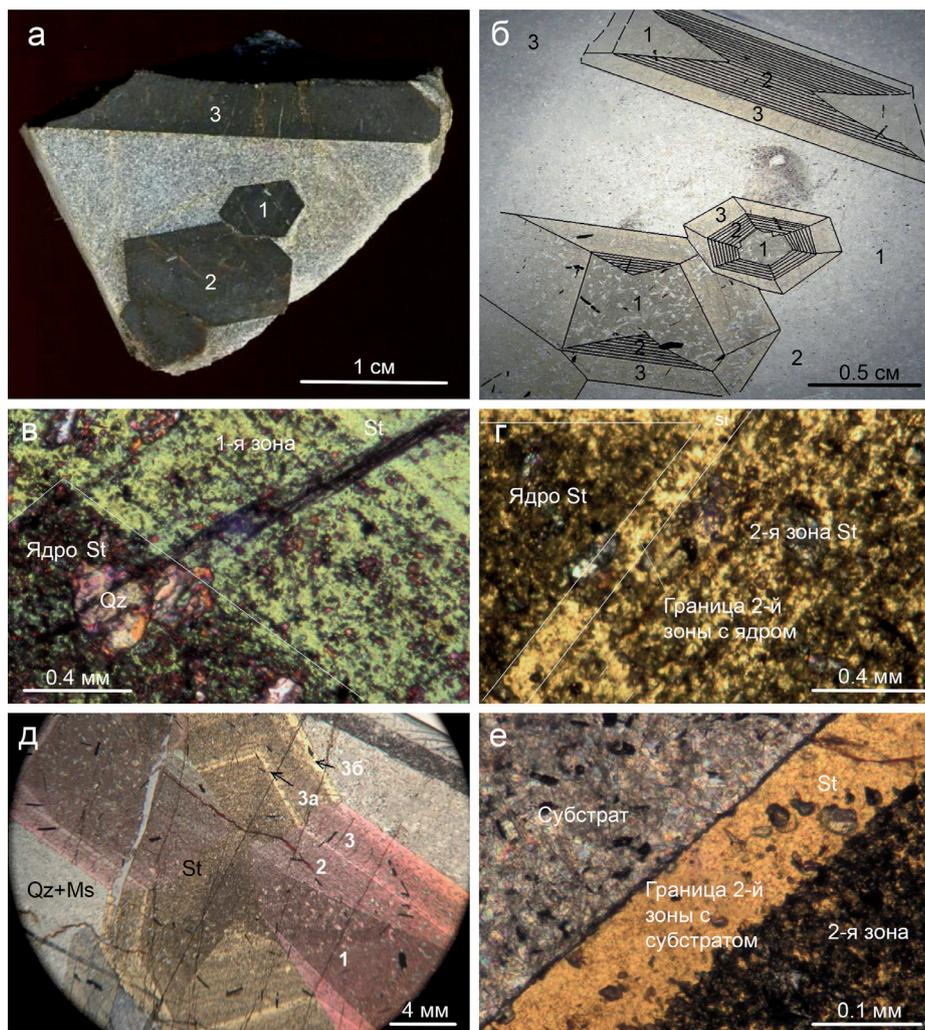


Рис. 3.4.48. Морфология выделений ставролита: а, б – а – фото штуфа, б – тот же участок в виде прозрачного шлифа: вскрыты кристаллы (1–3) ставролита с разной ориентировкой и степенью деформации ядра; на рисунке «б» в проходящем свете видно: 1 – поперечное сечение кристалла; 2 – кристалл со слабо растянутым ядром; 3 – кристалл с разорванным и растащенным ядром; деформированная часть ядра во всех кристаллах залечена (зона 2) и все вместе обросло зоной 3; в – нарастание первой зоны на ядро, в зоне первого порядка видна тонкая зональность второго порядка; г – нарастание второй зоны непосредственно на ядро ставролита (St); д – нарастание первой зоны (2) на ядро ставролита (1) и второй зоны (3) на первую зону (2). Во второй зоне видны две светлые зоны второго порядка в начале и в конце кристаллизации (3а и 3б). Ms – мусковит, Qz – кварц. е – Чистая зона второго порядка во второй зоне первого порядка (фрагмент кристалла третьего типа). б, в, г, д, е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете; б – без анализатора; в, г, д, е – николи скрещены.

Fig. 3.4.48. Morphology of staurolite segregations: а, б – а – photo of a piece of rock, б – the same area in the form of a transparent section: staurolite crystals are uncovered (1–3) with different orientation and a core deformation degree; Figure b in transmitted light shows: 1 – crystal cross section; 2 – crystal with the weakly stretched core; 3 – crystal with the torn and separated core; deformed part of the core was healed in all the crystals (zone 2), and it all was overgrown by the zone 3; в – First zone overgrows the core, a thin second order zone is visible in the first order zone; г – The second zone actually overgrows the staurolite (St) core; д – The first zone (2) overgrows the staurolite core (1) and the second zone (3) overgrows the first one (2). Two light second order zones in the beginning and end of the crystallization (3a and 3b) can be seen in the second zone. Ms – muscovite, Qz – quartz. е – Clean second order zone in the second zone of the first order (fragment of the third type crystal). б, в, г, д, е – photo of transparent sections in transmitted light; б – with no analyzer; в, г, д, е – crossed nicols.

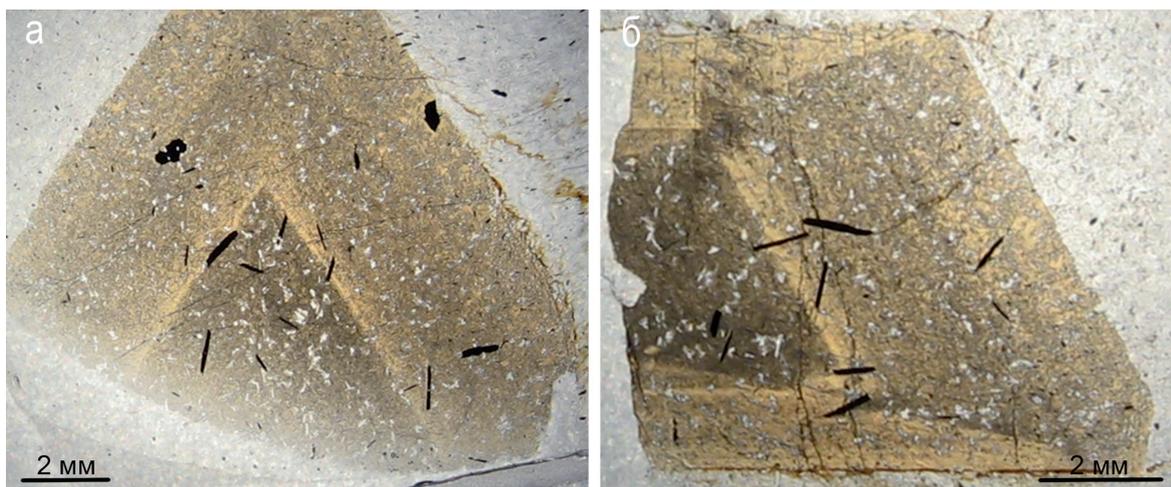


Рис. 3.4.49. а, б – фрагменты строения второй зоны на ядре кристалла ставролита: хорошо выражен секториальный рост граней. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора.
 Fig. 3.4.49. а, б – Fragments of a second zone structure on a staurolite crystal core: a well-expressed sectorial growth of facets. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer.

лита три стадии: 1) образование ядра; 2) растяжение ядра и кристаллизация первой зоны; 3) кристаллизация второй зоны. Все стадии, очевидно, связаны с разными фазами метаморфизма вмещающих пород, но при этом первые две стадии отражают, на наш взгляд, специфические механизмы кристаллизации собственно метаморфического типа, а третья стадия является проявлением метасоматического процесса.

Числовая характеристика зональности второго порядка в кристаллах ставролита

Для понимания генезиса кристаллов ставролита важно исследование и сопоставление их кристаллографических параметров. К основным параметрам кристаллов относятся: 1. Размеры ядра; 2. Размеры зародышей в ядре; 3. Мощности второй и третьей зон первого рода; 4. Число зон второго рода в зонах первого рода; 5. Мощность зон второго рода в зонах первого рода; 6. Механизм формирования зональности.

Количественный анализ вариаций основных параметров кристаллов показал:

1. Размеры ядер кристаллов варьируют от 4 до 40 мм (табл. 3.4.4.1.), изменение размеров имеет постепенный характер. Этот факт свидетельствует о существенных различиях и случайном изменении размеров ядер кристаллов, что подтверждает их различное поведение в процессе деформации растяжения, обусловленное вышеупомянутыми причинами.

2. Размеры микрокристаллов ставролита, в ядрах варьируют в пределах 0.16-0.35 мм, в большинстве кристаллов близки 0.25 мм. Этот факт свидетельствует в пользу одновременного образования микрокристаллов в ядрах всех кристаллов ставролита.

3. Мощности 1-й и 2-й зон первого рода в кристаллах ставролита варьируют в одинаковых пределах от 0.36 до 7.0 мм, но в среднем мощность 2-й зоны больше на 1 мм (в 1-й зоне 2.92 мм, а во 2-й зоне 3.9 мм).

4. Число ритмов зональности второго рода варьируют в 1-й и 2-й зонах также в одинаковых пределах от 28 до 308, но среднее число ритмов больше во 2-й зоне на 24 (в 1-й зоне 123, а во 2-й зоне 147).

5. Ширина ритмов в 1-й и 2-й зонах в среднем одинаковая и составляет около 0.03 мм, т.е. можно принять, что мощность нарастания кристалла за один ритм была одинаковая.

6. Установлено, что зональность второго порядка обусловлена ритмичным распределением включений кварца в кристаллах ставролита, независимо от ширины ритма (рис. 3.4.50.). Химический состав ставролита при этом не меняется (табл. 3.4.4.2).

Таблица 3.4.4.1. Основные параметры зональности кристаллов ставролита.

№№ п/п	Ядро				1-я зона			2-я зона		
	Размер, мм	Размер зародыша в ядре, мм			Мощность, мм	Число ритмов	Мощность нарастания за 1 ритм, мм	Мощность, мм	Число ритмов	Мощность нарастания за 1 ритм, мм
		мин	макс	ср.						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пределы	4-40	0.09-0.27	0.16-0.50	0.14-0.35	0.5-7.0	28-308	0.013-0.06	0.36-7.0	38-308	0.013-0.072
Число кристаллов.	34	23	18	18	24	15	15	32	23	23
Среднее	13.5	0.175	0.323	0.25	2.92	123	0.028	3.9	147	0.03

Изучение химического состава ставролита показало, что в ставролитовых сланцах, в том числе в зональных кристаллах, он не меняется, но в разных типах сланцев непостоянен (табл. 3.4.4.2). Кроме основных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и H_2O ставролит содержит примеси TiO_2 , MgO , MnO , ZnO . В основном они находятся в пределах известных значений для ставролита (Федькин, 1967), но по содержанию ZnO значительно выделяются (см. цинксодержащий ставролит). Характерно изменение концентрации примесей в различных сланцах. В ставролитовых сланцах ставролит

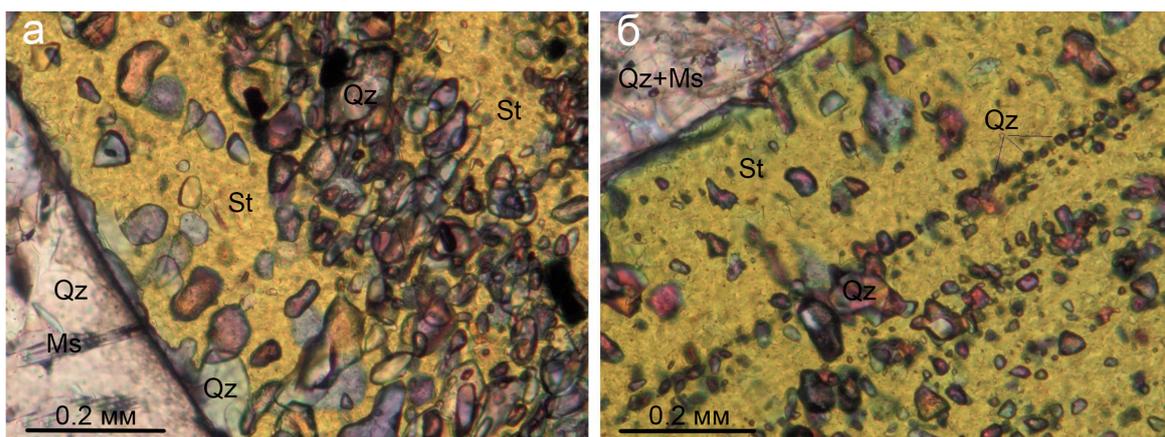


Рис. 3.4.50. а – включения кварца (Qz) в кристалле ставролита (St) с широкими зонами. Ms – мусковит; б – включения кварца (Qz) в кристалле ставролита (St) с узкими зонами. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 3.4.50. a – Quartz (Qz) inclusions in a staurolite (St) crystal with wide zones. Ms – muscovite; б – Quartz (Qz) inclusions in a staurolite (St) crystal with narrow zones. Photo of transparent sections in transmitted light, crossed nicols.

высоко магнезиальный (2.04-2.26 масс. %), а в силлиманитовых сланцах - низко магнезиальный (0.32-0.35 масс. %) и низко марганцевый (0.08-0.09 масс. %). В кианитовых сланцах обнаружен цинксодержащий ставролит с примесью цинка до 5.98 масс. %.

Таблица 3.4.4.2. Химический состав ставролита (масс. %).

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<i>Ставролитовые сланцы</i>					<i>Кианитовые сланцы</i>		<i>Силлиманитовые сланцы</i>	
№№ обр.	149-09	149-09	149-09	194-10	194-10	122-09	367	264-10	271-10
SiO ₂	28.71	28.54	27.69	28.58	28.19	27.84	28.53	26.32	25.82
TiO ₂	0.63	0.64	0.61	0.61	0.66	0.63	0.62	0.62	0.63
Al ₂ O ₃	52.91	53.24	53.65	53.07	52.73	54.64	53.2	55.12	56.26
FeO	12.78	12.88	12.76	13.31	13.18	8.19	13.15	14.61	14.42
MgO	2.14	2.19	2.26	2.12	2.04	1.47	1.1	0.35	0.32
MnO	0.12	0.09	0.11	0.1	0.13	0.3	0.08	0.09	0.08
ZnO	0.13	0.11	0.11	0.07	0.11	5.98	не опр.	0.25	0.25
Сумма	97.42	97.69	97.19	97.86	97.04	99.05	97.69	97.36	97.78

Примечание: 1-6, 8, 9 – РСМА «Самеса» MS-46, Аналитик Е.Э. Савченко; 7 – из сборника (Волкова, Померанцева, 1970).

Таким образом, полнозональные кристаллы ставролита зародились, вероятно, одновременно и прошли одинаковый генетический цикл. Можно полагать, что длительность кристаллизации 3-ей зоны была большей, чем длительность кристаллизации 2-й зоны и растяжения ядра.

Исследование показало, что кристаллы ставролита образуются трехстадийно: 1 – стадия зарождения ядра: зародыши являются гомогенными, можно предполагать, разовый одноактный характер их образования; далее на всех стадиях роста кристалла наблюдался пульсационный характер питания поровых растворов, что обусловило неоднородное строение кристаллов и развитие сложной зональности; 2 – стадия растяжения ядра и кристаллизации второй зоны; 3 – стадия кристаллизации третьей зоны, формирование современной огранки. Вторая и третья стадии заканчивались замедлением скорости кристаллизации.

Параметры размеров ядра и зон на кристаллах ставролита (табл. 3.4.4.1) позволяют приближенно оценить вклад каждого события на прирост объема ставролита. Принимая средний размер ядра 13.5 мм, мощность первой зоны 2.92 мм и второй зоны 3.9 мм, можно рассчитать, что прирост объема ставролита за счет ядра составил 20%, роста первой зоны – 33% и роста второй зоны – 47%. Таким образом, метаморфогенетическая стадия была наиболее продуктивной для роста массы минерала.

О механизме двойникования ставролита

Важным элементом строения кристаллов ставролита в кейвских сланцах является двойникование его кристаллов. Детальных исследований двойников ставролита ранее не проводилось и в настоящее время существуют отрывочные сведения об их генезисе в метаморфических породах. В кейвской серии двойникование ставролита на-

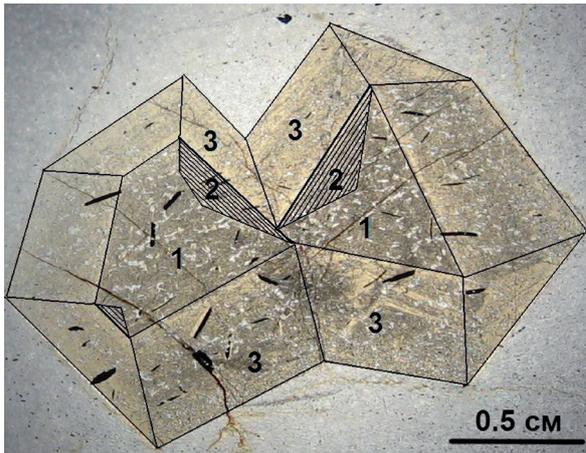


Рис. 3.4.51. Сrostок двух кристаллов ставролита с зональным внутренним строением: 1 – ядро, 2 – первая зона (ретуширована), 3 – вторая зона. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.51. Intergrowth of two staurolite crystals with a zoned internal structure: 1 – core, 2 – first zone (retouched), 3 – second zone. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer.

блюдается только в пачке Г (по И.В. Белькову (1963)). В этих породах проведено исследование условий образования сростков и двойников ставролита (Нерадовский, 2011).

Кристаллы ставролита образуют простые сростки и двойники. Двойники составляют около 20% от общего количества кристаллов. Преобладают двойники по плоскости (231), реже встречаются двойники по (031) и тройники по (231). Двойники формируются на призматических кристаллах с наиболее развитыми гранями m (110) и b (010).

Сростки. Основная часть агрегатов зерен ставролита в сланцах является сростками. В них кристаллы ориентированы случайным образом. Особенностью сростков является их образование из разных зародышей и независимое развитие зональности в кристаллах (рис. 3.4.51.). Вместе с тем, каждый индивид в сростке имеет одинаковую схему зональности, что свидетельствует об их одновременном зарождении.

Двойники. Двойниками являются закономерные сростки кристаллов, имеющие согласованные элементы внутреннего строения и общую плоскость срастания. В породах рассматриваемой пачки Г преобладают косые двойники (рис. 3.4.38.), у которых плоскость двойникования $\{\bar{2}31\}$, реже встречаются крестообразные двойники по плоскости $\{031\}$ (рис. 3.4.39.), весьма редки тройники по $\{\bar{2}31\}$ (рис. 3.4.40.).

Исследования показали, что двойникование ставролита в кристаллических сланцах кейвской свиты имеет ограничения. Во-первых, двойники встречаются только в плагиоклаз-ставролитовых сланцах, а в кианитовых сланцах двойников ставролита не образуется. Во-вторых, двойникованию подвержены только кристаллы, которые «плавают» в субстрате, не наблюдается двойников в кристаллах ставролита, нарастающих на стенки трещин. В-третьих, двойникование происходило только в полнозональных кристаллах.

Зарождение двойников. Двойники ставролита достоверно устанавливаются по внутреннему строению кристаллов. Как показано выше, на основании зональности кристаллов выделено три стадии в образовании ставролита. В первую стадию появились ядра. Во вторую стадию произошла деформация растяжения ядра и образование второй зоны. В третью стадию все кристаллы обрастали третьей зоной и приобрели современную огранку. Появление двойников связано со второй стадией роста ставролита.

Предполагается, что на ранней стадии кристаллизации ставролита под действием сил пластичного «течения» сланца произошла деформация растяжения ядра, которое удлинялось вдоль оси c . Движущими силами для «растяжения» кристаллов в кристаллических сланцах могли быть деформации вмещающей породы, подверженной «течению» (Флинн, 1967) и деформации минерала как «участника, воспринимающе-

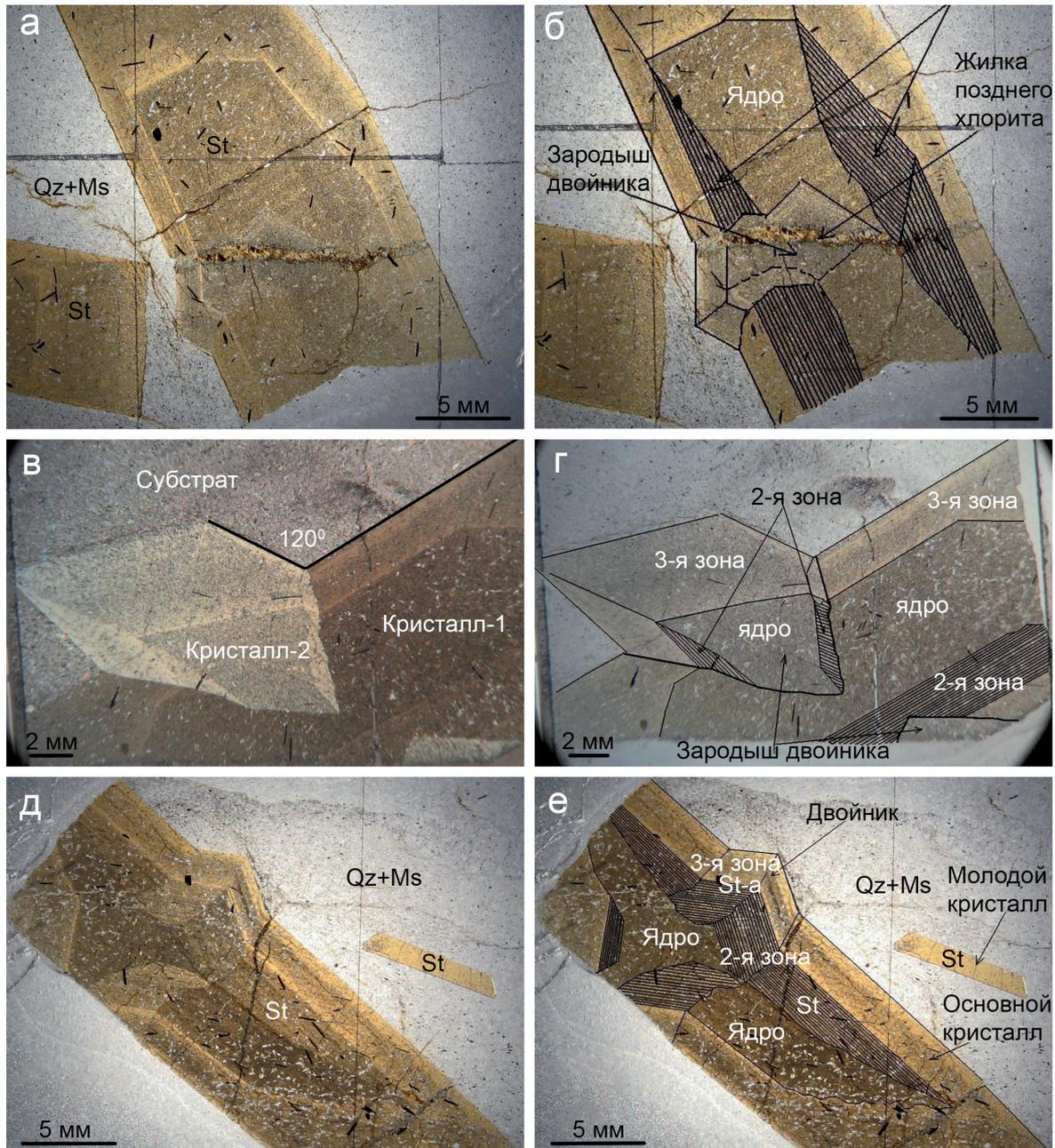


Рис. 3.4.52. Морфология двойников ставролита: а, б – начальная фаза зарождения двойника: односторонний зародыш двойника в кристалле с растянутым ядром; в, г – начальная фаза: двусторонний рост зародыша в кристалле с растянутым ядром (до разрыва ядра); в – николи скрещены, показан угол между гранями кристаллов; г – детали ретушированы; д, е – начальная фаза, образование «сквозного» двойника при разрыве ядра. е – детали ретушированы. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.52. Morphology of staurolite twins: а, б – Initial stage of a twin genesis: a one-sided crystal seed of the twin in a crystal with a stretched core; в, г – Initial phase: a two-sided crystal seed growth in the crystal with the stretched core (before the core disruption); в – crossed nicols, an angle between crystals facets is shown; г – retouched details; д, е – Initial phase, the formation of a «pierced» twin upon the core disruption. е – retouched details. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

го внешние напряжения» (Юшкин, 1971). Глубинное пластическое «течение» материала при образовании кианитовых сланцев на этапе регионального метаморфизма признается исследователями Кейв (Бельков, 1963; Петров, Глазунков, 1986). Следует отметить, что в преобладающей массе кристаллов двойники не образовывались, вследствие того, что деформация растяжения ядра происходила без разрыва сплошности. Некоторые исследователи полагают, что растяжение кристаллов без разрыва сплошности, могло произойти в результате деформации материала ядра по принципу «миграции дислокаций» решетки и трансляционного скольжения (Флинн, 1967), сопровождавшегося залечиванием дефектов. Механизм «залечивания» деформированных кристаллов обсуждался в работах Д.П. Григорьева (Григорьев, 1961), Н.П. Юшкина (Юшкин, 1971).

Первые признаки двойникования наблюдаются в разрывах ядра кристаллов ставролита. В этом месте образуется клинообразный врез, в котором появляется зародыш двойника (рис. 3.4.52.). Зародыш изначально был ориентирован либо по $\{\bar{2}31\}$, либо по $\{031\}$. В дальнейшем развитие его приводило к образованию косоугольного двойника. Весьма интересно, что зарождение кристалла-2 происходило иногда не сразу с двух сторон кристалла-1, а только с одной стороны. Противоположная половина кристалла-2 появлялась позднее, тем не менее, ориентировка двойника по плоскости сохранялась, поэтому можно полагать, что при зарождении первой части кристалла-2 в кристалле-1 уже была заложена «сквозная» плоскость двойникования. Удивительно, что несмотря на различную ориентировку в пространстве двойниковый шов приурочен всегда близко к середине сросшихся кристаллов. Таким образом, в двойниках ставролита кристаллы зарождались одновременно и следует выделять кристалл-1 и кристалл-2. В зависимости от ориентировки по $\{\bar{2}31\}$, или по $\{031\}$ кристалл-2 разрастался и пересекал косо или перпендикулярно ядро кристалла-хозяина (рис. 3.4.52.).

Установлены все переходные стадии роста двойников от зарождения до полного пересечения. В связи с одновременным появлением головок кристалла-2, в двойниках нередко наблюдается несовпадение высоты ребер и граней кристалла-2 по обе стороны от кристалла-1. Контакт кристалла-двойника и кристалла-хозяина всегда имеет ступенчатую форму вследствие развития индукционных граней (рис. 3.4.52., 3.4.53.).

Двойники закончили формироваться вместе с окончанием растяжения ядра, т.е. на второй стадии кристаллизации ставролита. Внутреннее строение кристаллов свидетельствует о том, что после завершения стадии пластического «течения» сланцев закончилось удлинение ядер кристаллов и формирование двойников. В дальнейшем все кристаллы и двойники обрастали третьей зоной, которая присутствует на всех гранях.

Исследование показало, что для некоторой части кристаллов ставролита в кейвских парасланцах свойственно двойникование. Двойники «плавают» в субстрате, имеют внутреннее строение, характерное для свободной кристаллизации в растворе. Все кристаллы двухголовые, имеют прекрасную зональность и огранены со всех сторон. Судя по строению кристаллов, двойниковый шов образовывался в кристаллах, ось с которых ближе совпадала со сланцеватостью.

В отличие от кристаллов «плавающих» в субстрате, кристаллы, выросшие на стенках трещин, всегда одноголовые и головки направлены в сторону субстрата. Этим кристаллам не свойственно двойникование. Удлинение кристаллов направлено в сторону субстрата, обычно поперек сланцеватости, при этом преимущество роста имели те кристаллы, ось с которых перпендикулярна плоскости трещины. Судя по зональности, рост

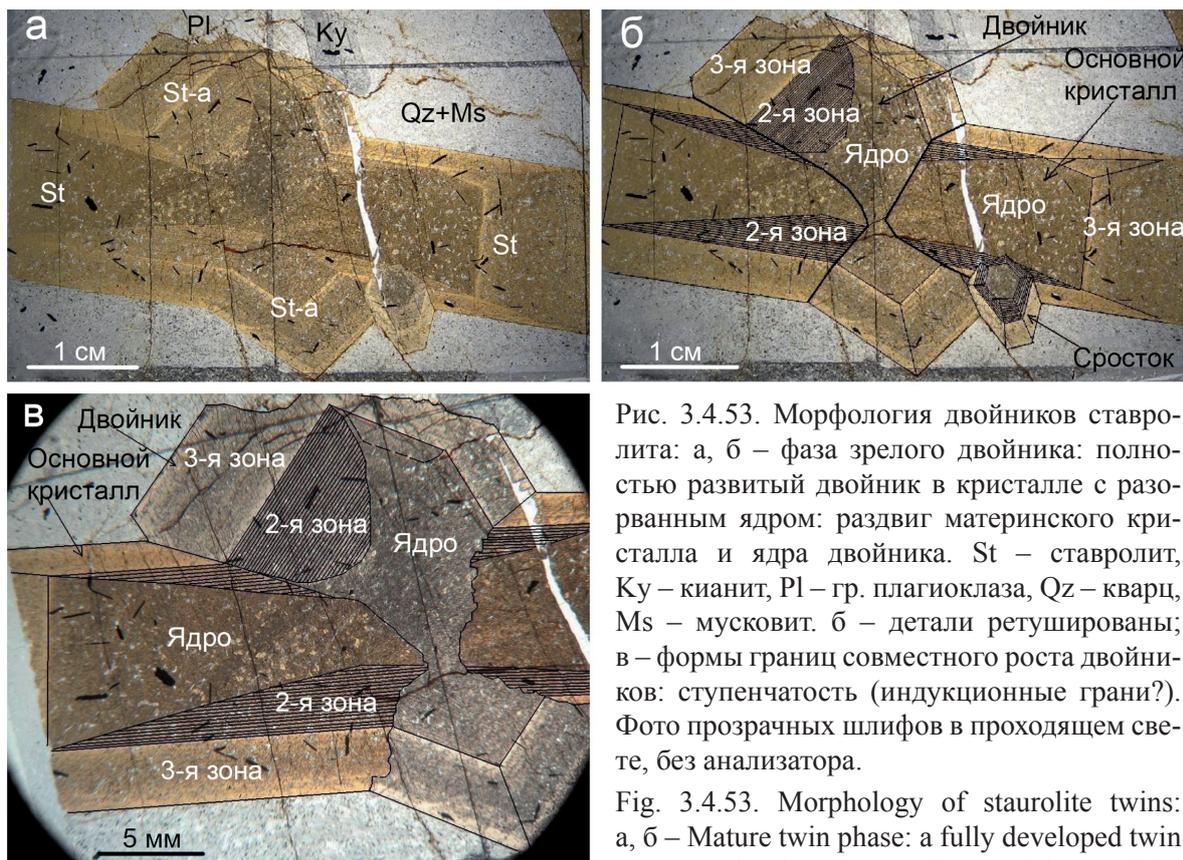


Рис. 3.4.53. Морфология двойников ставролита: а, б – фаза зрелого двойника: полностью развитый двойник в кристалле с разорванным ядром: раздвиг материнского кристалла и ядра двойника. St – ставролит, Ky – кyanит, Pl – гр. плагиоклаза, Qz – кварц, Ms – мусковит. б – детали ретушированы; в – формы границ совместного роста двойников: ступенчатость (индукционные грани?). Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.53. Morphology of staurolite twins: а, б – Mature twin phase: a fully developed twin in a crystal with a disrupted core: faulting of the

parental crystal and the twin cores. St – staurolite, Ky – kyanite, Pl – gr. plagioclase, Qz – quartz, Ms – muscovite. б – retouched details; в – Shapes of the twins joint growth borders: a step-like structure (inductive facets). Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

этих кристаллов был не менее интенсивным, чем у «плавающих» кристаллов, но они не подвергались деформации растяжения, поэтому в них не встречается двойников.

Рассмотренные материалы позволяют представить трехстадийную схему формирования двойников (рис. 3.4.54.).

Первая стадия кристаллизации ставролита – зарождение ядра, вероятно, совпадает с диагенезом и катагенезом осадочных пород и соответствует событию M_2 «син-тектоническому метаморфизму» ($T=450-560^\circ C$, $P=4-5.5$ кбар). Условия образования ядерной части кристаллов ставролита отвечали метаморфической реакции в условиях ставролит-дистен-двуслюдяной субфации (Петров, Глазунков, 1986).

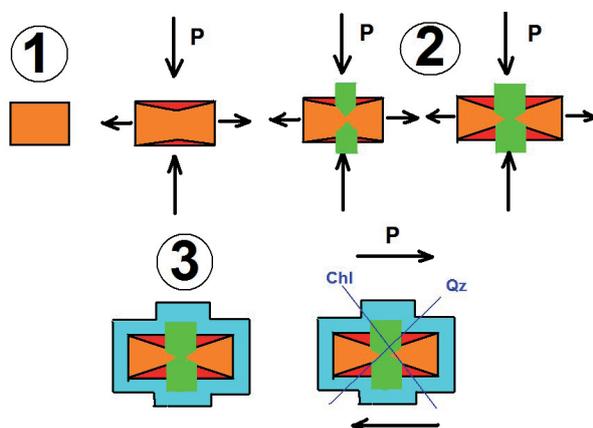


Рис. 3.4.54. Схема формирования двойников ставролита: 1 – образование ядра; 2 – растяжение ядра, залечивание деформированных участков, зарождение и рост двойника; 3 – обрастание двойника общей зоной, деформация и развитие поздних кварцевых и хлоритовых прожилков по ставролиту.

Fig. 3.4.54. Scheme of staurolite twins formation: 1 – core formation; 2 – core stretching, healing of deformed areas, genesis and growth of a twin; 3 – the twin gets overgrown by a general zone, deformation and development of late quartz and chlorite veinlets over staurolite.

Вторая стадия кристаллизации ставролита произошла под воздействием сил пластичного «течения» сланца и, возможно, в условиях «фации биметасоматоза и тектоно-метаморфической дифференциации», результатом которой рассматривается ставролитовый порфиробластез ($T = 500-600^\circ$, $P = 4-5$ кбар) (Петров, Глазунков, 1986). Механизм роста кристаллов ставролита в эту стадию сочетал в большей мере деформацию и незначительный рост отдельных частей кристаллов, но не всего кристалла. Деформация сопровождалась растяжением ядра, залечиванием его и кристаллизацией второй зоны. Увеличение объема кристаллов во вторую стадию было незначительным, что свидетельствует о слабом перемещении флюидного потока и переноса вещества.

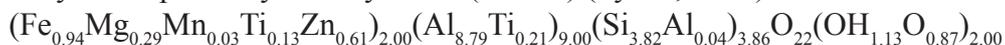
Напротив, третья стадия кристаллизации ставролита – рост общей зоны, происходила в условиях интенсивного метасоматоза. В эту стадию резко вырос объем ставролита в сланцах. Механизм кристаллизации соответствовал метасоматическому и «спокойным» тектоническим условиям, без заметной деформации кристаллов, с пульсационным поступлением поровых растворов. Рост кристаллов ставролита на стадии образования третьей зоны происходил по механизмам, рассмотренным в работах А.Г. Жабина (Жабин, 1966) и Ю.К. Воробьева (Воробьев, 1992). Наиболее разработанным является представление о росте метакристаллов при помощи окружающих их пленок питающего раствора (Жабин, 1966). Оно удовлетворительно объясняет наблюдающиеся особенности онтогении кристаллов ставролита. Активность роста граней кристалла-2 контролировалась интенсивностью поступления растворов к его граням.

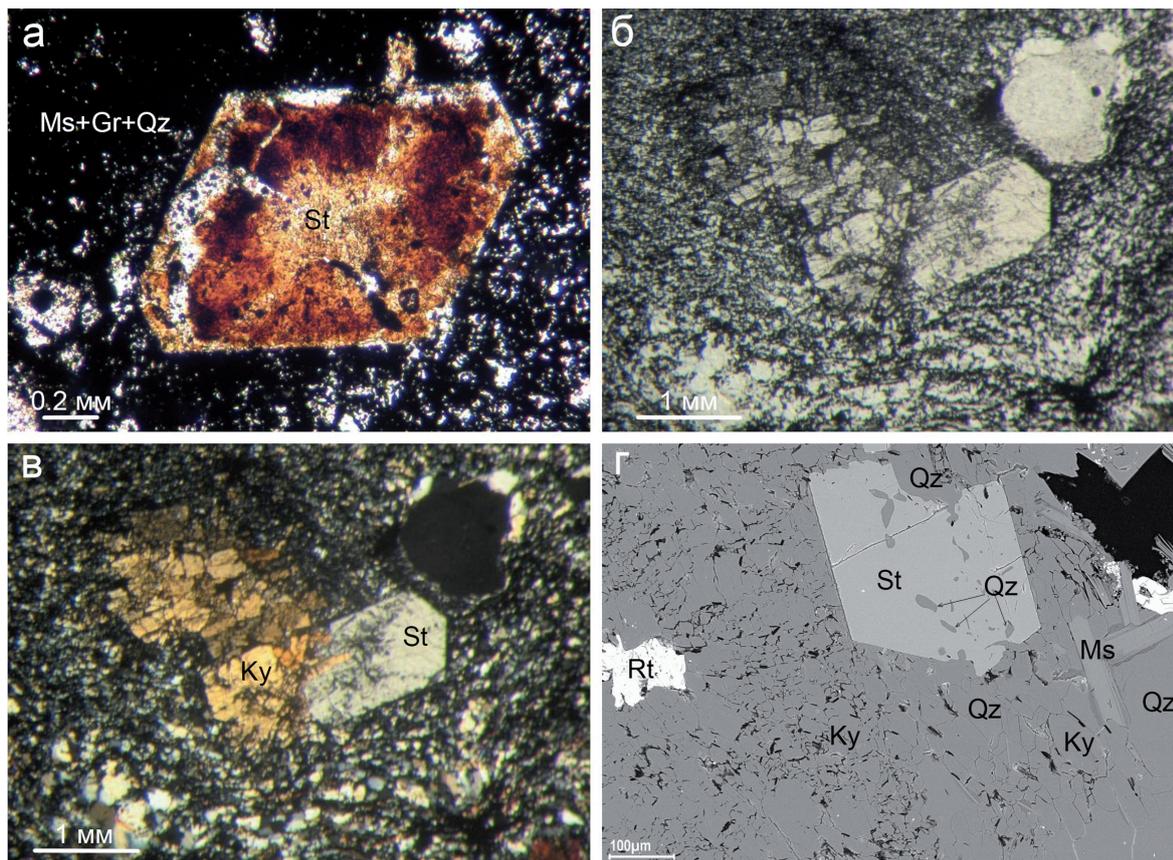
После завершения формирования кристаллов и двойников ставролита происходили события, связанные с образованием минералов группы хлорита, кварца, минералов группы плагиоклаза и других поздних минералов, которые по трещинам пересекают ранее образованные кристаллы ставролита.

Цинксодержащий ставролит – $(Fe^{2+}, Mg, Zn)_2Al_9(Si, Al)_4O_{20}(O, OH)_4$

Цинксодержащий ставролит установлен в конкреционных кианитовых рудах месторождения Новая Шуурурта (Нерадовский и др., 2011). Он образует короткостолбчатые, идиоморфные, призматические кристаллы псевдогексагонального сечения (рис. 3.4.55.). Размеры кристаллов до 3 мм, в ядерной части они густо насыщены включениями кварца, рутила и графита, а к краям очищаются. Зональность нечеткая. Двойникование не наблюдалось. Кристаллы цинксодержащего ставролита располагаются вблизи конкреций кианита, по периферии, обычно в тесном срастании с кианитом. В контакте с кианитом цинксодержащий ставролит зарождался непосредственно на зернах кианита, в основании кристаллов наблюдается эпитаксическое срастание с кианитом, а затем рост происходил без участия кианита путем замещения мусковит-графит-кварцевого субстрата (рис. 3.4.55.).

Внутреннее строение цинксодержащего ставролита изучено в отраженном и проходящем свете, а также на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 с энергодисперсионной приставкой Röntec, химический состав определен рентгеноспектральным методом на электронном микроанализаторе Cameca MS-46. Химический состав ставролита (масс. %): SiO_2 27.84; TiO_2 0.34; Al_2O_3 54.64; FeO 8.19; MgO 1.47; MnO 0.3; ZnO 5.98; сумма 98.75. Состав ставролита рассчитан на кристаллохимическую формулу: $(Fe^{2+}, Mg, Zn)_2Al_9(Si, Al)_4O_{22}(OH)_2$ (Берри, Мейсон, Дитрих, 1987) по обычному кислородному методу на 24 (O+OH) (Булах, 1967):





3.4.55. Морфология выделений цинксодержащего ставролита: а – псевдогексагональное сечение кристалла цинксодержащего ставролита (St) в мусковит-графит-кварцевом субстрате (Qz+Gr). Нечеткая зональность обусловлена включениями углеродистого вещества. Фото утолщенного прозрачного шлифа в проходящем свете; б, в – эпитаКСическое нарастание цинкоставролита на кянит: фото прозрачного шлифа в проходящем свете, б – без анализатора, в – николи скрещены; г – метакристалл цинксодержащего ставролита (St) с включениями кварца (Qz) в кянитовом сланце: Qz – кварц, Ms – мусковит, Ky – кянит, Rt – рутил. Изображение в обратно отраженных электронах.

3.4.55. Morphology of zinc-bearing staurolite segregations: а – Pseudohexagonal section of a zinc-bearing staurolite (St) crystal in a muscovite-graphite-quartz substrate (Qz+Gr). Indistinct zonation produced by carbon fluid inclusions. Photo of a thickened transparent section in transmitted light; б, в – Epitaxial zinc-staurolite growth over kyanite: photo of a transparent section in transmitted light, б – with no analyzer, в – crossed nicols; г – Zinc-bearing staurolite (St) metacrystal with quartz (Qz) inclusions in a kyanite schist: Qz – quartz, Ms – muscovite, Ky – kyanite, Rt – rutile. Back scattered electron imaging.

По содержанию примеси ZnO 5.98 масс. % кейвский ставролит относится к одному из наиболее обогащенных в сравнении со ставролитами различных районов мира. Ранее в ставролите из Кейв цинк в составе ставролита не отмечался (Бельков, 1963; Волкова, Померанцева, 1970).

Ставролит с примесью цинка достаточно редок в природе, встречается в основном в метаморфических породах и реже в пегматитах и гидротермалитах. Впервые высокое содержание цинка – 7.44 масс.%, установлено в ставролите С.У. Шепардом (Shepard, 1856) из кварц-биотит-ставролитовых сланцев шт. Джорджия (США). Разновидность ставролита из этой находки была названа *цинкставролитом* (1987 г., Хинце; Минералы, 1967). Ставролиты, содержащие цинк, были найдены также в

кристаллических сланцах в Африке (Genth, 1862; Hanisch, 1966), в андалузит-гранат-ставролитовых сланцах Карелии (Федькин, 1975) и слюдоносных пегматитах Сибири и Кольского полуострова (Тарновский, 1973; Gibson, 1978; Кочеткова и др., 1979; Von Knorring, 1979; Nemes, 1980; Мец и др., 1983).

Установлено, что при вхождении цинка в ставролит уменьшается его параметр *b* (Juurinen, 1956; Hanisch, 1966). Изменения химического состава ставролита в зависимости от присутствия ZnO носят сложный характер. Повышение концентрации ZnO от 0.07 до 7.44 масс. % сопровождается сначала повышением, а затем понижением содержания железа в ставролите. До недавнего времени не встречено образцов, в которых содержание ZnO в ставролите превышало бы содержание FeO. Это обнаружено только в минерале с максимальным, установленным сейчас содержанием ZnO (11.82 масс. %), а FeO в нем всего лишь 1.40 масс. % (Chopin *et al.*, 2003).

Присутствие цинксодержащего ставролита не оказывает существенного влияния на химический состав кианитовых руд, содержание ставролита в руде составляет менее 1 об. %, а содержание ZnO менее 0.01 масс. %. Очевидно, что этот минерал имеет лишь минералогическое значение. Однако находка ставролита с повышенным содержанием цинка имеет большое значение для понимания генезиса руд. Кристаллизация цинксодержащего ставролита происходила позднее кианита-2, на завершающей стадии формирования главного морфогенетического типа кианита – конкреционного. В этот период, как показывают и другие данные, произошла смена физико-химической обстановки, в результате чего вместо кианита начал кристаллизоваться ставролит. Для образования цинксодержащего ставролита необходимо было поступление железа и цинка. Как свидетельствуют исследования химического состава ставролита из других месторождений Кейв (Бельков, 1963, Волкова, Померанцева, 1970), в нем не наблюдаются заметных концентраций цинка. Поэтому можно полагать, что примесь цинка характерна только для ставролита, образованного в определенных условиях, а именно, в кианитовых сланцах на заключительной стадии метасоматического роста конкреций, в связи с активизацией тектонических нарушений, по которым проникали поровые растворы с цинком, железом и другими компонентами.

Установлено, что кейвские кианитовые месторождения формировались в условиях нескольких этапов регионального метаморфизма и контактово-метасоматического воздействия основных и щелочных интрузий (Бельков, 1963; Петров, Глазунков, 1986). С внедрением основных интрузий связывается железисто-магнезиальный метасоматоз и, в частности, замещение ставролита минералами группы хлорита в контактных зонах. Однако влияние интрузий, вероятно, началось раньше и проявлено шире, в том числе и в поступлении растворов, обогащенных Fe и Zn, обусловивших образование цинксодержащего ставролита.

3.4.5. Алланит-(Ce) – $CaCe(Al_2Fe^{2+})[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$

Алланит-(Ce) (ортит), по данным И.В. Белькова (1963) широко распространен в парасланцах Кейв. Нами алланит-(Ce) исследован в кианитовых и ставролитовых сланцах.

Алланит-(Ce) в кианитовых сланцах

Кристаллизация алланита-(Ce) в кианитовых сланцах по времени связана с выделением ставролита, минерал встречается в виде включений в ставролите (рис. 3.4.56.) и в минералах группы плагиоклаза. В зоне гипергенеза алланит легко разлага-

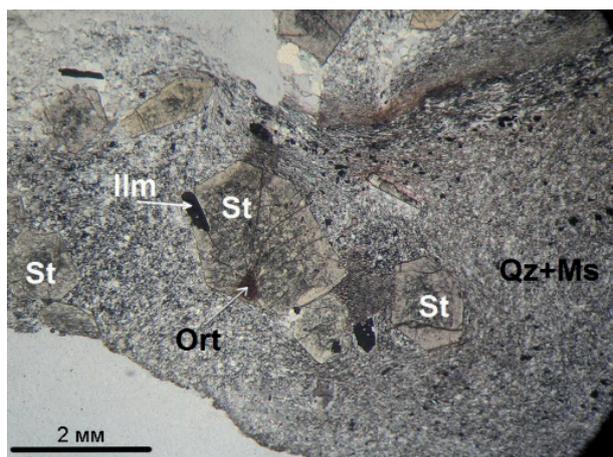


Рис. 3.4.56. Кристалл алланита-Ce (Ort) в ставролите (St) из кианитовых сланцев. Алланит-Ce темно-коричневого цвета, окружен радиальной системой трещин. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете. Без анализатора.

Fig. 3.4.56. Allanite-Ce (Ort) crystal in staurolite (St) from kyanite schists. Dark brown allanite-Ce is surrounded by a radial crack system. Photo of transparent section in transmitted light. With no analyzer.

ется и первичный алланит практически не сохранился, он повсеместно замещен тонкокристаллической изотропной фазой. Химический состав измененного алланита в кианитовых сланцах по данным полного химического анализа (Бельков, 1963) (масс. %): MgO 0.57; Al₂O₃ 21.94; SiO₂ 34.77; CaO 1.94; FeO* 16.3; La₂O₃ 2.97; Ce₂O₃ 2.51; Y₂O₃ 0.48; ThO₂ 0.97; H₂O 13.98. По мнению И.В. Белькова, алланит-Ce образовался в кианитовых сланцах без привноса элементов за счет первичного осадочного материала. Наши исследования показали, что алланит-(Ce) в ставролитовых сланцах кристаллизовался за счет привноса некоторых элементов из поровых растворов переменного состава.

Алланит-(Ce) в силлиманитовых сланцах

Алланит-(Ce) в силлиманитовых сланцах обнаружен в виде включений в ставролите и мусковите. Зерна алланита имеют идиоморфные очертания. Некоторые кристаллы алланита-(Ce) располагаются на границе ставролита с мусковитом, а также в ассоциации с цирконом, рутилом, минералами группы апатита и ильменитом. Циркон встречается в сростках с алланитом-(Ce) или нарастает на измененный алланит-(Ce) (рис. 3.4.57. д), т.е., вероятно, кристаллизовался одновременно с вторичными фазами алланита-(Ce). Первичный алланит-(Ce) сохранился в ядрах кристаллов в виде реликтов, а в основном он замещен тонкоигольчатой или скрытокристаллической фазой. В результате изменения первичного алланита-(Ce) образовались более объемные тонкокристаллические минеральные фазы, поэтому вокруг кристаллов раннего алланита-(Ce) обычно наблюдаются радиально-лучистые трещины.

Изменение алланита-(Ce) произошло в связи с поступлением в кристаллические сланцы редкоземельной фосфорной минерализации и редких металлов (циркония, урана и тория). При этом кристаллы раннего алланита были замещены минеральной фазой с более высоким содержанием РЗЭ (рис. 3.4.58). Результаты анализа показывают, что периферические зоны кристаллов алланита обогащены РЗЭ (табл. 3.4.5.1.)

Более ранние фазы алланита-(Ce), тяготеющие к ядрам кристаллов, содержат только легкие лантаноиды цериевой группы, а поздние фазы, тяготеющие к периферическим частям кристаллов – как цериевые, так и самариевые лантаноиды. Тяжелые лантаноиды эрбиевой группы не характерны, но присутствуют в поздней фазе. От ранних к поздним фазам алланита-(Ce) суммарное содержание оксидов РЗЭ возрастает от 1 до 41 об.%. Иттрий обнаружен лишь в алланите-(Ce) поздней фазы. Содержание урана и тория уменьшается от ранних фаз алланита к поздним.

Таблица 3.4.5.1. Химический состав алланита-(Ce) (масс.%).

№№пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№№обр.	5-1б	X-1а	2-1d	2-1а	1-1а	x-1б	1-1б	5-1с	1-1с	2-1б	5-1d	2-1с	2-1е
MgO	2.54	1.26	1.21	2.54	1.43	1.41	0.91	1.79	—	0.97	0.54	0.60	—
Al ₂ O ₃	29.93	36.62	27.42	28.29	34.04	23.67	25.30	29.06	23.16	22.84	23.17	21.64	20.41
SiO ₂	36.40	37.27	37.02	35.24	37.73	32.59	35.62	32.86	37.60	34.72	32.96	33.91	34.62
CaO	0.60	1.79	0.53	0.78	1.58	7.56	7.06	1.20	10.32	6.04	6.44	7.07	4.43
TiO ₂	—	1.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0.40	0.19	—	0.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe _{сумм}	24.82	11.24	22.79	17.82	9.00	11.76	9.24	15.8	6.18	7.28	9.52	7.44	5.92
La ₂ O ₃	—	—	0.68	1.53	2.74	4.30	4.27	2.97	4.91	4.80	4.92	5.59	5.96
Ce ₂ O ₃	—	1.17	0.91	2.07	3.62	7.97	9.01	5.37	9.66	9.46	10.36	10.73	12.94
Pr ₂ O ₃	—	—	0.48	—	—	—	1.75	1.25	1.77	2.38	2.14	2.33	2.94
Nd ₂ O ₃	1.09	0.69	0.65	1.53	3.21	3.6	3.97	2.77	3.65	4.67	3.38	4.02	5.69
Sm ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.89	1.01	1.46	1.02	1.31	1.00
Gd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.72	1.20	1.02
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.37
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.01
Er ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.22
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.72	—	—
PbO	—	—	—	—	—	3.14	—	—	—	—	—	—	—
ThO ₂	1.24	8.96	2.37	2.71	3.15	2.74	0.87	2.29	0.70	1.18	0.74	0.76	1.03
U ₂ O ₅	1.30	—	1.38	3.34	1.16	1.25	0.24	1.54	0.38	1.12	0.63	0.79	0.79
Сумма	98.32	100.31	95.44	96.46	97.66	99.99	98.24	97.79	99.34	96.92	98.26	97.39	98.35

Примечание: Оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко.

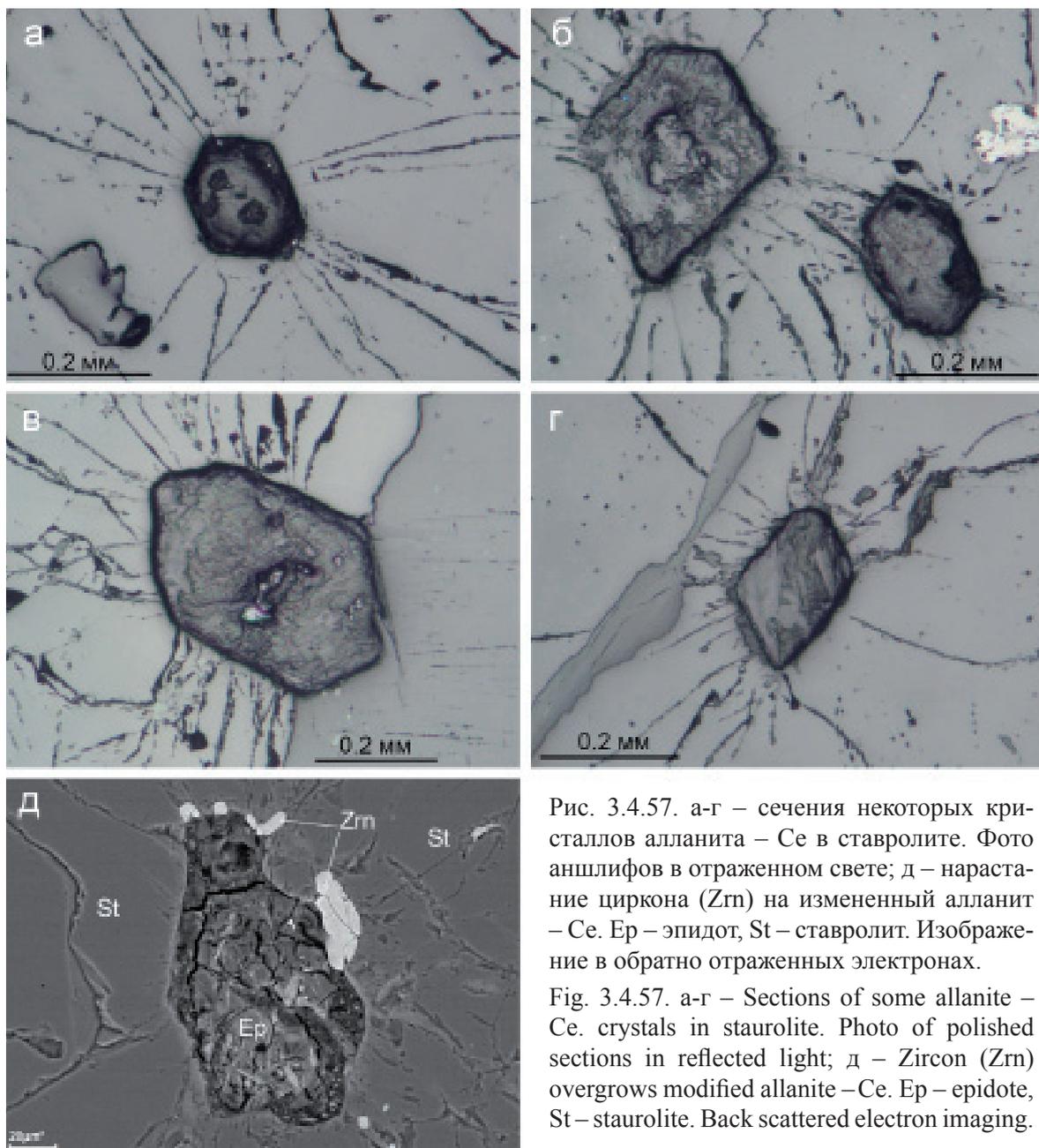


Рис. 3.4.57. а-г – сечения некоторых кристаллов алланита – Се в ставролите. Фото шлифов в отраженном свете; д – нарастание циркона (Zrn) на измененный алланит – Се. Ep – эпидот, St – ставролит. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.57. а-г – Sections of some allanite – Ce. crystals in staurolite. Photo of polished sections in reflected light; д – Zircon (Zrn) overgrows modified allanite – Ce. Ep – epidote, St – staurolite. Back scattered electron imaging.

Результаты изучения алланита-(Се) в силлиманитовых сланцах позволяют предполагать, что при преобразовании кианитовых сланцев в силлиманитовые первичный алланит-(Се) был замещен вторичными фазами, с более высокими содержаниями РЗЭ, которые образованы при активном участии дополнительных компонентов, привнесенных под воздействием гранитов.

3.4.6. Группа плагиоклаза – $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$

Плагиоклаз является второстепенным минералом в кианитовых сланцах и одним из главных в ставролитовых, где его содержание достигает 10-15 об.%. По оптическим данным в кианитовых сланцах присутствуют плагиоклазы с содержанием анортитового компонента от 21 до 40 (Бельков, 1963). Условия выделения и период кристаллизации плагиоклаза в обоих типах сланцев близкие, но не одинаковые. Выделение плагиоклаза произошло в обоих типах сланцев позднее кианита и ставролита. Отмечает-

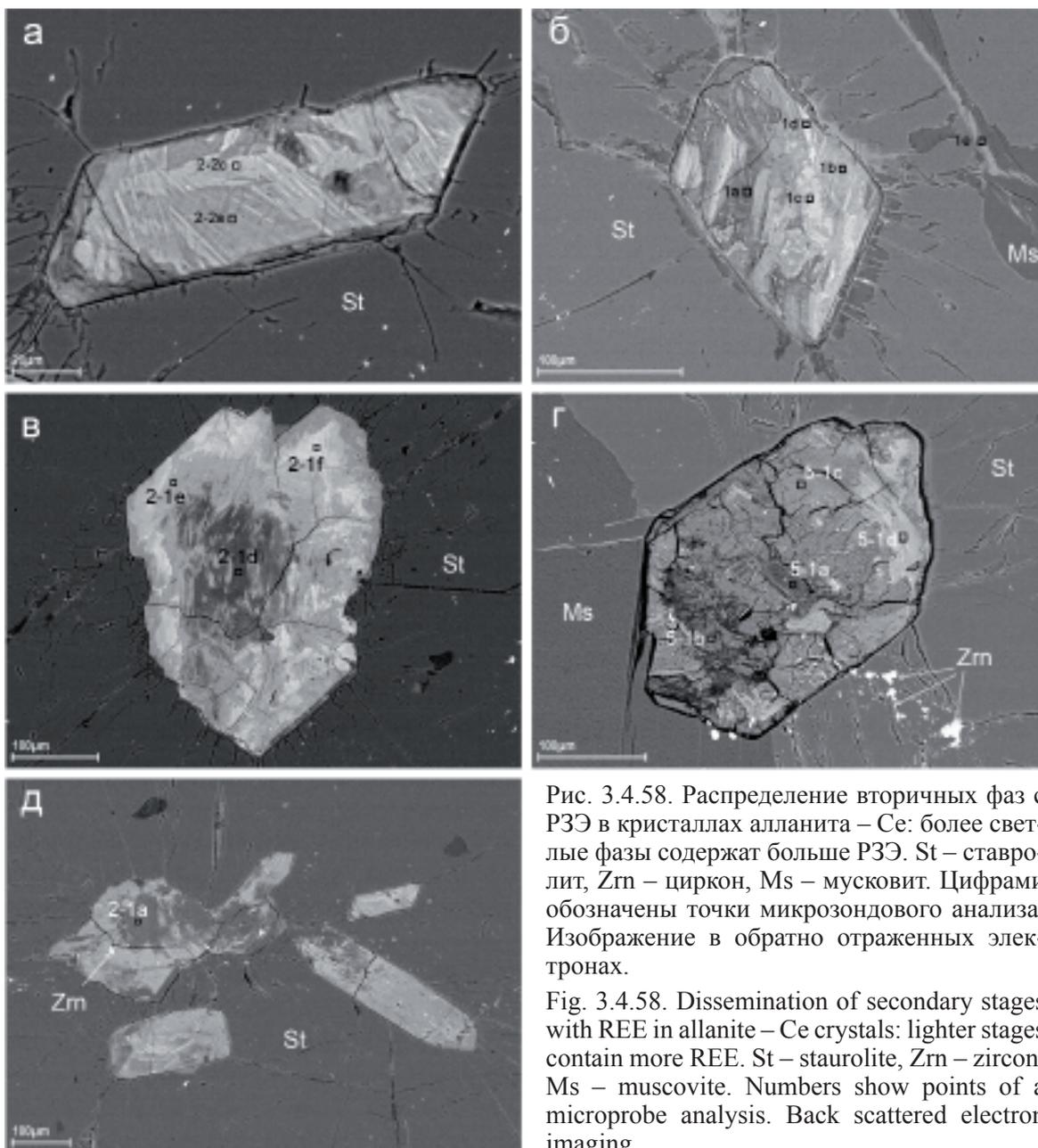


Рис. 3.4.58. Распределение вторичных фаз с РЗЭ в кристаллах алланита – Се: более светлые фазы содержат больше РЗЭ. St – ставролит, Zrn – циркон, Ms – мусковит. Цифрами обозначены точки микрозондового анализа. Изображение в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.4.58. Dissemination of secondary stages with REE in allanite – Ce crystals: lighter stages contain more REE. St – staurolite, Zrn – zircon, Ms – muscovite. Numbers show points of a microprobe analysis. Back scattered electron imaging.

ся более активное химическое взаимодействие между плагиоклазом, кианитом и ставролитом в ставролитовых сланцах. В кианитовых сланцах плагиоклаз практически не реагировал с кианитом и ставролитом, а в ставролитовых он замещал оба минерала.

Плагиоклаз в кианитовых сланцах

В кианитовых сланцах плагиоклаз принадлежит к одной генерации и относится ко второй минеральной ассоциации. Плагиоклаз выделялся позднее кианита-2 и ставролита, нарастает на кианит-2 и ставролит (рис. 3.4.59.). Образование плагиоклаза происходило метасоматическим способом, путем замещения субстрата. При образовании плагиоклаза кианит и ставролит не растворялись, они оставались в виде реликтов в его метакристаллах. В крупных зернах плагиоклаза встречаются не только зерна кианита и ставролита, но и фрагменты мелких конкреций и целые конкреции кианита-2 с наросшими на них кристаллами ставролита (рис. 3.4.59. б). При замещении

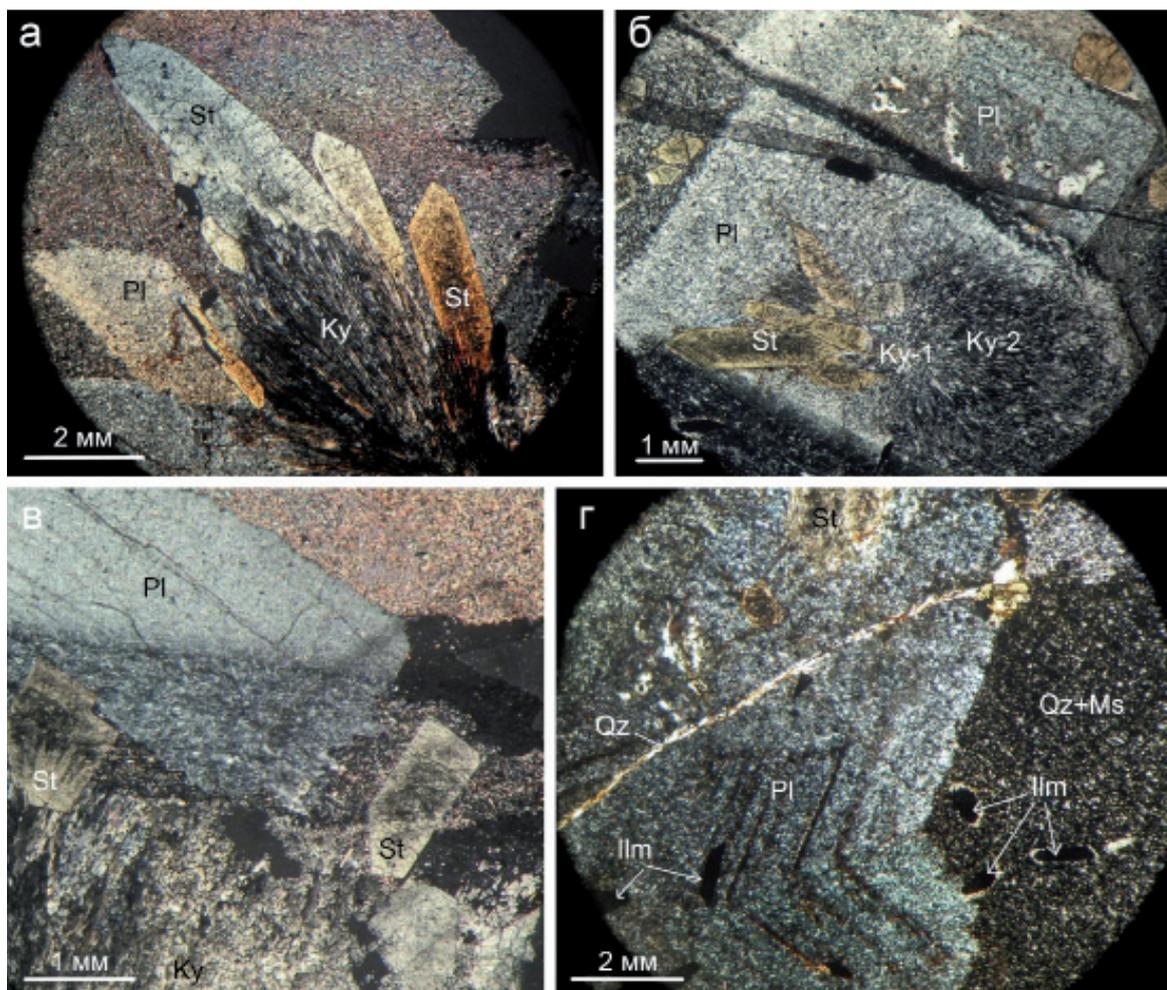


Рис. 3.4.59. Морфология выделений минералов гр. плагиоклаза: а – нарастание гр. плагиоклаза (Pl) и ставролита (St) на кyanит-2 (Ky-2) в кyanитовом сланце; б – метакристалл минерала гр. плагиоклаза с включением конкреции кyanита-2 и ставролита; в – метакристалл минерала гр. плагиоклаза с включением прослоя графита, захваченного при метасоматической кристаллизации. Кyanитовые сланцы. Палимпсестовая структура; г – блочный метакристалл минерала гр. плагиоклаза с полисинтетическими двойниками, пересекается жилой кварца. Ilm – ильменит, Qz – кварц. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 3.4.59. Morphology of segregations of plagioclase group minerals: а – Plagioclase group (Pl) and staurolite (St) overgrow kyanite-2 (Ky-2) in a kyanite schist; б – Metacrystal of a plagioclase group mineral with an inclusion of kyanite-2 and staurolite concretion; в – Metacrystal of a plagioclase group mineral with an inclusion of a graphite interlayer captured during a metasomatic crystallization. Kyanite schists. Palimpsestic structure; г – Block plagioclase metacrystal with polysynthetic twins intersected by a quartz vein. Ilm – ilmenite, Qz – quartz. Photo of transparent sections in transmitted light, crossed nicols.

тонкополосчатых разностей сланцев в плагиоклазе сохранялись также прослои графита (рис. 3.4.59. в). Включения графита в плагиоклазе свидетельствуют о том, что этот минерал, в отличие от мусковита и кварца, при замещении субстрата сланца не растворялся. В результате присутствия реликтовых включений прослоев графита в некоторых зернах плагиоклаза часто наблюдается палимпсестовая структура (по И.В. Белькову, 1963). Размеры зерен плагиоклаза в кyanитовых сланцах обычно не превышают

5-10, редко достигают 25 мм. Зерна неоднородны из-за многочисленных включений различных минералов, но химической зональности не наблюдается. Химический состав варьирует в узких пределах от олигоклаза до андезина (Бельков, 1963). В некоторых зернах плагиоклаза наблюдаются полисинтетические и секториальные двойники (рис. 3.4.59. г).

Плагиоклаз в ставролитовых сланцах

В ставролитовых сланцах плагиоклаз представлен одной генерацией. Он образует порфиробласты в кварц-мусковитовом субстрате совместно с кианитом и ставролитом (рис. 3.4.60.). Выделение его произошло, как и в кианитовых сланцах, по-видимому, позднее кианита и ставролита. Отмечено замещение плагиоклазом ставролита и кианита. Рост плагиоклаза происходил за счет растворения кварц-мусковитового субстрата, при этом полностью использовался только мусковит, реликты кварца захватывались плагиоклазом в виде включений, наряду с ильменитом, биотитом и рутилом.

Вследствие слабой кристаллизационной силы, плагиоклаз не образует хорошо ограниченных кристаллов, а границы его зерен часто весьма сложные (рис. 3.4.61.). Более ровные границы имеют зерна таблитчатой формы. По внутреннему строению в ставролитовых сланцах плагиоклазы более однородные, в них нет включений графита, но в отличие от кианитовых сланцев в ставролитовых сланцах зерна плагиоклаза часто зональные (рис. 3.4.61. д, е), более кислый плагиоклаз нарастает на более основной (табл. 3.4.6.1.). Зональность проявлена не во всех кристаллах, ее следует рассматривать как результат изменения химизма среды в зоне роста конкретного кристалла.

Таблица 3.4.6.1. Химический состав зонального плагиоклаза (масс. %).

№№ п/п	1	2
№№ обр.	63-10	
Место	Кайма	Ядро
SiO ₂	66.2	61.39
Al ₂ O ₃	21.46	24.03
CaO	2.74	6.01
Na ₂ O	9.33	7.72
K ₂ O	0.04	0.06
Сумма	99.77	99.15

Примечание: РСМА «Самеса» MS-46. Аналитик Е.Э. Савченко.

Двойникование в кристаллах плагиоклаза в ставролитовых сланцах наблюдается редко, но аналогично кианитовым сланцам встречаются полисинтетические двойники и секториальные сростки, похожие на карлсбадские двойники (рис. 3.4.62).

Позднее изменение плагиоклаза выражено в замещении его серицитом и клиноцоизитом. Особенно характерно развитие сетчатых структур серицита (рис. 3.4.62. в). В зоне гипергенеза плагиоклаз замещается минералами группы каолинита, которые образуют полные псевдоморфозы.

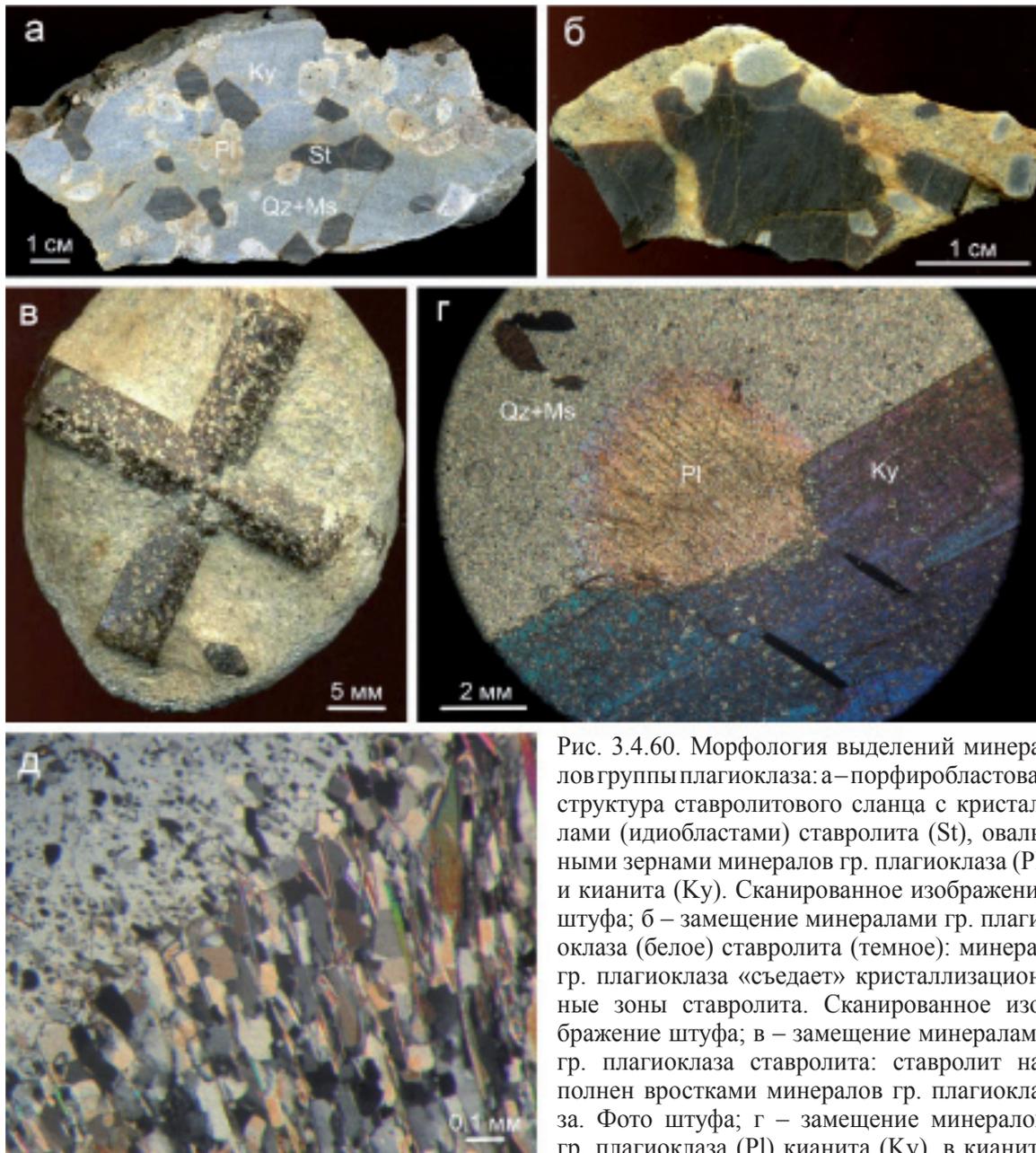


Рис. 3.4.60. Морфология выделений минералогруппы плагиоклаза: а – порфиробластовая структура ставролитового сланца с кристаллами (идиобластами) ставролита (St), овальными зернами минералов гр. плагиоклаза (Pl) и кyanита (Ky). Сканированное изображение штуфа; б – замещение минералами гр. плагиоклаза (белое) ставролита (темное): минерал гр. плагиоклаза «съедает» кристаллизационные зоны ставролита. Сканированное изображение штуфа; в – замещение минералами гр. плагиоклаза ставролита: ставролит наполнен вростками минералов гр. плагиоклаза. Фото штуфа; г – замещение минералом гр. плагиоклаза (Pl) кyanита (Ky), в кyanите включения ильменита. Ставролитовые сланцы.

Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; д – структура грани роста полевого шпата на контакте с кварц-мусковитовым субстратом: видно, что пластинки мусковита растворялись полностью, а кварц частично оставался в виде включений в минералах гр. плагиоклаза. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 3.4.60. Morphology of segregations of plagioclase group minerals: а – Porphyroblastic structure of a staurolite schist with staurolite (St) crystals (idioblasts), oval grains of plagioclase group minerals (Pl) and kyanite (Ky). Scanned imaging of a piece of rock; б – Plagioclase group minerals (white) replace staurolite (dark): plagioclase group minerals «eat» crystalline zones of staurolite. Scanned imaging of a piece of rock; в – Plagioclase group minerals replace staurolite: staurolite is full of inclusions of plagioclase group minerals. Photo of a piece of rock; г – Plagioclase group mineral (Pl) replaces kyanite (Ky), kyanite has ilmenite inclusions. Staurolite schists. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; д – Structure of a feldspar natural face on the contact with a quartz-muscovite substrate: it is apparent that muscovite plates dissolved completely, but quartz partially remained as inclusions in plagioclase group minerals. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols.

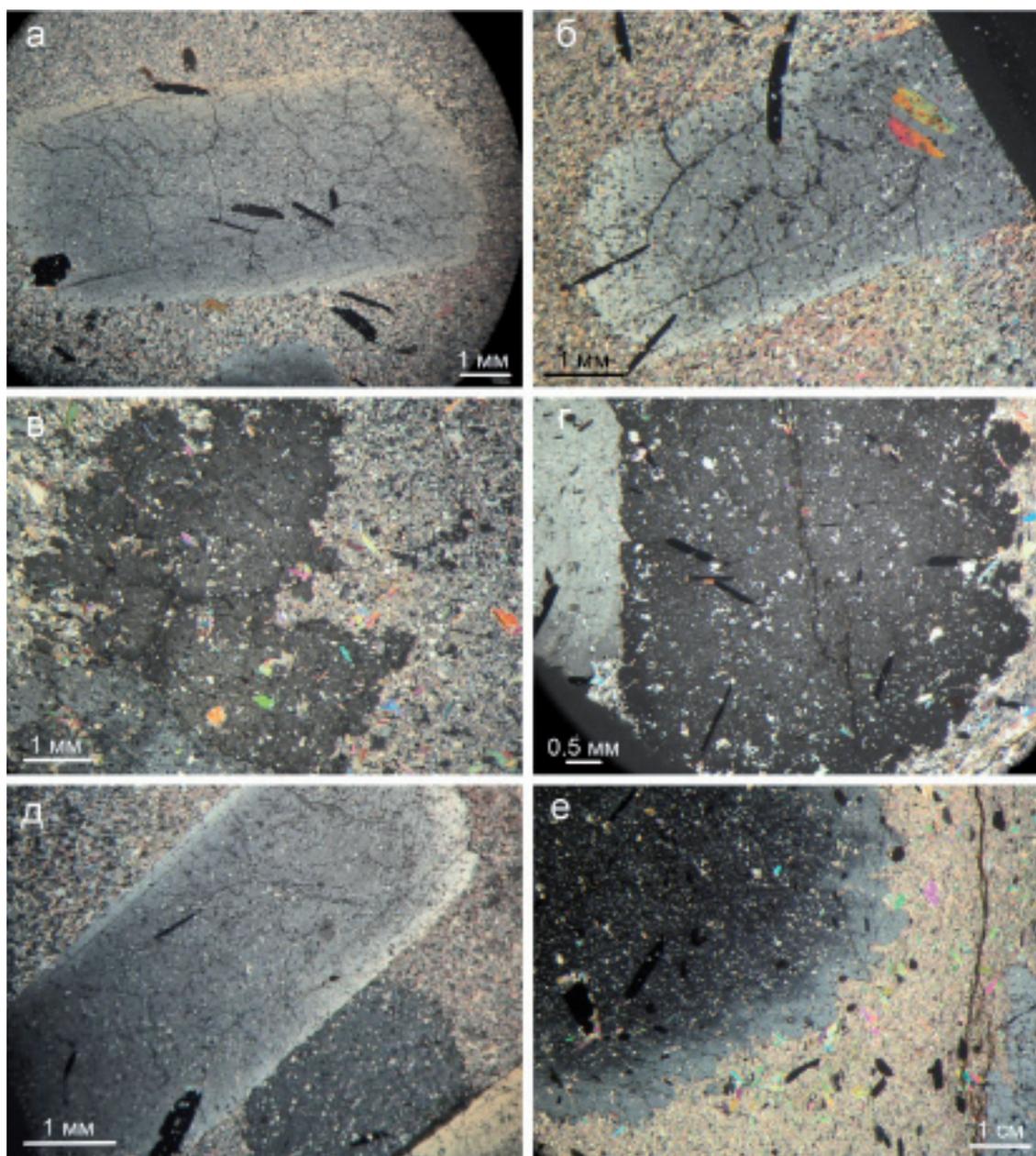


Рис. 3.4.61. Морфология выделений минералов гр. плагиоклаза: а – «захват» включения ильменита в метакристалл минерала гр. плагиоклаза. Образование пойкилобластических включений ильменита; б – включения ильменита и биотита в метакристалле минерала гр. плагиоклаза; в – сложные контуры метакристалла минерала гр. плагиоклаза с включениями кварца, биотита и рутила. Ставролитовый сланец; г – сложные контуры метакристалла минерала гр. плагиоклаза с включениями кварца и ильменита. Ставролитовый сланец; д – зональный метакристалл таблитчатой формы, с включениями кварца и ильменита. Ставролитовый сланец; е – зональный метакристалл округлой формы с включениями кварца, биотита, рутила и ильменита. Ставролитовый сланец. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 3.4.61. Morphology of segregations of plagioclase group minerals: а – Trapping of ilmenite inclusions in a metacrystal of a plagioclase group mineral. Formation of poikiloblastic inclusions of ilmenite; б – Ilmenite and biotite inclusions in a metacrystal of the plagioclase group; в – Complex lineament of a metacrystal of the plagioclase group mineral with quartz, biotite and rutile inclusions. Staurolite schist; г – Complex lineament of a metacrystal of the plagioclase group mineral with quartz and ilmenite inclusions. Staurolite schist; д – Tabular-shaped zoned metacrystal with quartz and ilmenite inclusions. Staurolite schist; е – Round-shaped zoned metacrystal with quartz, biotite, rutile and ilmenite inclusions. Staurolite schist. Photo of transparent sections in transmitted light, crossed nicols.

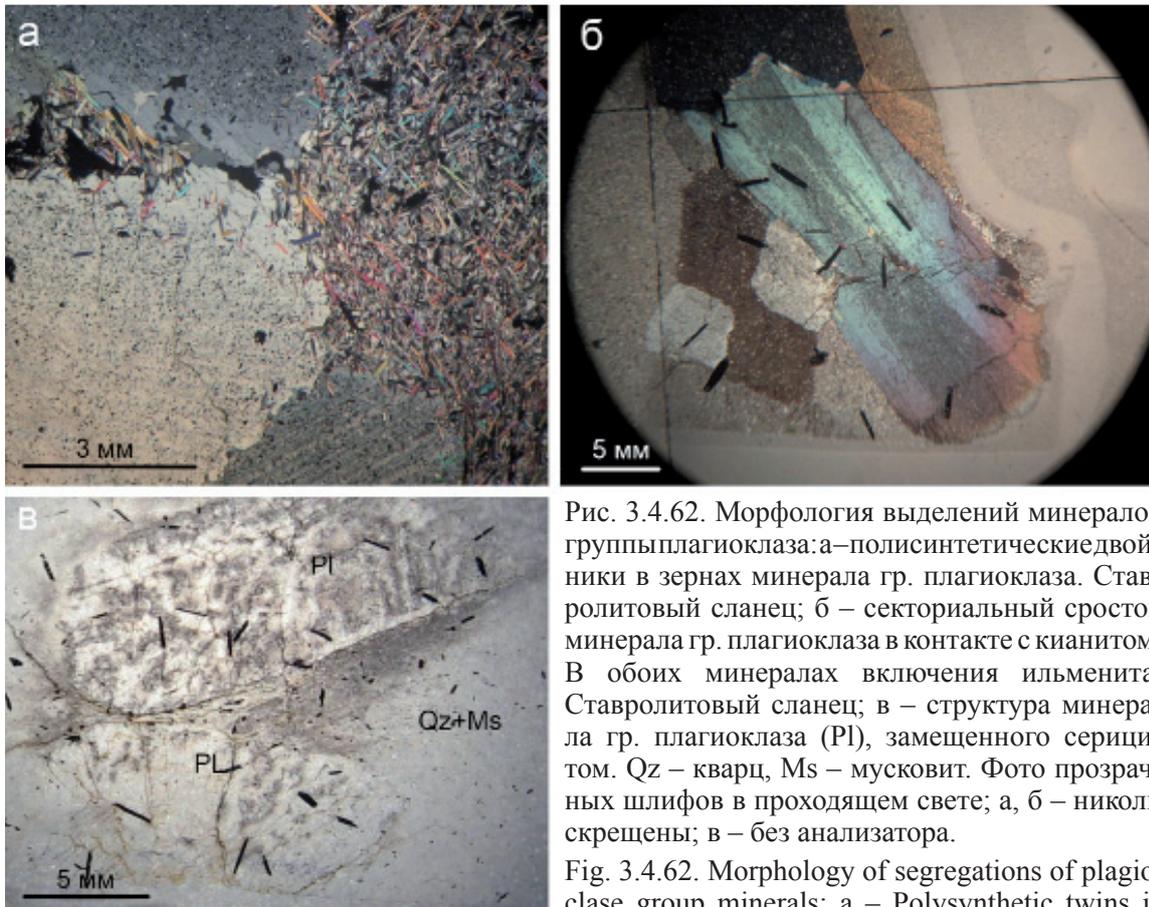


Рис. 3.4.62. Морфология выделений минералов группы плагиоклаза: а – полисинтетические двойники в зернах минерала гр. плагиоклаза. Ставролитовый сланец; б – секториальный сросток минерала гр. плагиоклаза в контакте с кyanитом. В обоих минералах включения ильменита. Ставролитовый сланец; в – структура минерала гр. плагиоклаза (Pl), замещенного серицитом. Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б – николи скрещены; в – без анализатора.

Fig. 3.4.62. Morphology of segregations of plagioclase group minerals: a – Polysynthetic twins in grains of the plagioclase group mineral. Staurolite schist; б – Sectorial intergrowth of a plagioclase group mineral on the contact with kyanite. Ilmenite inclusions in both minerals. Staurolite schist; в – Structure of a plagioclase group mineral (Pl) replaced by sericite. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of transparent sections in transmitted light; а, б – crossed nicols; в – with no analyzer.

schist; б – Sectorial intergrowth of a plagioclase group mineral on the contact with kyanite. Ilmenite inclusions in both minerals. Staurolite schist; в – Structure of a plagioclase group mineral (Pl) replaced by sericite. Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of transparent sections in transmitted light; а, б – crossed nicols; в – with no analyzer.

3.4.7. Группа граната $R_2^{+3}R_3^{+2}[SiO_4]_3$,



Гранат распространен в гранатовых сланцах базальной толщи Больших Кейв, где сосредоточены его месторождения, а в кyanитовых сланцах гранат встречается спорадически в слоях, обогащенных железистыми минералами – ставролитом, биотитом, сульфидами, ильменитом (Бельков, 1957, 1963; Суслова, 1960).

Нами гранат исследован в сланцах месторождения г. Березовая. Зерна граната имели размеры от 10 до 60 мм. Распределен гранат в слоях сланцев хаотическими группами или цепочками (рис. 3.4.63). Четких выдержанных слоев гранат не образует, но спорадически встречаются сгустки кристаллов в плоскости сланцеватости.

Мелкие зерна граната, размером до 10-15 мм, имеют округлые формы со сложными зубчатыми границами, более крупные зерна огранены гранями ромбодекаэдра или тетрагонтриоктаэдра. Мелкие зерна граната имеют ситовидное строение, формы типичных неограниченных метакристаллов и густо насыщены включениями кварца, рутила, ильменита (рис. 3.4.63. в, г). Признаков зональности в мелких кристаллах не обнаружено.

В крупных кристаллах включения наблюдаются только в центральной части (рис. 3.4.64.). В некоторых кристаллах наблюдается ясная зональность, выраженная

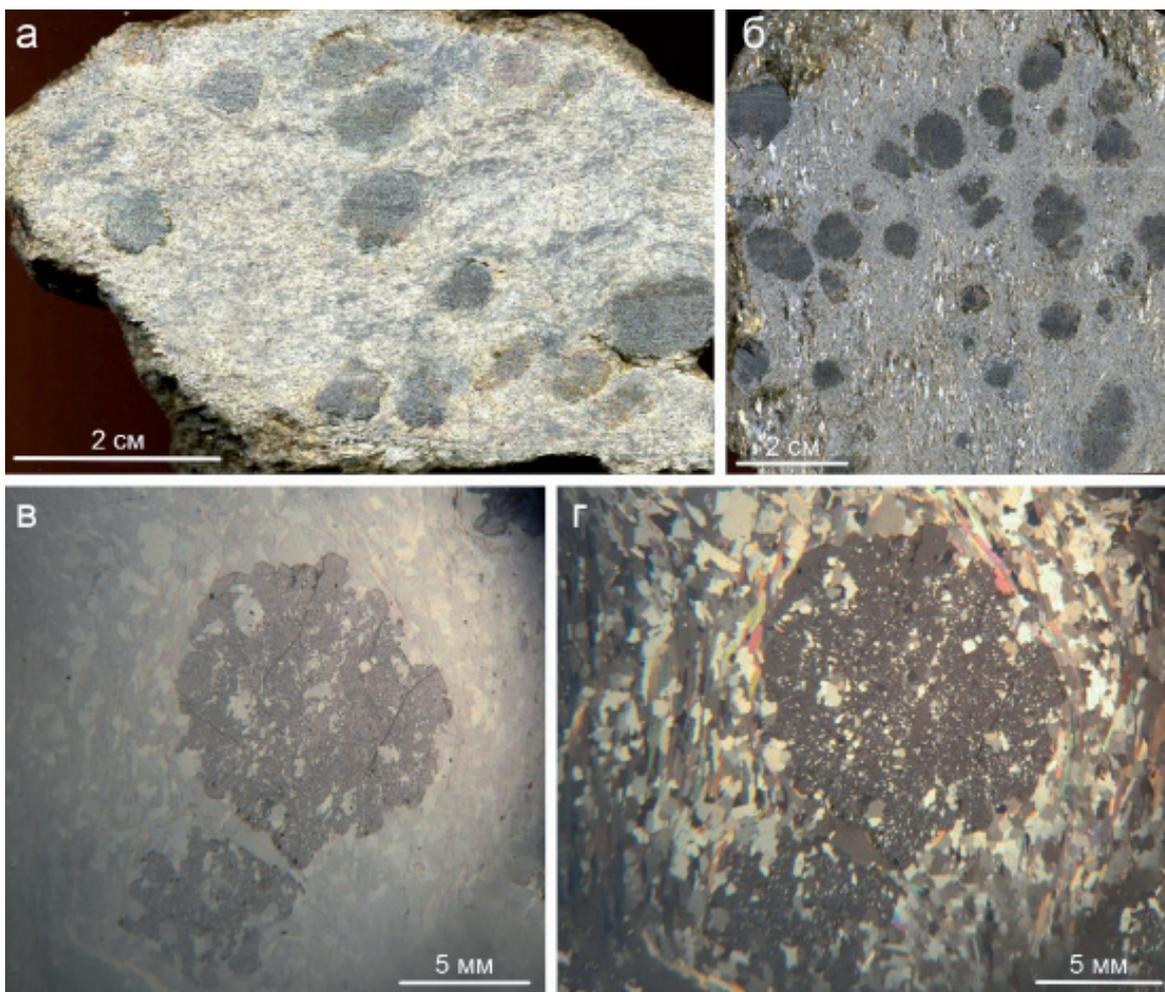


Рис. 3.4.63. Морфология выделений минералов гр. граната: а, б – распределение зерен минерала гр. граната (темно-серое) в породе, хорошо заметна сланцеватая текстура породы. Фото штуфов; в, г – ситовидное строение мелких кристаллов минерала гр. граната в кварц-мусковитовом субстрате – результат метасоматического роста. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете: в – без анализатора, г – николи скрещены.

Fig. 3.4.63. Morphology of segregations of garnet group minerals: а, б – Dissemination of garnet group mineral grains (dark gray) in a rock, a schistose rock texture is well visible. Photo of pieces of rock; в, г – Sieve-like structure of small crystals of the garnet group mineral in a quartz-muscovite substrate – a result of a metasomatic growth. Photo of transparent sections in transmitted light: в – with no analyzer, г – crossed nicols.

в развитии внешней чистой зоны без включений. Исследования зональных кристаллов граната в других комплексах пород показывают, что зональность может быть связана либо с изменением условий кристаллизации (Савко и др., 2000), либо с изменением состава метаморфических растворов (Ангелова, Колчева, 2001). В нашем случае зональность проявлена на кристаллах граната с тетрагонтриоктаэдрическими формами. Поскольку такие формы характерны для кристаллов с повышенным содержанием катионов марганца и железа в ячейке (Костов, 1971), то можно предположить, что зональность возникла в результате изменения химического состава поровых растворов.

Гранат подвергался поздним изменениям, в частности, замещался мусковитом и кварцем. Замещение происходило вдоль трещин (рис. 3.4.64. в).

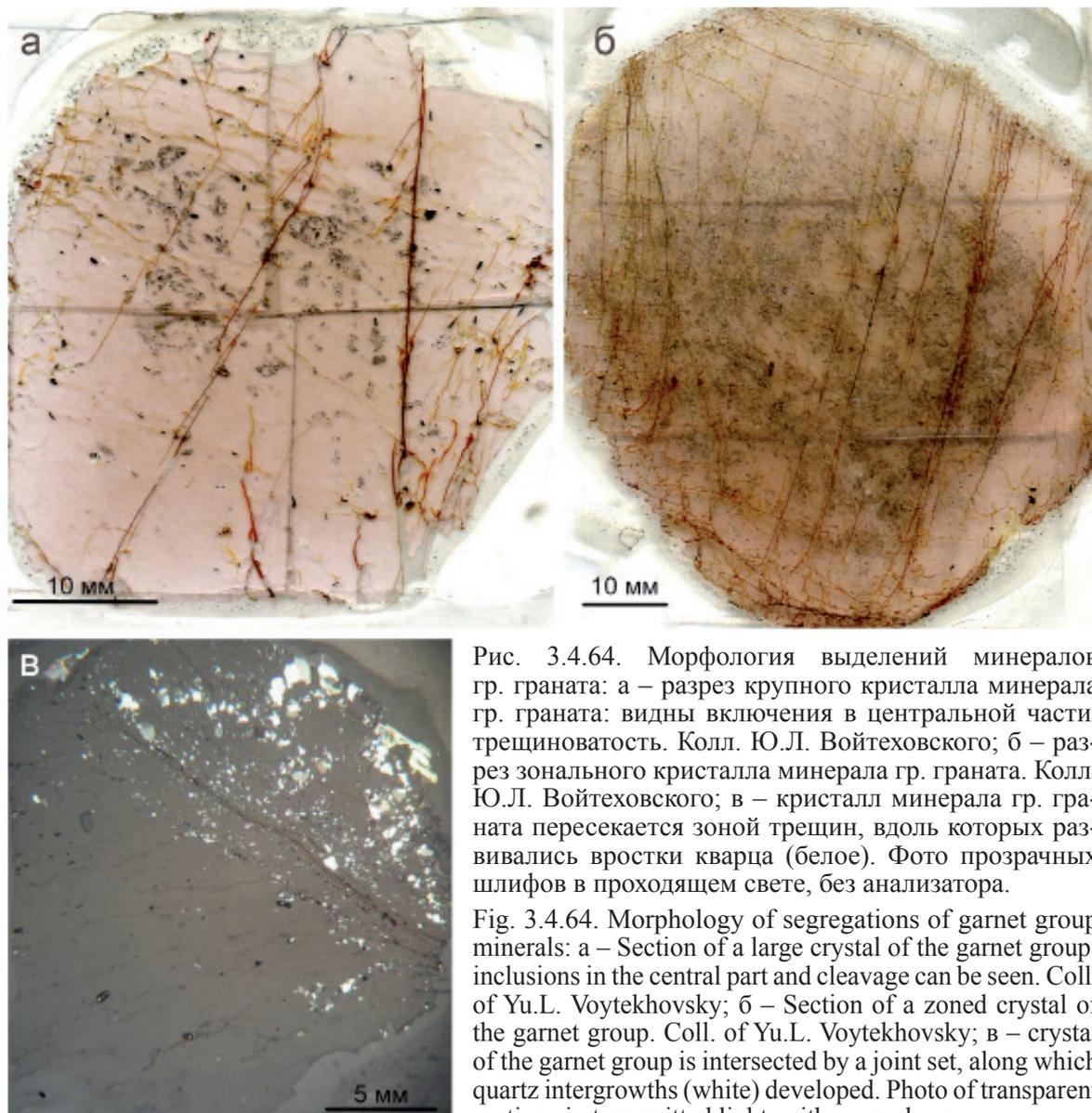


Рис. 3.4.64. Морфология выделений минералов гр. граната: а – разрез крупного кристалла минерала гр. граната: видны включения в центральной части, трещиноватость. Колл. Ю.Л. Войтеховского; б – разрез зонального кристалла минерала гр. граната. Колл. Ю.Л. Войтеховского; в – кристалл минерала гр. граната пересекается зоной трещин, вдоль которых развивались вроски кварца (белое). Фото прозрачных шлифов в проходящем свете, без анализатора.

Fig. 3.4.64. Morphology of segregations of garnet group minerals: а – Section of a large crystal of the garnet group: inclusions in the central part and cleavage can be seen. Coll. of Yu.L. Voytekhovsky; б – Section of a zoned crystal of the garnet group. Coll. of Yu.L. Voytekhovsky; в – crystal of the garnet group is intersected by a joint set, along which quartz intergrowths (white) developed. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

3.4.8. Мусковит – $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$

Мусковит – один из главных, второй, после кварца, по распространенности минерал глиноземистых кейвских сланцев во всех толщах стратиграфического разреза. Генезис мусковита в разных по составу породах отличается. И.В. Бельков выделял шесть разновидностей мусковита только в кианитовых сланцах (Бельков, 1963). Рассмотрим генетические особенности минерала на примере кианитовых, ставролитовых и силлиманитовых сланцев.

Мусковит в кианитовых сланцах

В кианитовых сланцах мы выделяем три генетические разновидности мусковита. Мусковит-1 сосредоточен в субстрате, составляющем до 50 % объема кианитовых сланцев. Содержание мусковита в нем варьирует от 5 до 45 об. %, размеры зерен менее 0.1 мм. В связи с изменением концентрации мусковита меняется структура субстрата: в обедненных мусковитом слоях субстрат имеет гранолепидобластовую структуру (рис. 3.4.65. а), а в обогащенных – лепидобластовую (рис. 3.4.65. б). Генезис субстрата

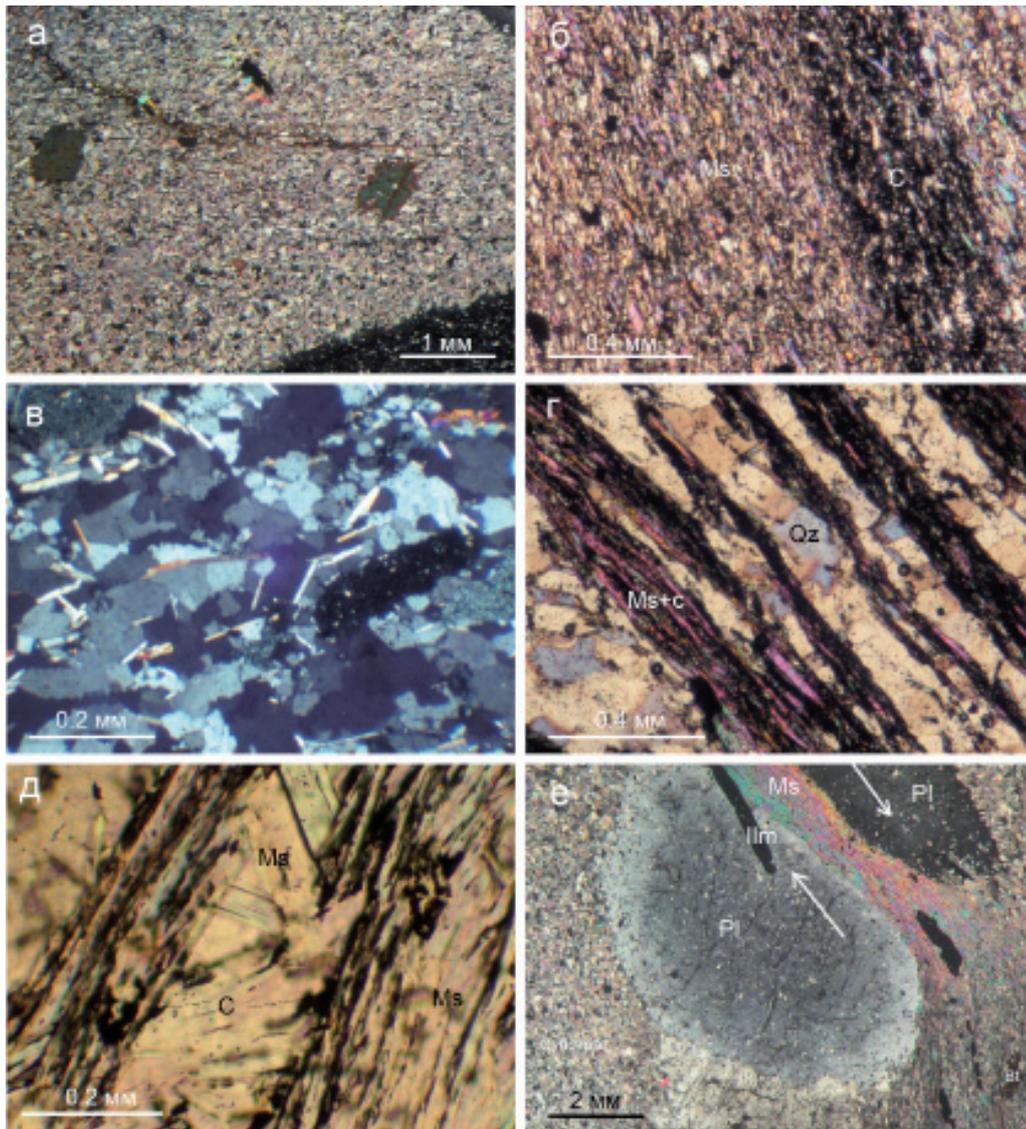


Рис. 3.4.65. Морфология выделений мусковита (Ms): а – гранолепидобластовая текстура субстрата с мусковитом-1, с включениями порфировых вкрапленников биотита. Фотография шлифа, николи скрещены; б – лепидобластовая текстура полосчатого сланца с прослоями графита (С); в – лепидогранобластовая структура мусковит-кварцевого агрегата в зонах перекристаллизации кварца -1, среди новообразований – мусковит-2, кварц и графит. Видны реликты кварца-1 и графита; г – сланцевая текстура с перекристаллизованным кварцем (Qz), мусковитом и графитом. Видны мономинеральные обособления кварца и мусковита-2 с графитом; д – структура мусковито-графитовых слойков: видно, что включения графита располагаются между чешуйками мусковита-2 и внутри них; е – шовная зона сдвига, обогащенная мусковитом-3 между метакристаллами минерала гр. плагиоклаза (Pl). Ilm – ильменит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б, в, г, е – николи скрещены; д – без анализатора.

Fig. 3.4.65. Morphology of muscovite (Ms) segregations: а – Lepidogranoblastic structure of a substrate with muscovite-1, with inclusions of porphyritic biotite disseminations. Photo of a section, crossed nicols; б – Lepidoblastic structure of a bent schist with graphite (C) interlayers; в – Lepidogranoblastic structure of a muscovite-quartz aggregate in quartz -1 recrystallization zones, among new formations – muscovite-2, quartz and graphite. Quartz-1 and graphite relics are visible; г – Schistose structure with recrystallized quartz (Qz), muscovite and graphite. Monomineral quartz and muscovite-2 isolations with graphite can be seen; д – Structure of muscovite-graphite thin beds of rock: it is apparent that graphite inclusions are between muscovite-2 scales and in them; е – Suture shift zone enriched with muscovite-3 between plagioclase gr. mineral (Pl) metacrystals. Ilm – ilmenite. Photo of transparent sections in transmitted light; а, б, в, г, е – crossed nicols; д – with no analyzer.

и мусковита-1, как составляющей его части, связан с метаморфическими реакциями в высокоглиноземистых осадках, из которых произошли кианитовые сланцы.

Мусковит-2 образовался вследствие перекристаллизации и укрупнения размеров зерен субстрата в связи с метаморфизмом сланцев, в процессе которого появилась группа минералов с повышенным содержанием железа и других компонентов. На примере месторождения Тяпш-Манюк можно видеть, что перекристаллизация углеродистого кварца-1 в безуглеродистый кварц-2 имела метаморфо-метасоматический характер, при этом появился мусковит-2 (рис. 3.4.65. в). Активное образование мусковита-2 наблюдается и в различных зонах рассланцевания, в них происходило разделение субстрата на слои с мономинеральным кварцем-2, мусковитом-2 и графитом-2, при этом графит отделялся от кварца и ассоциировал с мусковитом (рис. 3.4.65. г, д).

Мусковит-3 наиболее активно образовывался в зонах сдвига, поэтому хорошо заметен в сланцах на сколах по плоскостям рассланцевания. Он связан с периодом образования кварцевых жил и кианита-3. В жилах с мусковитом-3 наблюдается отложение рутила, монацита и других минералов, указывающих на привнос в сланцы новых компонентов. Мусковит-3 постоянно присутствует в местах кристаллизации кианита-3, но распространен значительно шире вдоль плоскостей сдвига. Мусковит-3 имеет размеры зерен до 2 мм. Для его образования, вероятно, использован мусковит в субстрате, перекристаллизация которого привела к переотложению и укрупнению чешуек. Как составная часть субстрата мусковит участвовал в реакциях перекристаллизации и отлагался на месте новообразованного парагенезиса, но также переотлагался в зонах сдвига. Плоскости сдвига представляют собой маломощные шовные зоны, которые секут кианитовые сланцы. Важно, что в них, кроме мусковита, графита и кварца, наблюдается концентрация рутила, монацита и циркона. В результате образования и продольно-параллельного нарастания мусковита-3 в зонах сдвига кианитовые сланцы имеют многочисленные сложные фиброподобные блестящие поверхности на плоскостях скола (рис. 3.4.66.).

Таким образом, образование мусковита в кианитовых сланцах происходило в основном «in situ» и не привело к существенному переотложению и укрупнению мусковита. Вместе с тем, следует отметить, что мусковит является важным концентратором разных примесей. Химический состав мусковита в кианитовых сланцах характеризуется присутствием примесей TiO_2 , FeO , MgO и CaO , а также V , Y , La , Ce , Hf и высоким содержанием примеси Na_2O (около 2 масс. %) (табл. 3.4.8.1.).

Таблица 3.4.8.1. Химический состав мусковита в кианитовых сланцах (масс. %).

№№ п/п	1	2	3	4	5
№№ обр.	54-10	54-10	54-10	54-10	54-10
SiO_2	47.28	46.68	48.53	50.31	46.89
TiO_2	0.66	0.60	0.30	0.62	1.02
Al_2O_3	35.68	34.34	36.79	35.87	36.23
FeO	0.36	0.27	0.29	0.29	0.48
MgO	0.85	0.84	0.76	0.83	0.34
CaO	0.03	0.02	0.04	0.03	0.13
V_2O_5	0.05	0.00	0.03	0.03	0.20
Na_2O	1.85	2.09	2.00	1.93	0.87
K_2O	8.44	8.35	8.25	8.67	13.43
Сумма	95.2	93.19	96.99	98.58	99.26

Примечание: анализы 1-4 – РСМА «Сатеса» MS-46; 5 – оценка состава, СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200 (также отмечены примеси Y , La , Ce , Hf). Аналитик Е.Э. Савченко.

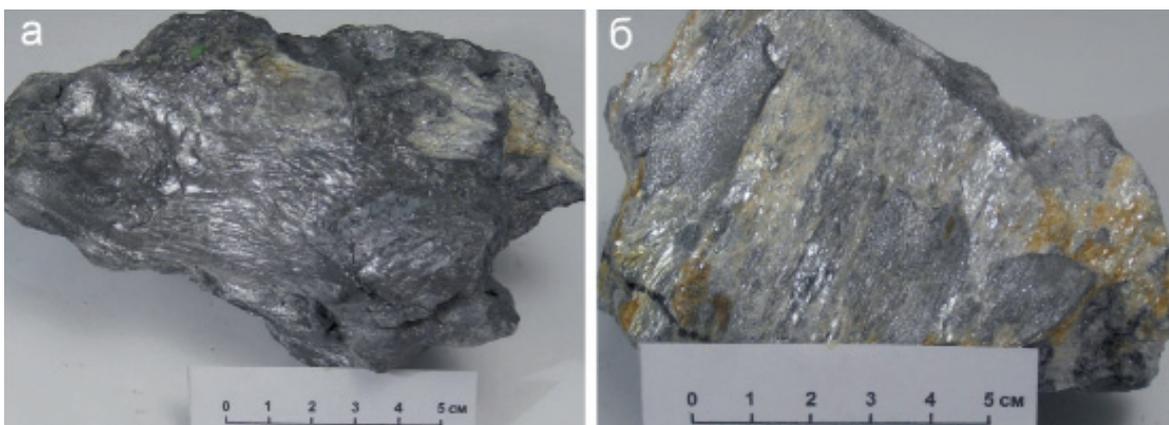


Рис. 3.4.66. а – фибровая поверхность скола по плоскости сдвига с мусковитом-3; б – мусковит-3 на поверхности скола по расщеплению в ассоциации с кварцем 3 в кианитовом сланце. Фото штуфов.

Fig. 3.4.66. а – Micaceous shear surface along a shear plane with muscovite-3; б – Muscovite-3 on the shear surface along a schist-formation in association with quartz 3 in a kyanite schist. Photo of pieces of rock.

Мусковит в ставролитовых сланцах

Мусковит в порфиробластических плагиоклаз-ставролитовых и порфиробластических плагиоклаз-кианит-ставролитовых сланцах присутствует в большом количестве, чем в кианитовых сланцах и составляет от 30 до 50 % объема породы. Размеры зерен мусковита в субстрате варьируют от 0.1 до 1.0 мм. Так же как и в кианитовых сланцах, мусковит с кварцем являются главной составной частью мусковито-кварцевого субстрата («основная ткань» по И.В. Белькову, 1963). Субстрат представляет собой тонкозернистую однородную массу, в которой располагаются порфиробласты и идиобласты ставролита, минералов группы плагиоклаза и кианита (рис. 3.4.67.), от субстрата кианитовых сланцев он отличается меньшим содержанием графита.

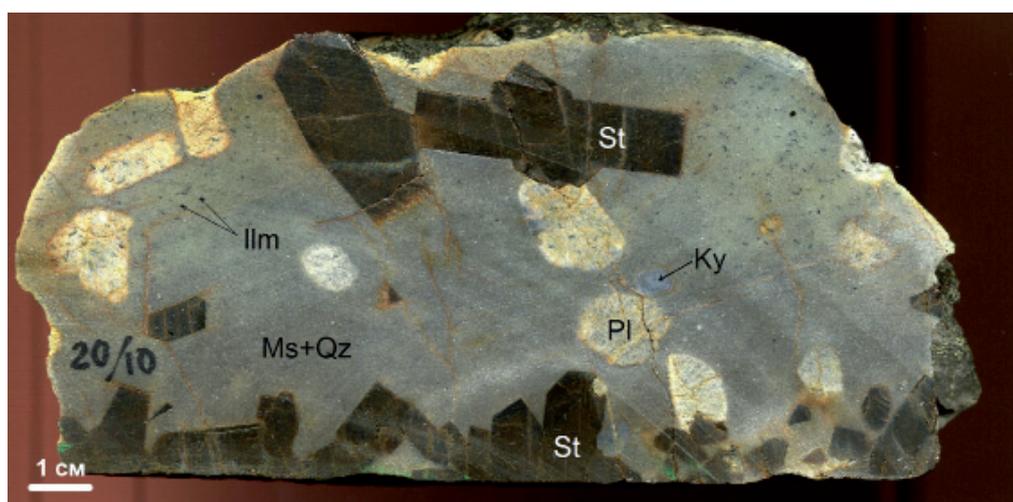


Рис. 3.4.67. Текстура порфиробластического плагиоклазо-кианито-ставролитового сланца с идиобластами ставролита, минералами гр. плагиоклаза и кианита в мусковито-кварцевом субстрате. Фото штуфа.

Fig. 3.4.67. Texture of a porphyroblastic plagioclase-kyanite-staurolite schist with idioblasts of staurolite, plagioclase group minerals and kyanite in a muscovite-quartz substrate. Photo of a piece of rock.

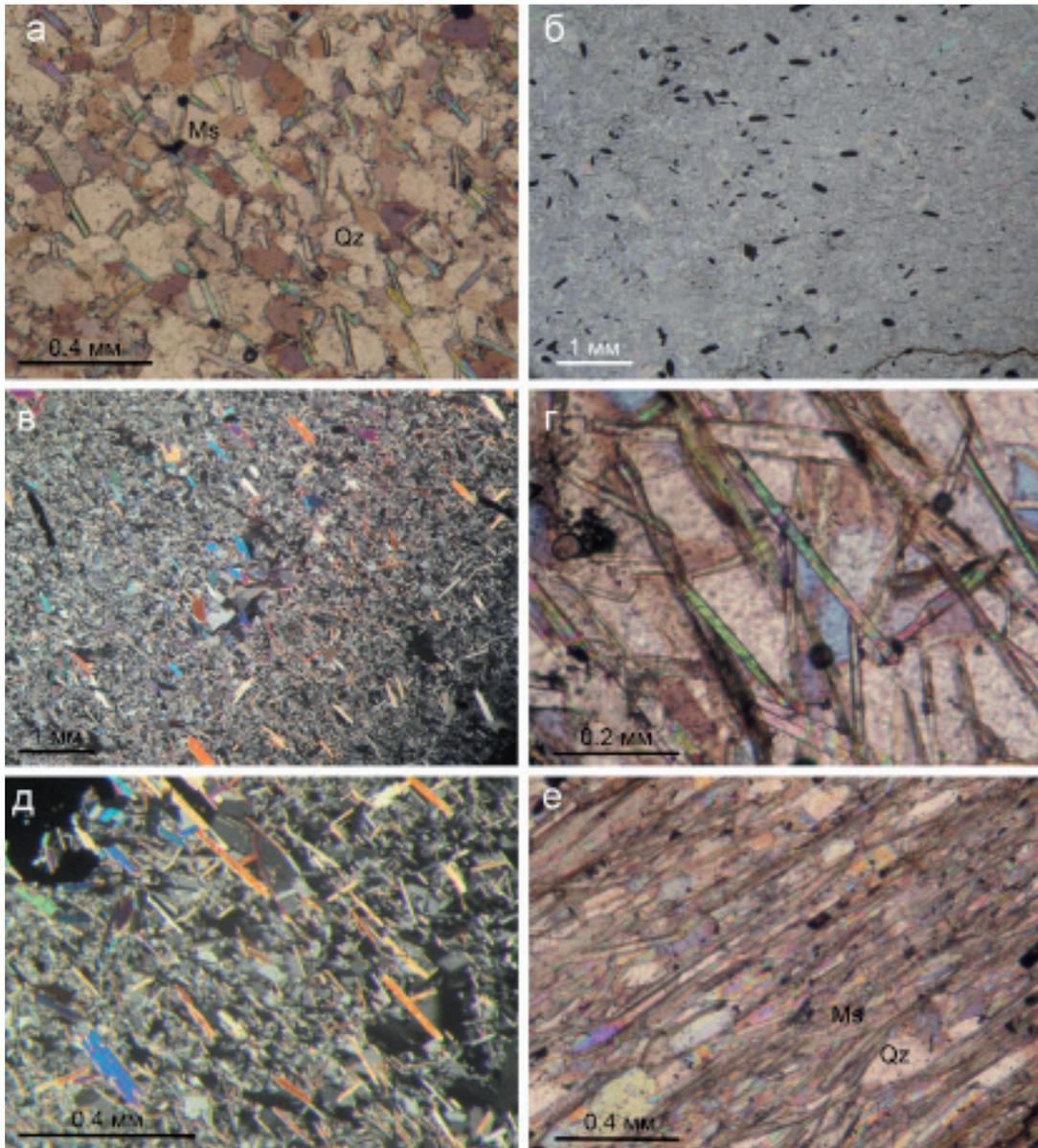


Рис. 3.4.68. Морфология выделений мусковита: а – мусковит-1 (Ms) в первичном субстрате равномернозернистой лепидогранобластовой структуры. Qz – кварц; б – общий вид массивной текстуры субстрата с мусковитом-1, черное – рутил; в – мусковит-2 в перекристаллизованном субстрате неравномернозернистой лепидогранобластовой структуры; г – мусковит-2 в перекристаллизованном субстрате лепидогранобластовой структуры: мусковит пересекает зерна кварца, содержит включения графита; д – лепидобластовая структура субстрата: ориентированный рост мусковита-2 в субстрате в зоне стресса; е – лепидобластовая структура субстрата в зоне стресса, субпараллельная ориентировка пластинок мусковита-2 с линзами кварца между ними. Вдоль сланцеватости ориентированы также кристаллы рутила. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, в, г, д, е – николи скрещены; б – без анализатора.

Fig. 3.4.68. Morphology of muscovite segregations: а – Muscovite-1 (Ms) in a initial substrate of a equigranular lepidogranoblastic structure. Qz – quartz; б – General view of the substrate massive structure with muscovite-1, black – rutile; в – Muscovite-2 in a recrystallized substrate of a hiatal lepidogranoblastic structure; г – Muscovite-2 in the recrystallized substrate of a lepidogranoblastic structure: muscovite intersects quartz grains, contains graphite inclusions; д – Lepidoblastic structure of the substrate: an oriented growth of muscovite-2 in the substrate stress zone; е – Lepidoblastic structure of the substrate in the stress zone, a subparallel orientation of muscovite-2 plates with quartz lenses between them. Rutile crystals are also oriented along the schistosity. Photo of transparent sections in transmitted light; а, в, г, д, е – crossed nicols; б – with no analyzer.

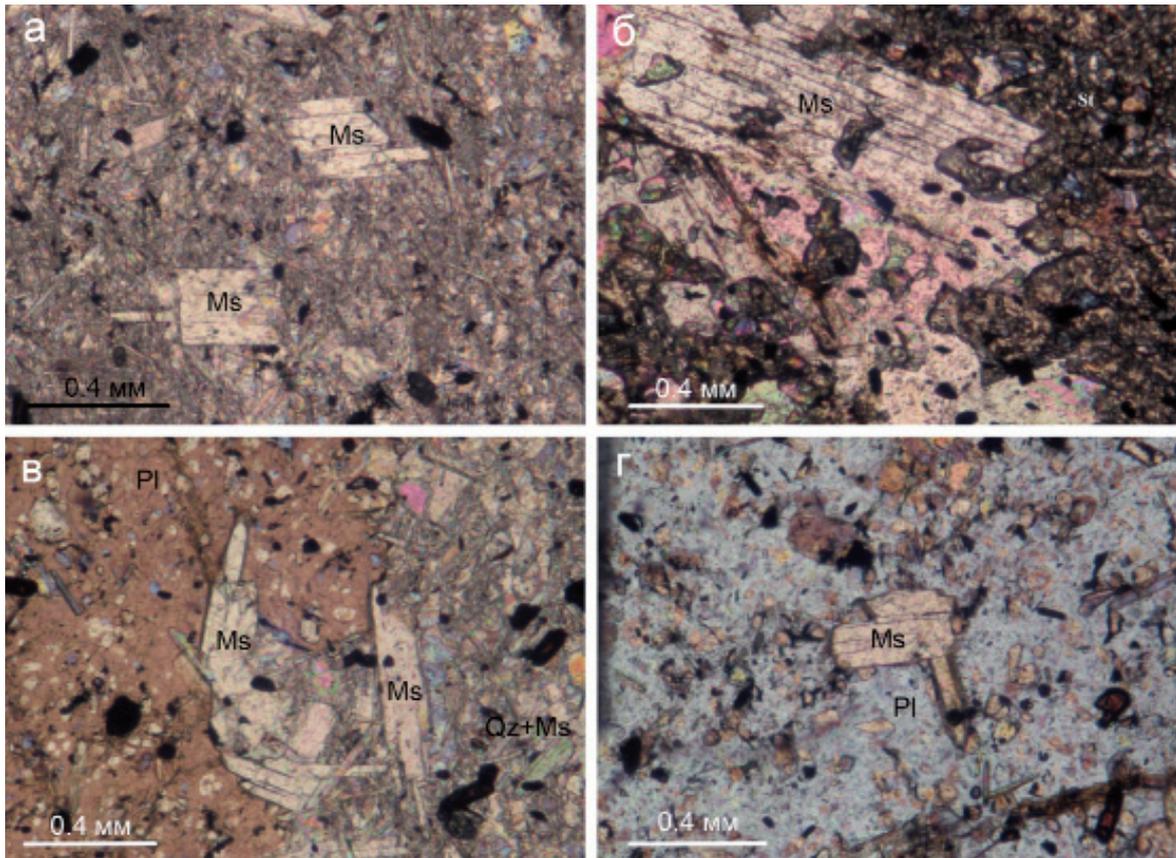


Рис. 3.4.69. Морфология выделений мусковита: а – таблитчатые кристаллы мусковита-3 (Ms) в субстрате; б – мусковит-3 замещает ставролит, видны реликты ставролита; в – метакристалл минерал гр. плагиоклаза (Pl) обрастает мусковит-3. Qz – кварц; г – включения мусковита-3 в плагиоклазе. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете шлифа, без анализатора.

Fig. 3.4.69. Morphology of muscovite segregations: а – Tabular muscovite-3 (Ms) crystals in a substrate; б – Staurolite is replaced by muscovite-3, staurolite relics can be seen; в – plagioclase gr. mineral (Pl) metacrystal is overgrown by muscovite-3. Qz – quartz; г – Muscovite-3 inclusions in plagioclase. Photo of transparent sections in transmitted light, with no analyzer.

Структуры субстрата позволяют выделить три разновидности мусковита в рассматриваемых сланцах.

К первой разновидности относится мусковит в субстрате без признаков изменения. Структура такого субстрата равномернозернистая лепидогранобластовая (рис. 3.4.68. а), текстура массивная (рис. 3.4.68. б). Мусковит-1 находится в субстрате в тесном срастании с кварцем, преимущественно между зернами кварца, реже пересекает их. Размер зерен мусковита составляют 0.1-0.2 мм, соизмерим с размерами зерен кварца, ориентировка в пространстве хаотическая или слабо ориентированная.

Мусковит-2 образовался путем перекристаллизации мусковита-1 под воздействием стрессового давления и притока новых поровых растворов. Зерна мусковита-2 имеют размеры 0.2-0.5 (до 1) мм, превышают размеры зерен мусковита-1 и кварца. Зоны перекристаллизации связаны с деформациями сланцев, как вдоль плоскостей напластования, так и секущих напластование. Обычно они устанавливаются по лепидобластовой структуре или сланцеватой текстуре (рис. 3.4.68. е). Во всех случаях кристаллизация мусковита-2 происходила позднее кварца, мусковит всегда замещает кварц. С мусковитом-2 ассоциируют рутил, графит и ильменит.

Мусковит-3 отличается от более ранних разновидностей тем, что образует в субстрате таблитчатые кристаллы (рис. 3.4.69.). Субстрат с мусковитом -3 отличается по-

вышенным количеством вкрапленности рутила, ильменита и ставролита. Мусковит-3, в отличие от мусковита-2, не связан с перекристаллизацией субстрата, а образовался вследствие привноса поровых растворов. Зерна мусковита-3 достигают нескольких мм. Мусковит-3 замещал в процессе роста более ранние минералы субстрата – кварц и мусковит, а также ставролит, а при кристаллизации более позднего минерала группы – плагиоклаза, мусковит-3 оставался в нем в виде реликтовых включений.

Таким образом, в ставролитовых сланцах мусковит, также, как и в кианитовых, не образовывал крупных кристаллов.

Мусковит в силлиманитовых сланцах

В силлиманитовых сланцах наблюдается одна разновидность мусковита, в отличие от кианитовых и ставролитовых сланцев, и имелись условия для концентрирования мусковита и роста его кристаллов до крупных размеров.

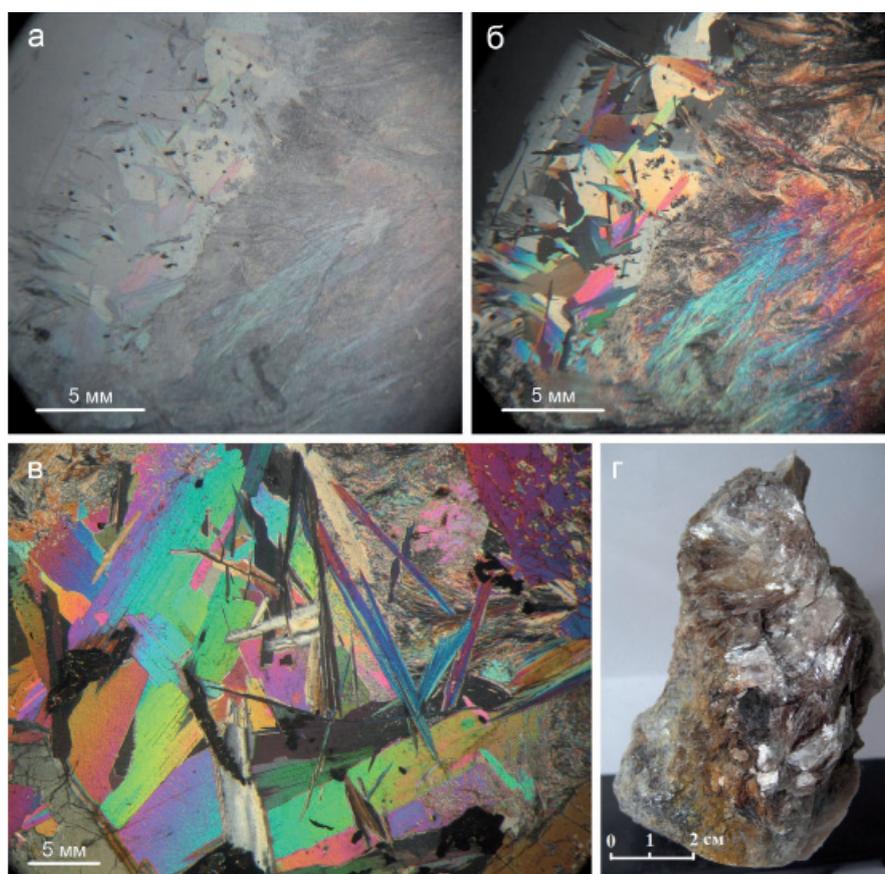


Рис. 3.4.70. Морфология выделений мусковита: а – мусковит замещает силлиманит: по контакту минералов видны признаки резорбции силлиманита в мусковите. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; б – мусковит замещает силлиманит: по контакту минералов видны признаки резорбции силлиманита в мусковите. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; в – взаимоотношение мусковита и силлиманита: кристаллы мусковита пересекают силлиманит. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; г – жила с крупными кристаллами мусковита в силлиманитовом сланце с графитом. Фото штуфа.

Fig. 3.4.70. Morphology of muscovite segregations: а – Sillimanite is replaced by muscovite: signs of a sillimanite resorption in muscovite can be seen along a contact of the minerals. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; б – Sillimanite replacement by muscovite: signs of the sillimanite resorption in muscovite can be seen along the contact of the minerals. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; в – Muscovite and sillimanite relation: muscovite crystals intersect sillimanite. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; г – Vein with large muscovite crystals in a sillimanite schist with graphite. Photo of a piece of rock.

Согласно исследованиям П.В. Соколова (Соколов, 1940) и С.Н. Суловой (Сулова, 1960, 1962), силлиманитовые сланцы возникли в западной части кейвской структуры под воздействием интрузий щелочных гранитов на кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы. В результате контактово-метасоматического метаморфизма кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы были полностью преобразованы в силлиманитовые и слюдяно-силлиманито-ставролитовые сланцы, а затем подвержены повторному изменению под воздействием гранитов, в процессе которого образовались более поздние мусковит и биотит. На этом этапе создавались условия для формирования высоких концентраций и крупных кристаллов мусковита, образовывались жилы и гнезда мусковита, а размеры кристаллов достигали нескольких десятков сантиметров. Известны многочисленные пегматитовые жилы, на контакте которых с силлиманитовыми сланцами, наблюдаются значительные скопления мусковита и полевого шпата. На концентрирование мусковита оказала влияние и непосредственная близость силлиманитовых сланцев с гранитами: содержание мусковита в силлиманитовых сланцах, удаленных от контакта с гранитами, составляет 50-20 об. %, а в силлиманитовых сланцах, наиболее близко расположенных к гранитам, – 30-70 об. %.

Нами изучен мусковит поздней генерации, который развивался в связи с замещением силлиманита (рис. 3.4.70). Он образовал крупные чешуйчатые агрегаты и жилы, с которыми ассоциируют вкрапленность и гнезда графита. Химический состав мусковита (масс.%): SiO₂ 48.16; TiO₂ 1.22; Al₂O₃ 36.68; FeO 1.06; MgO 1.38; MnO 0.19; Na₂O 1.03; K₂O 10.29 (Quantax, аналитик Е.Э. Савченко). В отличие от мусковита в кианитовых сланцах, в мусковите из силлиманитовых сланцев не обнаружено примеси редких земель.

3.4.9. Биотит – $K(Mg, Fe^{2+})_3 [Si_3AlO_{10}] (OH, F)_2$

Содержание биотита в кианитовых сланцах составляет менее 1 % объема породы. Размер зерен достигают 3-6 мм. Формы зерен неправильные, пластинчатые с неровными реакционными контурами. Структура зерен обычно ситовидная, содержит включения кварца, ставролита, ильменита и мусковита.

Биотит присутствует в субстрате сланцев, приурочен, как правило, к зонам перекристаллизации с укрупнением кварца (рис. 3.4.71.), в ассоциации с кварцем-2, мусковитом-2 и графитом-2. Биотит распространен в обедненных кианитом и графитом частях разреза (Бельков, 1963). В кварц-мусковитовых и в кварц-кианитовых сланцах биотит кристаллизовался позднее кварца и мусковита, ставролита и ильменита.

Зерна биотита, на наш взгляд, представляют типичный пример метасоматической кристаллизации. В связи с этим важную роль в формировании границ между минералами имеет ориентировка кристаллов на границе замещения (рис. 3.4.72.). Характерно, что при замещении субстрата биотитом, мусковит частично остается в виде пластинок внутри биотита. Аналогичные явления между слюдами происходят и в пегматитах (Никитин, 1952). Часто наблюдается пространственная связь биотита с минералами группы плагиоклазом и с минералами группы хлорита, которые выделялись позднее.

Результаты единственного имеющегося анализа биотита приведены по данным И.В. Белькова (1963) и справочника химических анализов минералов Кольского полуострова (Волкова, Померанцева, 1970). Биотит из радиально-лучистого кианитового сланца представлен крупными ксенобластовыми пластинками диаметром 5-6 мм с неровными краями. Биотит содержит (масс. %) SiO₂ 36.74; TiO₂ 1.26; Al₂O₃ 20.68; Fe₂O₃ 1.84; FeO 12.82; MnO 0.06; MgO 13.13; CaO 0.04; BaO 0.24; Na₂O 0.72; K₂O 7.63; F 1.56; H₂O⁺ 3.53; H₂O⁻ 0.13; спектральным анализом обнаружены примеси Be, Ga, Ni, Zr. Анализ выполнен из навески мономинеральной фракции, аналитик В.Г. Загинайченко (Волкова, Померанцева, 1970).

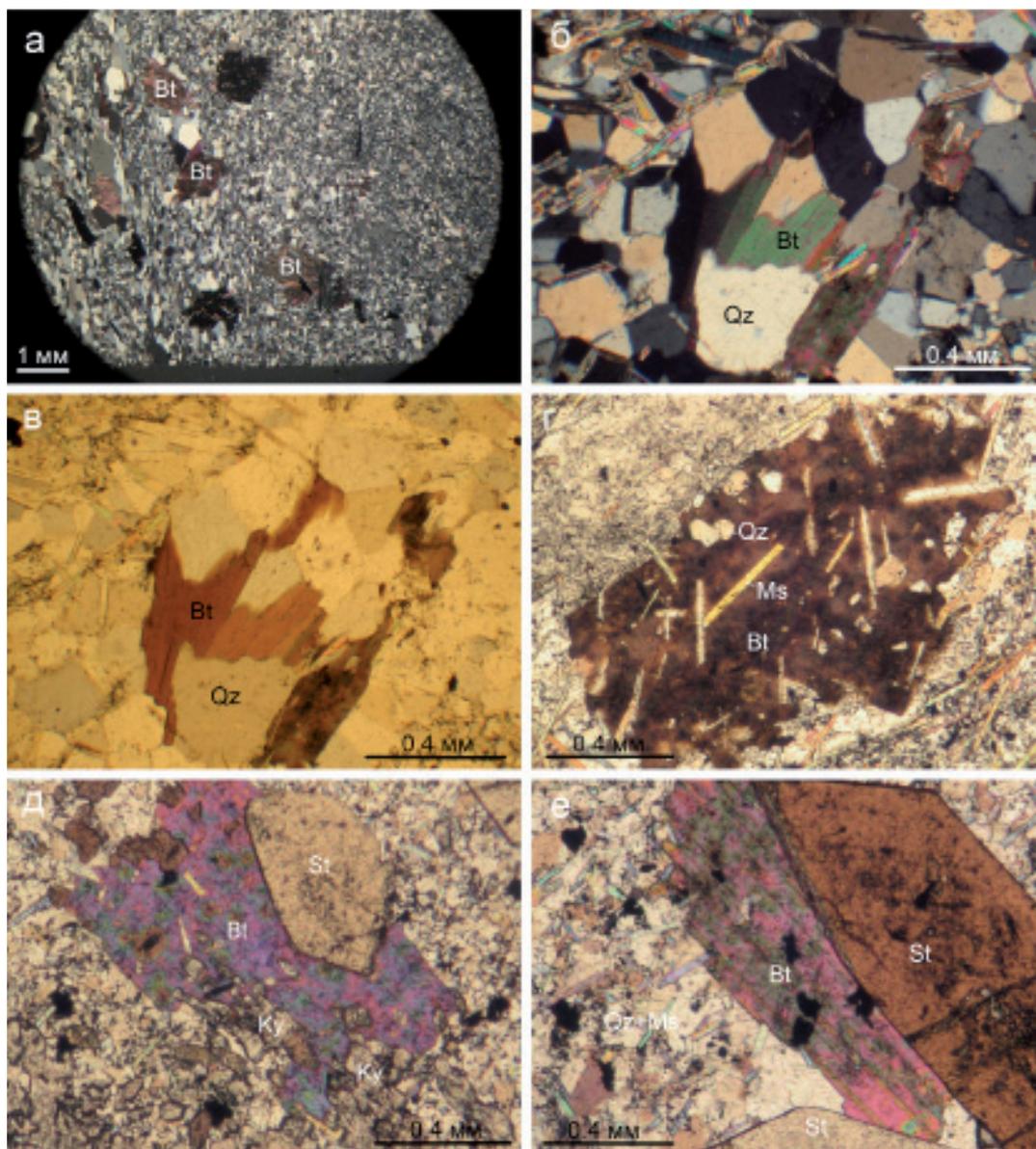


Рис. 3.4.71. Морфология выделений биотита: а – метакристаллы биотита (Bt) в зоне перекристаллизации кварц-мусковитового парагенезиса; б – рост пластинок биотита (Bt) в перекристаллизованном субстрате: кварц-2 (Qtz) с биотитом, в зоне перекристаллизации сланцев; в – развитие биотита (Bt) по кварцу (Qtz) в зоне перекристаллизации сланцев; г – метакристалл бурого биотита (Bt), образованный по кварц-мусковит-кианитовому парагенезису со ставролитом: видны многочисленные включения реликтов кварца (Qtz) и мусковита (Ms) в биотите; д, е – взаимоотношение биотита (Bt) со ставролитом (St): биотит не реагирует со ставролитом, он растет между кристаллами ставролита (е) или захватывает ставролит во включения (д). Ky – кyanит, Qz – кварц, Ms – мусковит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете. а, б, в, д, е – николи скрещены; г – без анализатора.

Fig. 3.4.71. Morphology of biotite segregations: а – Biotite (Bt) metacrystals in a quartz-muscovite paragenesis zone; б – Growth of biotite (Bt) platelets in a recrystallized substrate: quartz-2 (Qtz) with biotite in a schists recrystallization zone; в – Biotite (Bt) developed on quartz (Qtz) in the schists recrystallization zone; г – Brown biotite (Bt) metacrystal formed over a quartz-muscovite-kyanite paragenesis with staurolite: various inclusions of quartz (Qtz) and muscovite (Ms) relics can be seen in biotite; д, е – Biotite (Bt) and staurolite (St) relation: biotite does not react with staurolite, it grows between staurolite crystals (е) or traps staurolite in inclusions (д). Ky – kyanite, Qz – quartz, Ms – muscovite. Photo of transparent sections in transmitted light. а, б, в, д, е – николи скрещены; г – with no analyzer.

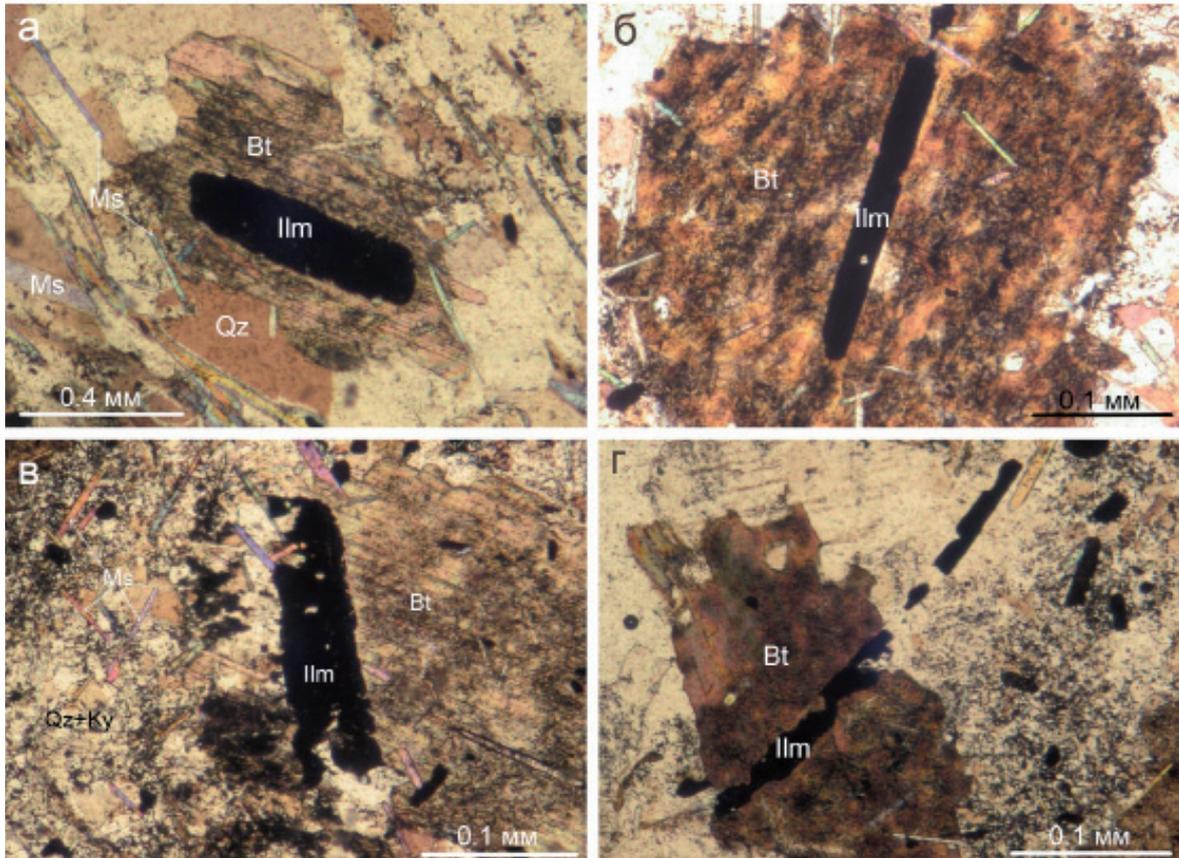


Рис. 3.4.72. Взаимоотношения биотита (Bt) с ильменитом (Ilm): биотит частично реагирует с ильменитом, резорбирует его (в, г) и включает пластинки внутри кристаллов вдоль направления спайности биотита (а, б). Qz – кварц, Ky – кyanит, Ms – мусковит. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете. Без анализатора.

Fig. 3.4.72. Biotite (Bt) and ilmenite (Ilm) relations: biotite partially reacts with ilmenite, resorbs it (в, г) and includes platelets in crystals along a biotite cleavage direction (а, б). Qz – quartz, Ky – kyanite, Ms – muscovite. Photo of transparent section in transmitted light. With no analyzer.

3.4.10. Грунна хлорита – $(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6$

Минералы группы хлорита весьма распространены и, как примесь, присутствуют в разных типах сланцев. Это одни из поздних минералов, они выделялись после ставролита, кyanита, биотита и минералов группы плагиоклаза (Бельков, 1963). Формы выделения хлоритов различны: в субстрате сланцев они образуют жилы и метакристаллы, часто развиваются по трещинам в ставролите и кyanите, по контакту между минералами (рис. 3.4.73., 3.4.74.). В прожилках по ставролиту хлорит ассоциирует с кварцем, но отлагался позднее его. Хлориты развиты обычно в более крупнозернистой части субстрата.

Ориентировка метазерен хлорита подчинена микротрещинам и не совпадает с ориентировкой ни биотита, ни ильменита. По химическому составу хлорит в сланцах ранее относился к корундофиллиту (табл. 3.4.10.1., анализ 1) (Бельков, 1963). Однако исследование химического состава хлорита в псевдоморфозах по ильмениту в ассоциации с рудными минералами показало, что здесь развивался не корундофиллит, а высокожелезистый хлорит – шамозит (табл. 3.4.10.1., анализы 2-6). Шамозит выделялся

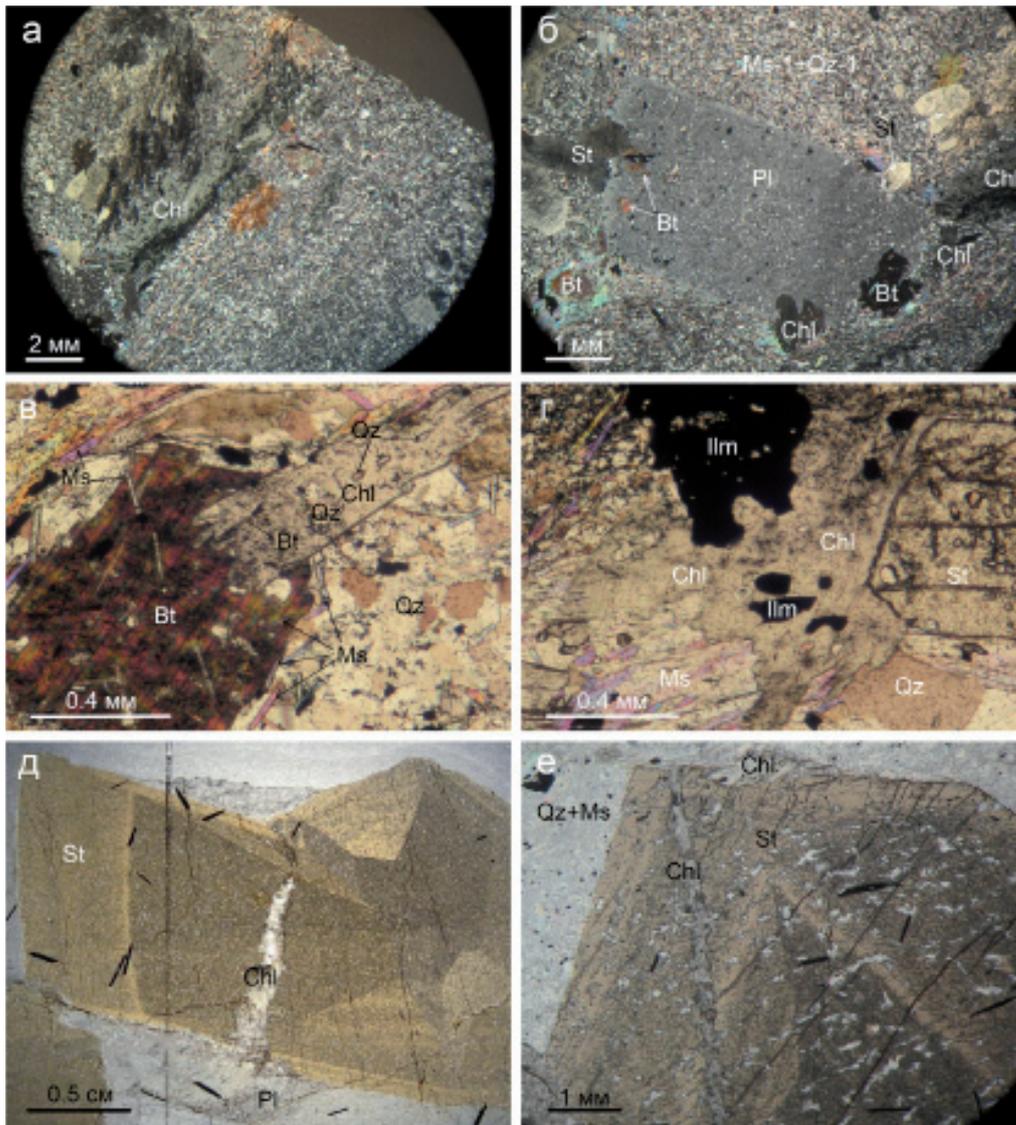


Рис. 3.4.73. Морфология выделений минералов группы хлорита: а – жилы хлорита (Chl) в субстрате, б – взаимоотношения минералов гр. хлорита (Chl) с биотитом (Bt), ставролитом (St) и минералами гр. плагиоклаза (Pl) в матрице кварца (Qz) и мусковита (Ms); в – минералы гр. хлорита (Chl) замещает биотит (Bt), мусковит (Ms) и кварц (Qz) в субстрате: в минералах гр. хлорита наблюдаются реликты этих минералов; г – минералы гр. хлорита (Chl) замещает мусковит (Ms), кварц (Qz) и ильменит (Ilm): видны реакционные границы минералов гр. хлорита и включения (реликты) ильменита; д – Пересечение деформированного кристалла ставролита (St) и зерна минералов гр. плагиоклаза (Pl) жилкой минералов гр. хлорита (Chl); е – метасоматический прожилок минералов гр. хлорита (Chl) в ставролите (St) пересекает кристаллизационные зоны роста. Фото прозрачных шлифов в проходящем свете; а, б – николи скрещены; в - е – без анализатора.

Fig. 3.4.73. Morphology of segregations of chlorite group minerals: а – chlorite (Chl) veins in a substrate, б – relationship between chlorite group minerals (Chl) and biotite (Bt), staurolite (St) and plagioclase group minerals (Pl) in a quartz (Qz) and muscovite (Ms) matrix; в – Chlorite group minerals (Chl) replaces biotite (Bt), muscovite (Ms) and quartz (Qz) in the substrate: there are relics of these minerals in chlorite group minerals; г – Chlorite group minerals (Chl) replaces muscovite (Ms), quartz (Qz) and ilmenite (Ilm): reaction borders of chlorite group minerals and ilmenite inclusions (relics) are visible; д – Deformed staurolite (St) crystal and grains of the plagioclase group minerals (Pl) are intersected by a small vein of the chlorite group minerals (Chl); е – Metasomatic veinlet of chlorite group minerals (Chl) in staurolite (St) intersects crystallization zones. Photo of transparent sections in transmitted light; а, б – crossed nicols; в - е – with no analyzer.

в псевдоморфозах рутила по ильмениту в результате высвобождения железа из ильменита. Этот процесс происходил во всех типах сланцев, при этом в кианитовых сланцах, возможно, иногда происходило образование пирротина, а в силлиманитовых сланцах – корунда (рис. 3.4.75.). Важной особенностью состава шамозита является примесь Nb_2O_5 , так же как и в рутиле.

Таким образом, в кейвских парасланцах присутствуют два типа хлоритов – магнезиальный – корундофиллит, характерный для субстрата, и высокожелезистый – шамозит, характерный для ассоциаций с рутилом, ильменитом, пирротинном и корундом.

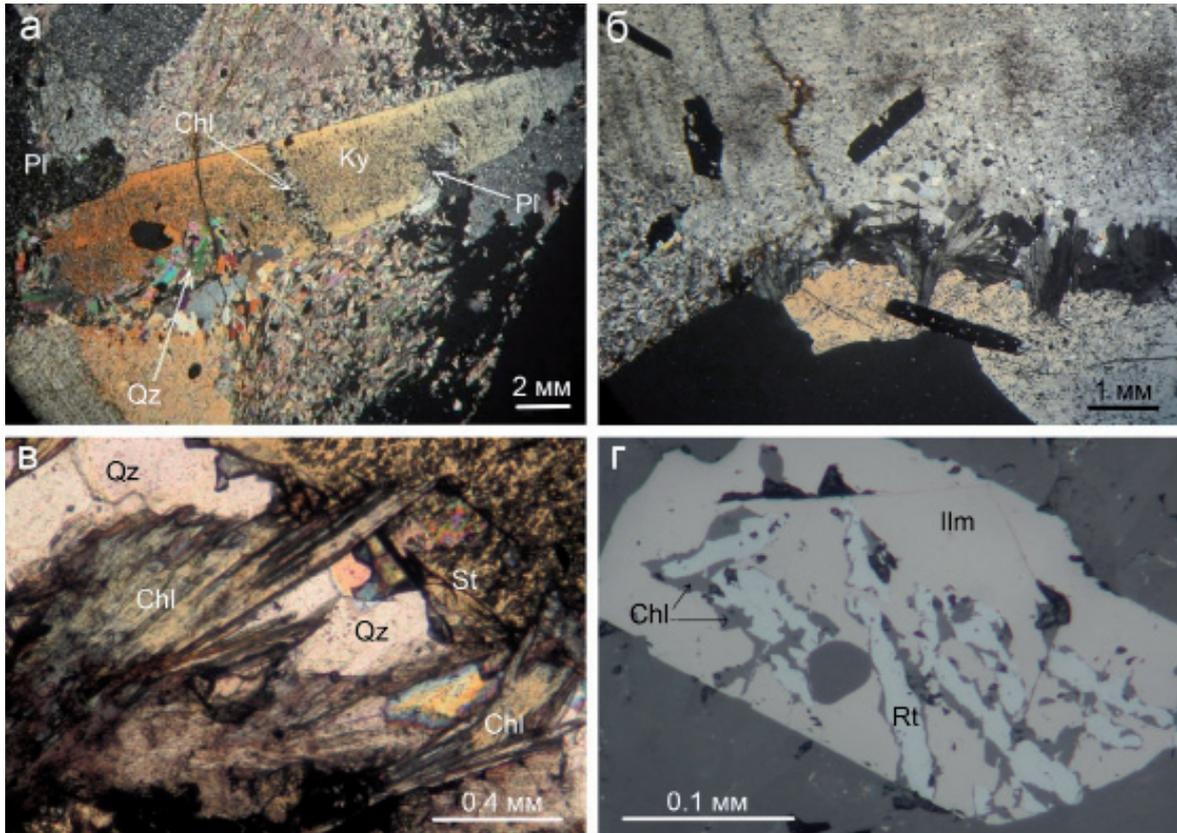


Рис. 3.4.74. Морфология выделений минералов группы хлорита: а – жилка минерала гр. хлорита (Chl) пересекает кристалл кианита (Ky); б – метельчатые агрегаты минерала гр. хлорита на контакте с минералами гр. плагиоклаза и ставролитом. Черное – ильменит; в – минерала гр. хлорита (Chl) в сростании с кварцем (Qz) в прожилке по ставролиту (St): кристаллы минерала гр. хлорита пересекают зерна кварца; г – выделение шамозита (Chl) в ассоциации с рутилом (Rt) в ильмените (Ilm): начальная стадия замещения. а - в – фото прозрачных шлифов в проходящем свете, николи скрещены; г – фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.4.74. Morphology of segregations of chlorite group minerals: а – Small vein of the chlorite group mineral (Chl) intersects a kyanite (Ky) crystal; б – Paniculate aggregates of the chlorite group mineral on the contact with minerals of the plagioclase group mineral and staurolite. Black – ilmenite; в – Chlorite group mineral (Chl) intergrown with quartz (Qz) in a veinlet on staurolite (St): crystals of the chlorite group mineral intersect quartz grains; г – Segregation of chamosite (Chl) in association with rutile (Rt) in ilmenite (Ilm): initial replacement stage. а - в – photo of transparent sections in transmitted light, crossed nicols; d – photo of a polished section in reflected light.

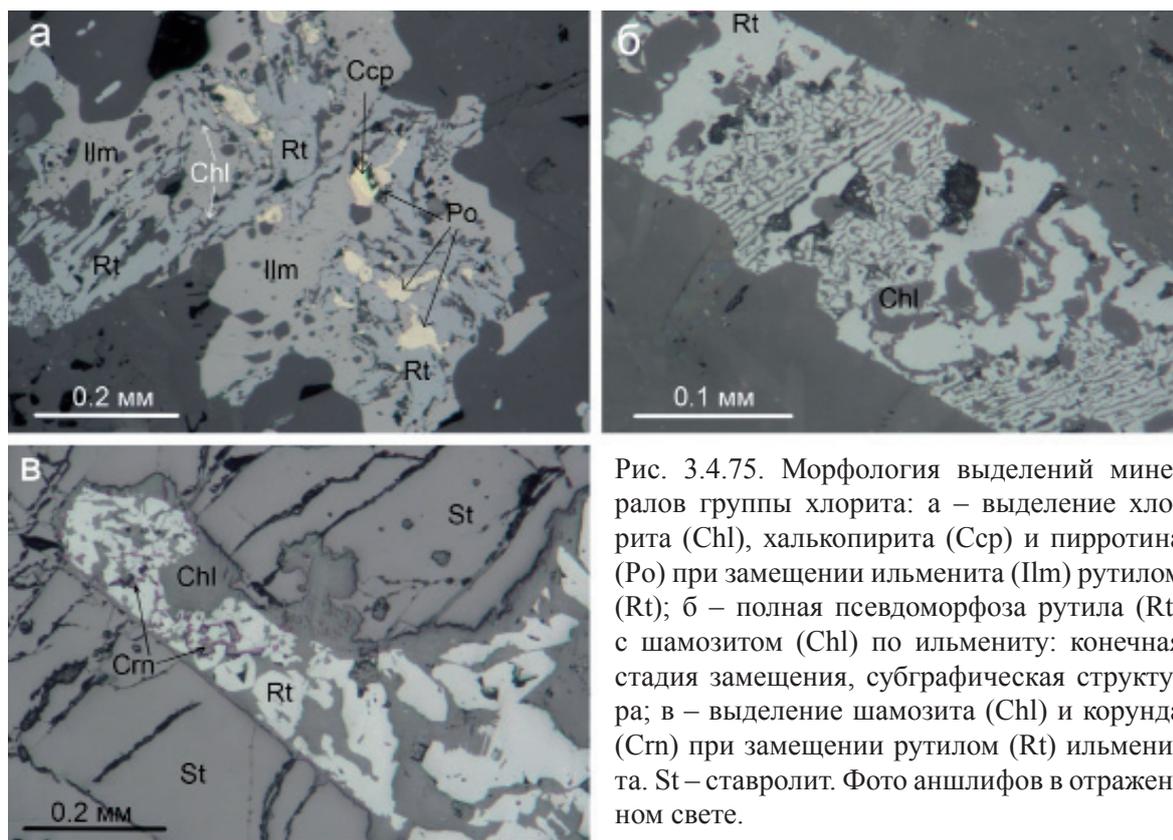


Рис. 3.4.75. Морфология выделений минералов группы хлорита: а – выделение хлорита (Chl), халькопирита (Ccp) и пирротина (Po) при замещении ильменита (Ilm) рутилом (Rt); б – полная псевдоморфоза рутила (Rt) с шамозитом (Chl) по ильмениту: конечная стадия замещения, субграфическая структура; в – выделение шамозита (Chl) и корунда (Crn) при замещении рутилом (Rt) ильменита. St – ставролит. Фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.4.75. Morphology of the chlorite group minerals segregations: а – Chlorite (Chl), chalcopyrite (Ccp) and pyrrhotite (Po) segregation upon ilmenite (Ilm) replacement by rutile (Rt); б – Complete rutile (Rt) pseudomorph with chamosite (Chl) over ilmenite: final replacement stage, a subgraphic structure; в – Chamosite (Chl) and corundum (Crn) segregation upon ilmenite replacement by rutile (Rt). St – staurolite. Photo of polished sections in reflected light.

Таблица 3.4.10.1. Химический состав минералов группы хлорита (масс. %).

№№ п/п №№ обр.	1 КИ	2 271-10	3 264-10 3а	4 271-10 3а	5 271-10 3б	6 282-10-1е
SiO ₂	25.12	22.21	22.76	22.89	21.65	20.64
TiO ₂	1.01	0.75	1.18	0.87	1.02	–
Al ₂ O ₃	23.60	19.05	23.32	18.76	27.34	30.08
Fe ₂ O ₃	2.97	–	–	–	–	–
FeO	17.05	–	–	–	–	–
FeO _{общ.}	–	43.96	47.56	46.34	44.36	43.63
MgO	17.34	0.18	–	–	1.67	1.63
MnO	0.13	0.12	–	0.19	0.19	–
K ₂ O	0.04	–	–	–	–	–
Nb ₂ O ₅	–	0.23	–	–	0.66	–
CO ₂	0.12	–	–	–	–	–
F	0.41	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	11.78	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	0.54	–	–	–	–	–
Сумма	100.34	86.5	94.83	89.05	96.89	96.31

Примечание: анализ 1 – корундофиллит, Тяпш-Манюк, из крупноконкреционного кианитового сланца. Зеленовато-серые лейстовые порфиробласты размером до 0.5 см. Полный химический анализ навески мономинеральной фракции, аналитик А.М. Бондарева. (Бельков, 1963; Волкова, Померанцева, 1970); 2-6 – шамозит: 2 – РСМА «Самеса» MS-46; 3-6 – оценка состава, СЭМ LEO-1450 с приставкой Röntec. Аналитик Е.Э. Савченко.

3.5. Фосфаты

3.5.1. Группа апатита – $Ca_3[PO_4]_2(F,Cl,OH)$

Минералы группы апатита отмечались ранее в кианитовых сланцах как примесь в составе субстрата (Бельков, 1963). Нами минерал группы апатита установлен в составе минеральной ассоциации совместно с редкоземельными фосфатами (рис. 3.5.1.). Видовой состав минерала группы апатита не установлен. Он образует тесные срастания с монацитом и ксенотимом и совместно с этими минералами кристаллизовался в зонах развития полиметаллической Bi-Pb-Zn ассоциации. В субстрате по трещинам, секущим кианитовые сланцы, встречаются обособленные кристаллы минерала группы апатита в составе слюдяно-кварцевой основной ткани кианитовых сланцев в ассоциации с рутилом (рис. 3.5.1.). Размеры зерен не более 30 мкм. Формы неправильные, в изолированных кристаллах есть признаки огранки.

Таким образом, минерал группы апатита не является акцессорным минералом осадочного комплекса в кианитовых сланцах, а образован вместе с другими фосфатами в результате метасоматоза в связи с внедрением щелочных гранитов.

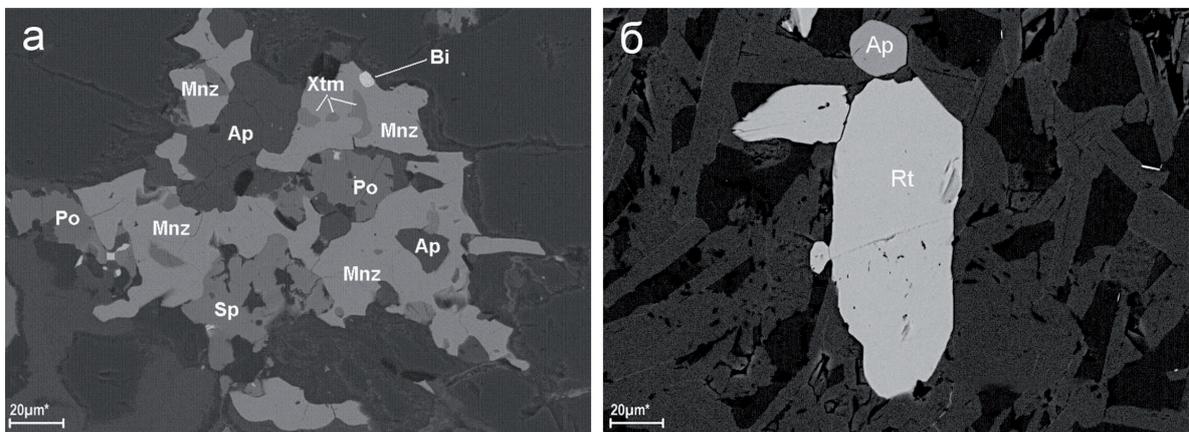


Рис. 3.5.1. Морфология выделений минерала группы апатита: а – выделения минерала гр. апатита (Ap) в срастании с монацитом (Mnz) и ксенотимом (Xtm). Po – пирротин, Sp – сфалерит, Bi – висмут; б – выделение минерала гр. апатита в ассоциации с рутилом (Rt) в субстрате кианитового сланца. Изображения в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.5.1. Morphology of mineral segregations of the apatite group mineral: а – segregations of gr. apatite mineral (Ap) intergrown with monazite (Mnz) and xenotime (Xtm). Po – pyrrhotite, Sp – sphalerite, Bi – bismuth; б – Segregations of apatite gr. mineral in association with rutile (Rt) in a kyanite schist substrate. Back scattered electron imaging.

3.5.2. Ксенотим-(Y) – YPO_4

Ксенотим-(Y), совместно с монацитом и минералами группы апатита, составляет группу редкоземельных фосфатов, входящих в редкоземельно-полиметаллическую ассоциацию (РПА), наложенную на кианитовые сланцы. Ассоциация образовалась позднее сульфидов Fe-Cu-Ni парагенезиса и нарастает на них (рис. 3.5.2.). Ксенотим-(Y) образует сростки с минералами РПА, особенно часто с монацитом, (рис. 3.5.2.) и встречается в виде вкрапленности в субстрате в ассоциации с цирконом (рис. 3.5.2.). Размеры выделений до 20 мкм.

Анализ состава ксенотима-(Y) показывает, что в нем присутствуют наиболее высокие концентрации Y, Gd, Dy, Er и Yb, по сравнению с алланитом и монацитом. Зо-

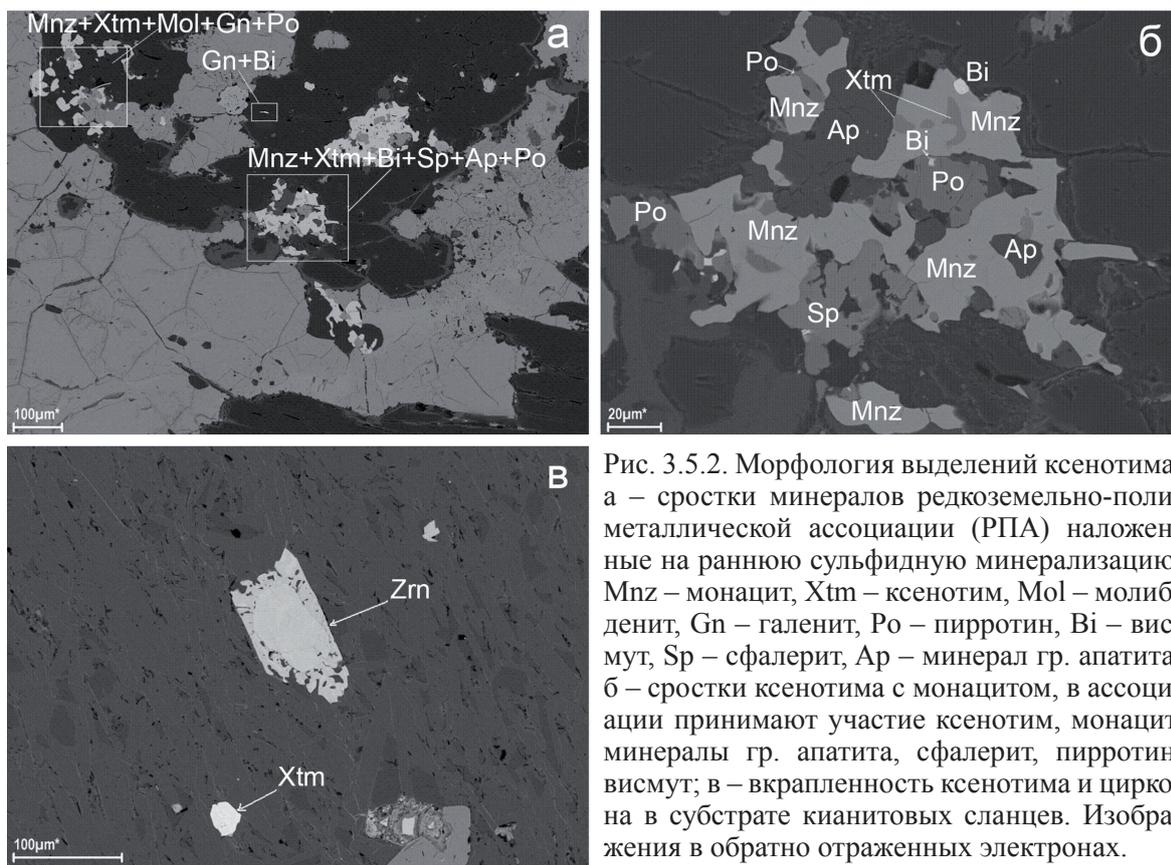


Рис. 3.5.2. Морфология выделений ксенотима: а – сростки минералов редкоземельно-полиметаллической ассоциации (РПА) наложенные на раннюю сульфидную минерализацию. Mnz – монацит, Xtm – ксенотим, Mol – молибденит, Gn – галенит, Po – пирротин, Bi – висмут, Sp – сфалерит, Ap – минерал гр. апатита; б – сростки ксенотима с монацитом, в ассоциации принимают участие ксенотим, монацит, минералы гр. апатита, сфалерит, пирротин, висмут; в – вкрапленность ксенотима и циркона в субстрате кианитовых сланцев. Изображения в обратно отраженных электронах.

Fig. 3.5.2. Morphology of xenotime segregations: а – Intergrowths of the rare-earth polymetallic association (RPA) minerals superimposed on an early sulphide mineralization. Mnz – monazite, Xtm – xenotime, Mol – molybdenite, Gn – galena, Po – pyrrhotite, Bi – bismuth, Sp – sphalerite, Ap – apatite group mineral; б – Xenotime and monazite intergrowths, xenotime, monazite, apatite group minerals, sphalerite, pyrrhotite and bismuth take part in the association; в – Xenotime and zircon dissemination in a kyanite schist substrate. Back scattered electron imaging.

нальность в этих минералах отражает факт наращивания содержания этих элементов от ранних фаз к поздним, можно полагать, что ксенотим-(Y) начал выделяться, в связи с тем, что концентрация Y (и других РЗЭ) в растворах превысила возможности изоморфного вхождения их в монацит и алланит.

Химический состав ксенотима-(Y), обр. 183-10 (масс. %): P_2O_5 33.33; Y_2O_3 46.04; Sm_2O_3 0.90; Gd_2O_3 4.43; Dy_2O_3 7.71; Er_2O_3 4.66; Yb_2O_3 2.92. Анализ выполнен на СЭМ LEO-1450 с энергодисперсионной приставкой «Quantax», аналитик Е.Э. Савченко.

3.5.3. Монацит-(Ce) – (Ce,La,Nd,Th)PO₄

Монацит-(Ce) ранее в Кейвах не исследовался, лишь в последние годы установлена его ведущая роль в концентрировании РЗЭ (Войтеховский и др., 2010; 2011-1-2). Детальное изучение форм развития монацита позволяет выделить две генерации.

Монацит-1, вероятно, может быть отнесен к первичным осадочным образованиям. Редкие зерна монацита-1 встречаются между зернами кианита-2 в конкрециях и в виде включений в кианите-2, совместно с цирконом-1, рутилом-1 и графитом (рис. 3.5.3.). За пределами конкреций кианита эта генерация монацита не обнаружена. Предполагается, что монацит-1, включенный в кианит-2, сохранился благодаря экрану кианита, а за его пределами растворился в процессе метаморфизма сланцев и переот-

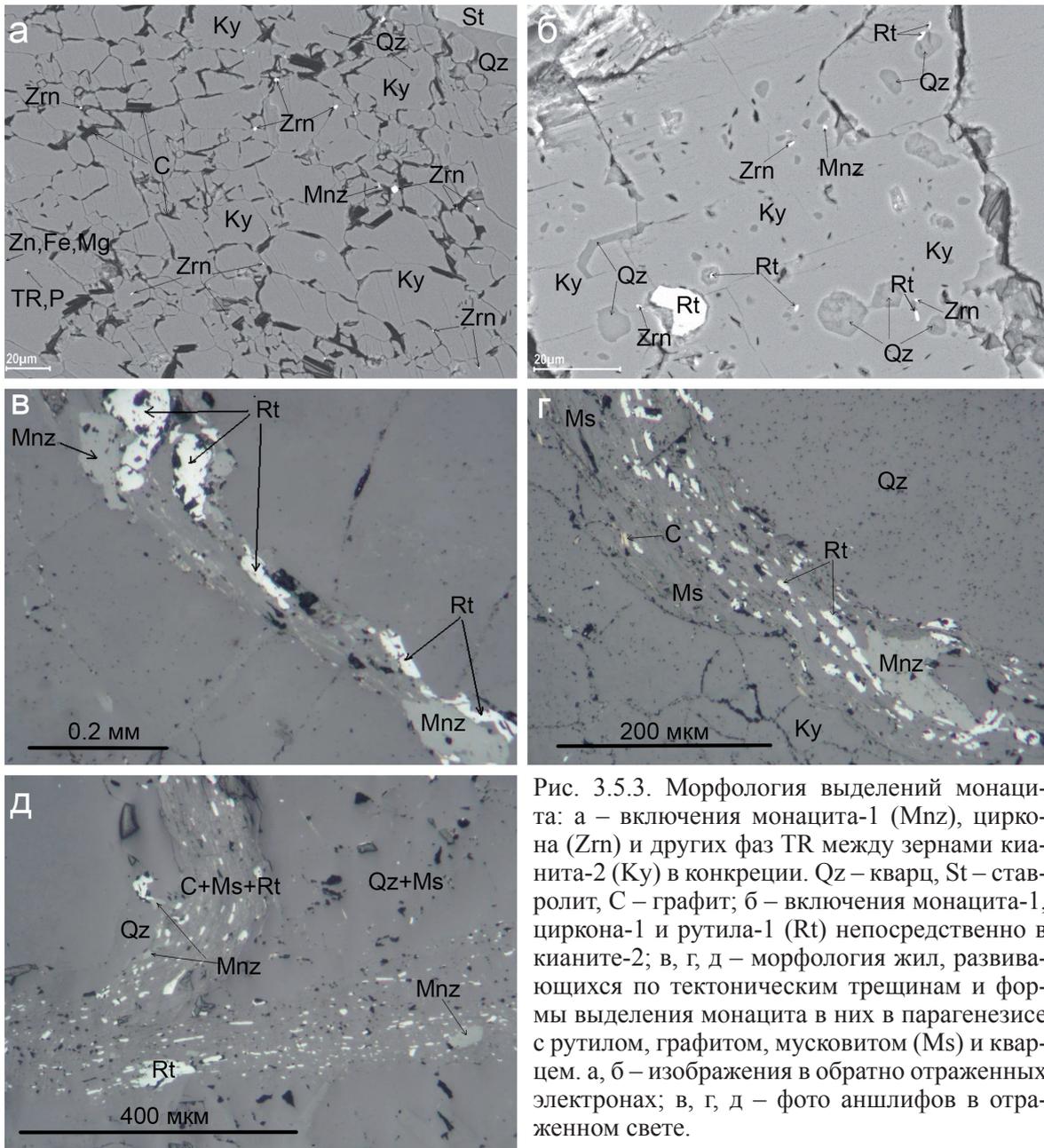


Рис. 3.5.3. Морфология выделений монацита: а – включения монацита-1 (Mnz), циркона (Zrn) и других фаз TR между зернами кyanита-2 (Ky) в конкреции. Qz – кварц, St – ставролит, C – графит; б – включения монацита-1, циркона-1 и рутила-1 (Rt) непосредственно в кyanите-2; в, г, д – морфология жил, развивающихся по тектоническим трещинам и формы выделения монацита в них в парагенезисе с рутилом, графитом, мусковитом (Ms) и кварцем. а, б – изображения в обратно отраженных электронах; в, г, д – фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.5.3. Morphology of monazite segregations: а – Inclusions of monazite-1 (Mnz), zircon (Zrn) and other TR phases between kyanite-2 (Ky) grains in a concretion. Qz – quartz, St – staurolite, C – graphite; б – Monazite-1, zircon-1 and rutile-1 (Rt) inclusions directly in kyanite-2; в, г, д – Morphology of veins developing along tectonic cracks and monazite segregation forms in them in a paragenesis with rutile, graphite, muscovite (Ms) and quartz. а, б – back scattered electron imagings; в, г, д – photo of polished sections in reflected light.

ложен в виде монацита-2. Зерна монацита-1 имеют в основном изометрические формы, иногда таблитчатые. Размеры зерен менее 2 мкм.

Монацит-2 относится к метаморфо-метасоматическим образованиям. Кристаллизация его в кyanитовых сланцах произошла позднее кyanита-2, совместно с минералами третьей минеральной ассоциации (РПА). Выделение монацита-2 происходило в зонах нарушений, в трещинах, секущих кyanитовые сланцы, в которых образовались жилки и вкрапленность различных минералов. Формы кристаллов монацита-2 преиму-

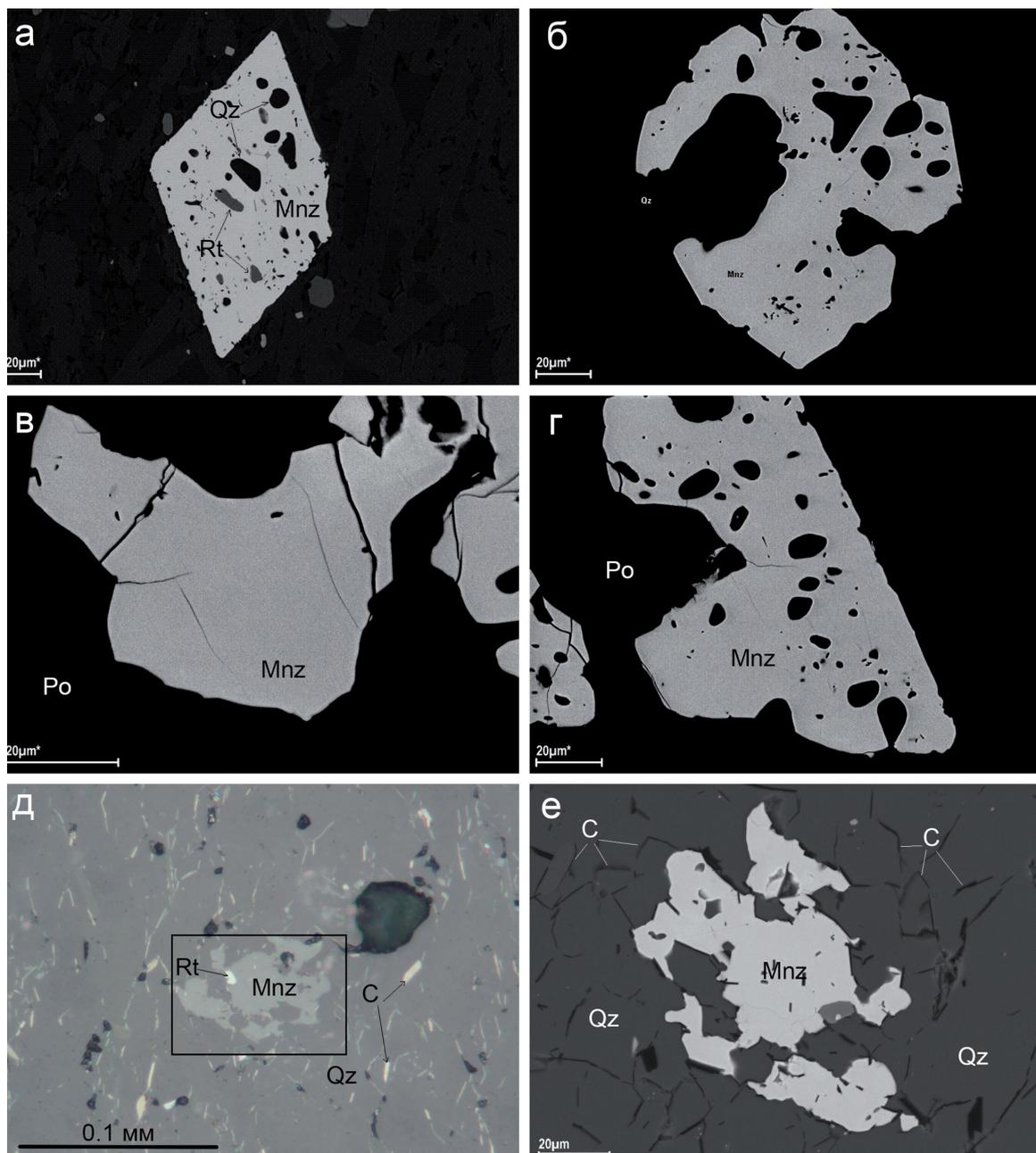


Рис. 3.5.4. Морфология выделений монацита: а, б, в, г – метакристаллы монацита-2 (Mnz) с включениями кварца (Qz) и рутила (Rt). Po – пирротин (фрагменты рис. 3.5.6 в). Изображения в обратно отраженных электронах; г, д – скелетный метакристалл монацита изометрической формы, выросший с замещением субстрата, фрагменты мусковита и кварца сохранились в виде реликтов в кристалле. С – графит. Фото в отраженном свете (г) и изображение в обратно отраженных электронах (д).

Fig. 3.5.4. Morphology of monazite segregations: а, б, в, г – Monazite-2 (Mnz) metacrystals with quartz (Qz) and rutile (Rt) inclusions. Po – pyrrhotite (fragments of Fig. 3.5.6c). Back scattered electron imagings; г, д – Isometric skeleton monazite metacrystal grown with a substrate replacement, fragments of muscovite and quartz preserved as relics in the crystal. C – graphite. Photo in reflected light (г) and back scattered electron imaging (д).

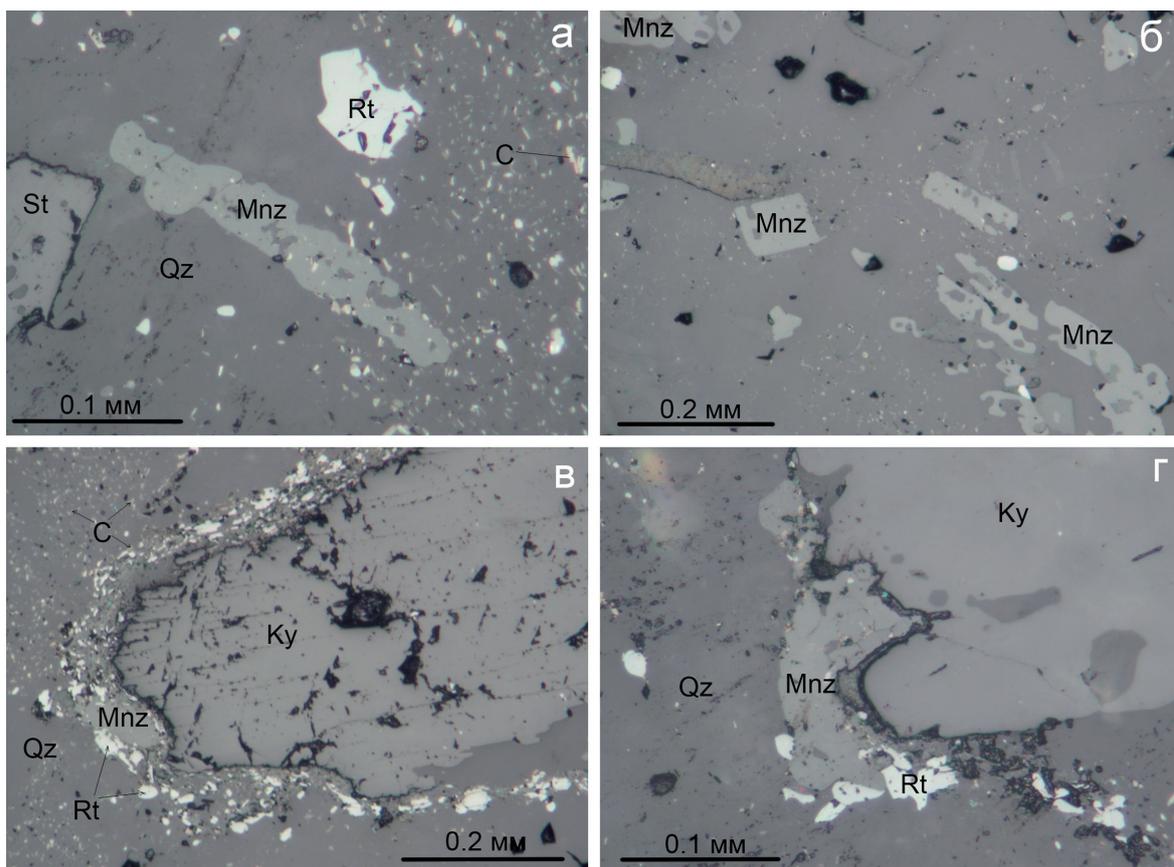


Рис. 3.5.5. Морфология выделений монацита: а – удлиненный метакристалл монацита (Mnz), секущий сланцеватость. Rt – рутил, St – ставролит, Qz – кварц, C – графит; б – цепочка метакристаллов монацита вдоль скрытого нарушения, секущего кянитовый сланец; в – жила монацита-2 с рутилом вокруг зерна кянита-2; г – нарастание монацита-2 и рутила на кянит-2. Фото аншлифов в отраженном свете.

Fig. 3.5.5. Morphology of monazite segregations: а – Prolonged monazite (Mnz) metacrystal intersects a schistosity. Rt – rutile, St – staurolite, Qz – quartz, C – graphite; б – Chain of monazite metacrystals along a hidden break intersecting a kyanite schist; в – Monazite-2 vein with rutile around kyanite-2 grain; г – Monazite-2 and rutile overgrow kyanite-2. Photo of polished sections in reflected light.

щественно изометрические, реже удлиненные, с тетрагональными ромбовидными сечениями, с огранкой или неправильные. Размеры удлиненных зерен до 0.25 мм, размеры кристаллов до 0.14 мм.

Трещины, содержащие монацит, связаны со сдвигами в породах, развивались преимущественно по сланцеватости и сопровождалась перекристаллизацией субстрата сланцев с укрупнением зерен мусковита, графита и рутила. По простиранию трещин наблюдаются пережимы и расширения. В пережимах кристаллы монацита-2 имеют преимущественно неправильные формы без огранки, а в расширениях образованы метакристаллы ситовидного строения, содержащие многочисленные реликты замещаемых минералов, преимущественно кварца. Изучение метакристаллов показало, что часть кристаллов имеет кристаллизационную химическую зональность. Зональность выражена в неравномерном распределении примеси тория и других элементов (табл. 3.5.3.1.).

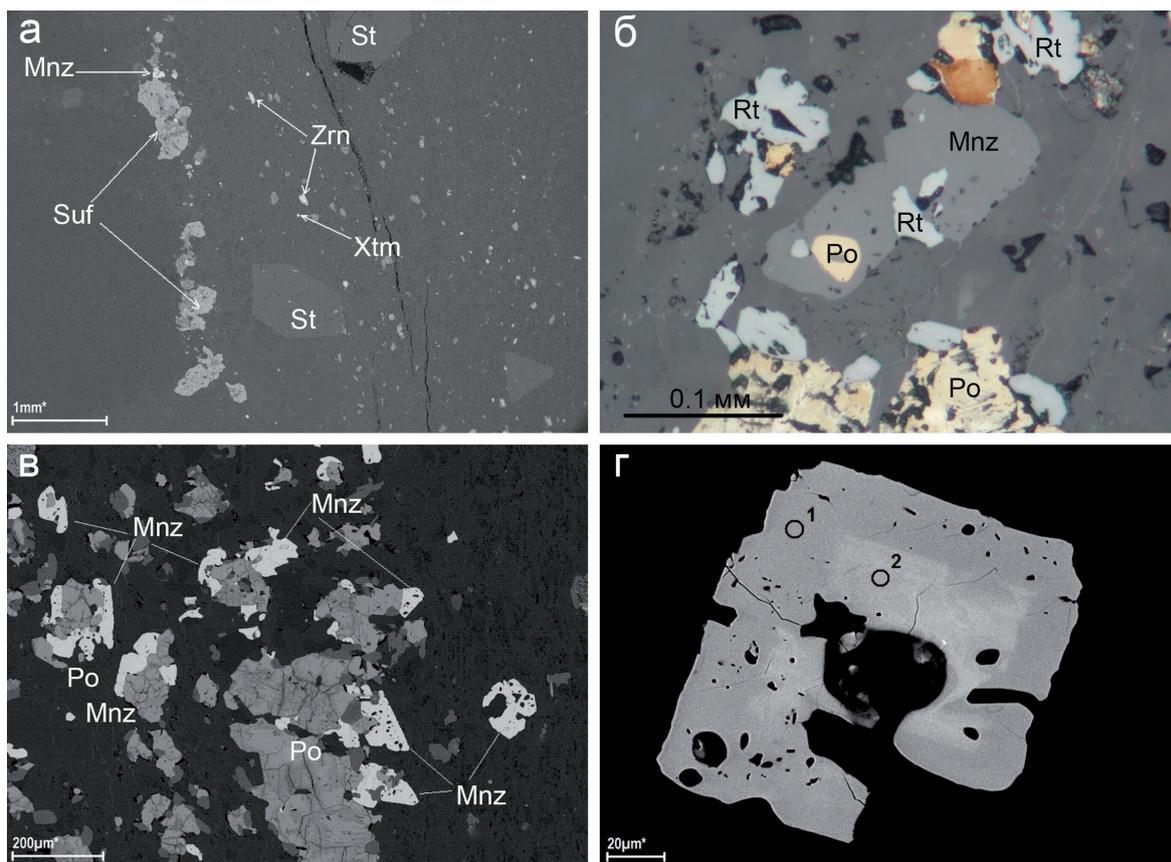


Рис. 3.5.6. Морфология выделений монацита: а – жила сульфидов (Suf) с монацитом-2 (Mnz), вдоль трещины также отлагались циркон (Zrn) и ксенотим (Xtm). St – ставролит; б – метакристалл монацита-2 с включениями пирротина (Po) и рутила (Rt); в – нарастание монацита-2 (белое) на раннюю ассоциацию сульфидов (серое); г – зональный кристалл монацита: ядро (2) обогащено торием (табл. 3.5.3.1). а, в, г – изображения в обратно отраженных электронах; б – фото аншлифа в отраженном свете.

Fig. 3.5.6. Morphology of monazite segregations: а – Small sulphide (Suf) vein with monazite-2 (Mnz), zircon (Zrn) and xenotime (Xtm) were also deposited along a crack. St – staurolite; б – Monazite-2 metacrystal with pyrrhotite (Po) and rutile (Rt) inclusions; в – Monazite-2 (white) overgrows an early sulphides association (gray); г – Zoned monazite crystal: a core (2) enriched with thorium (tabl. 3.5.3.1). а, в, г – back scattered electron imaging; б – photo of a polished section in reflected light.

В жилах монацит кристаллизовался совместно с рутилом, кварцем, графитом и мусковитом (рис. 3.5.3.), а во вкрапленности образовал метакристаллы по кварц-мусковитовому субстрату (рис. 3.5.4.). Метакристаллы иногда идеально ограненные, чаще образуют цепочки вдоль трещин, секущих слоистость сланцев.

Жилы с монацитом-2 образовались позднее конкреций кианита-2, они «обтекают» конкреции (рис. 3.5.5.), при этом кианит был инертен, монацит отлагался между зернами кианита или нарастал на кианит.

Для монацита-2 характерна ассоциация с сульфидами (рис. 3.5.6.). Он образует сростки с двумя парагенетическими ассоциациями: 1 – ранней, представленной сульфидами Cu, Ni и Fe – пирротинном, халькопиритом и пентландитом, монацит -2 отлагался позднее их, нарастал на эти минералы и, возможно, замещал их, поскольку они встречаются в нем в виде включений и 2 – поздней, представленной сульфидами по-

Таблица 3.5.3.1. Химический состав монокристаллов в кианитовых сланцах Кейв (масс. %).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ обр.	51-10-8a	182-10-2	182-10-1	51-10-7б	51-10-1б	138-10	51-10-3б	51-10-10a	51-10-1a	51-10-2a	51-10-2б	51-10-3a	51-10-4	51-10-5	51-10-6	51-10-7a	51-10-8б	51-10-9	51-10-10б
Al ₂ O ₃	—	0.15	0.22	0.06	0.03	0.22	—	0.04	0.04	—	—	—	—	—	—	0.05	0.04	—	—
SiO ₂	0.85	1.16	0.72	0.10	0.14	0.42	0.09	0.11	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	27.51	28.07	27.75	27.10	22.49	27.47	29.26	29.70	28.99	29.61	30.34	28.65	29.19	28.90	28.26	28.72	29.14	28.98	28.76
CaO	1.62	1.52	0.55	0.87	0.48	0.55	0.39	0.47	0.187	0.21	0.24	0.26	0.27	0.21	0.20	0.19	0.20	0.16	0.25
Y ₂ O ₃	0.72	1.51	1.61	1.48	0.45	1.59	0.72	0.61	0.62	0.92	0.81	0.84	0.77	0.52	0.65	0.64	0.53	0.78	0.58
ZrO ₂	—	0.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La ₂ O ₃	3.86	13.46	15.92	14.20	16.56	15.06	18.18	16.26	18.55	17.29	16.89	20.25	18.64	18.15	17.7	17.05	16.22	17.09	16.91
CeO ₂	18.26	26.79	30.99	27.04	31.53	30.13	30.93	30.45	31.84	31.55	32.15	31.9	30.5	32.62	31.61	32.38	31.99	31.05	31.04
Pr ₂ O ₃	2.75	1.59	2.41	2.18	2.29	2.71	2.06	2.28	2.11	2.17	2.14	1.86	2.1	2.17	2.43	2.25	2.42	2.15	2.29
Nd ₂ O ₃	19.31	8.76	10.08	11.03	10.46	11.35	9.40	10.38	9.31	10.37	10.06	8.38	9.3	9.8	10.41	10.32	10.44	10.05	10.19
Sm ₂ O ₃	4.00	2.02	1.58	1.86	1.54	1.96	1.04	1.11	0.84	0.98	1.13	0.64	1.10	1.03	1.04	1.08	1.22	0.93	1.07
Eu ₂ O ₃	0.33	0.25	0.29	0.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd ₂ O ₃	2.54	2.31	1.41	1.99	1.79	1.79	1.33	1.00	0.78	1.11	1.04	0.72	1.24	0.87	1.31	0.84	1.16	0.79	1.13
Dy ₂ O ₃	0.5	0.73	0.47	0.69	0.41	0.51	0.27	0.23	0.23	0.37	0.33	0.20	0.28	0.15	0.26	0.26	0.27	0.26	0.23
Er ₂ O ₃	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PbO	—	0.80	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th ₂ O ₃	11.6	9.51	2.48	4.85	4.05	2.57	2.49	2.46	1.31	0.91	1.21	0.88	1.52	1.45	0.78	1.36	0.88	0.83	1.48
UO ₂	—	0.68	0.34	0.55	—	0.46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	94.88	98.55	96.84	94.64	92.61	98.43	96.15	95.37	95.08	95.49	96.33	94.56	95.08	95.87	94.64	95.14	94.53	93.08	93.91

Примечание: Оценка состава. СЭМ LEO-1450 по программе Quantax-200. Аналитик Е.Э. Савченко. Анализы 1-5 характеризуют ядерные части кристаллов монокристалла. 6-19 – периферические.

лиметаллической ассоциации, Cu, Zn, Mo, Pb и Cd – халькопиритом, сфалеритом, молибденитом, галенитом и хоулитом. С этими минералами монацит-2 образует ассоциацию в тесных сростках, нарастающих на раннюю ассоциацию (рис. 3.5.6.).

Исследование химического состава кристаллов монацита-2 (табл. 3.5.3.1.) позволяет говорить о том, что состав поровых растворов, из которых образовался монацит в тектонических зонах, был непостоянным, что отразилось на составе монацита и в появлении новых фаз. В начальные стадии кристаллизации монацита-2 в растворах отчетливо присутствовало повышенное содержание Th и U, поэтому ядра кристаллов обогащались торием (до 4-11 %) и ураном (до 0.7 %), но позднее они перестали поступать и внешняя зона кристаллов уже не содержит радиоактивных элементов (рис. 3.5.6. г, табл. 3.5.3.1.). В некоторых участках в составе растворов было высокое содержания фосфора, редких и цветных металлов – Zn, Mo, Ni, Co, Cu, Cd, Y, Zr, поэтому с монацитом выделялись ксенотим, минералы группы апатита, циркон, хоулит и группа минералов полиметаллической ассоциации с Bi и As, наложенные на сульфиды ранней ассоциации. Следует отметить, что изменение состава флюидных растворов, по данным зональности в кристаллах монацита, согласуется с данными по зональности алланита-(Ce).

4. СУБСТРАТ КАК ПИТАЮЩАЯ СРЕДА

Кварц-мусковитовый субстрат во всех типах сланцев является вмещающей средой для метакристаллов ставролита, кианита, минералов группы плагиоклаза, биотита, ильменита и рутила. Рассмотрим генетическую связь субстрата с кристаллизацией минералов на примере ставролита.

Независимо от того, как располагаются кристаллы, нарастают ли они на стенки трещин (рис. 4.1.) или «плавают» в субстрате свободно (рис. 4.1.), они имеют законо-

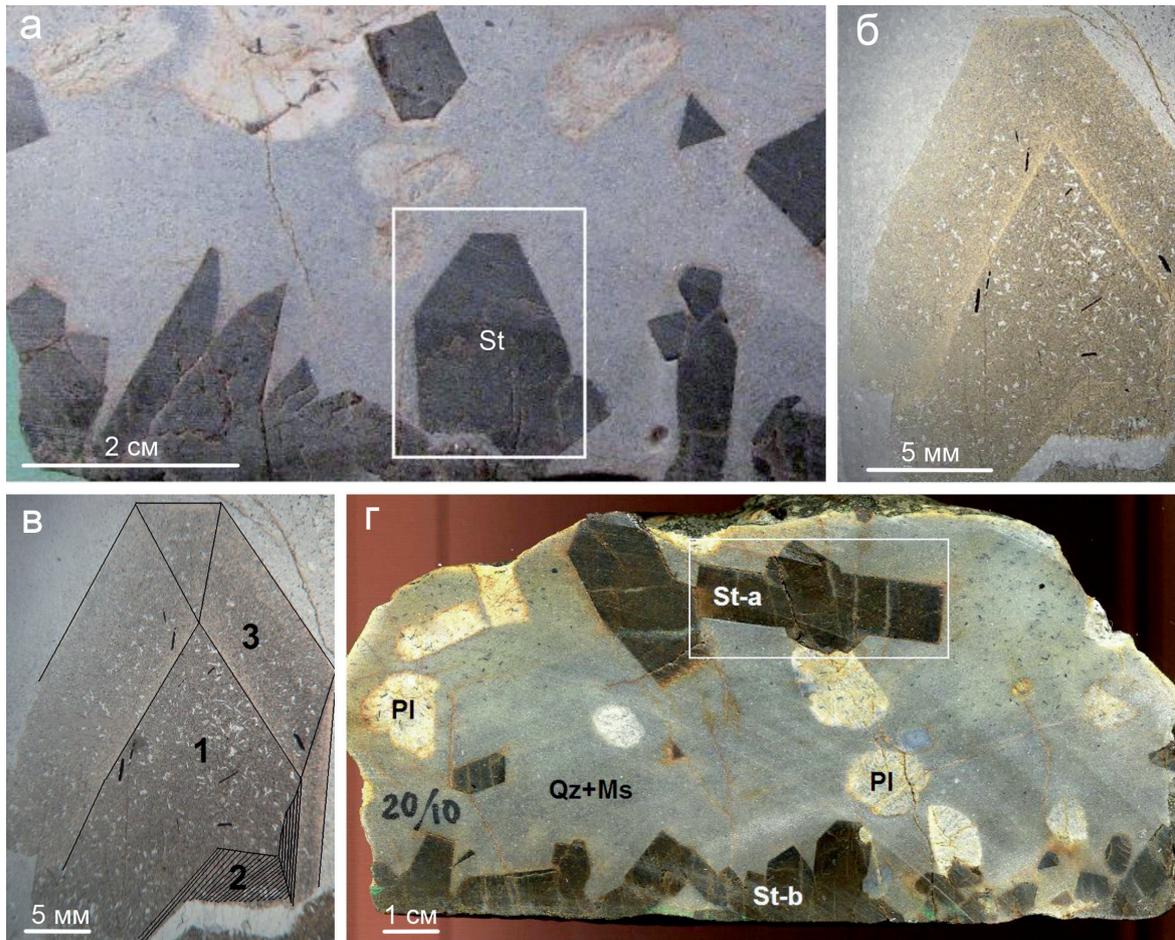


Рис. 4.1. а – кристаллы ставролита (St), нарастающие на стенки трещины. Фото штуфа; б, в – участок, выделенный на рис. 4.1. а: структура зональности монокристалла ставролита (St) в кварц-мусковитовом субстрате; в – ретушировано; 1 – ядро, 2 – залеченная часть растянутого ядра (зона 1), 3 – зона 2. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; г – кристаллы ставролита, располагающиеся вдоль трещины (St-б) и «плавающие» в субстрате (St-а). Ms – мусковит, Qz – кварц, Pl – минерал гр. плагиоклаз. Фото штуфа.

Fig. 4.1. a – Staurolite (St) crystals overgrow crack walls. Photo of a piece of rock; б, в – Highlighted area in Fig. 4.1. a: structure of a staurolite (St) monocrystal zoning in a quartz-muscovite substrate; в – retouched; 1 – core, 2 – healed part of the stretched core (zone 1), 3 – zone 2. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; г – Staurolite crystals are spaced along the crack (St-b) and «swim» in a substrate (St-a). Ms – muscovite, Qz – quartz, Pl – plagioclase gr. mineral. Photo of a piece of rock.

мерное внутреннее строение и форму, подчиняющиеся законам кристаллизации минералов в твердой среде.

Строение кристаллов ставролита показывает, что образование их происходило в тесной связи с субстратом.

Как показано выше, в результате сложного процесса кристаллизации сформировались основные параметры зональности ставролита.

На первой и второй стадиях кристаллизации ставролита основную роль играли собственно метаморфические механизмы кристаллизации, а на третьей стадии – метасоматические, поэтому первые два элемента структуры кристаллов – ядра и первая зона практически идентичны во всех кристаллах. Ядра кристаллов ставролита зарождались в условиях нарастания литостатического давления и температуры. Размеры ячеек породы, определивших размеры зародыша ядра, были ограничены кластерной структурой осадочной породы, т.е. имели литологический контроль (Раст, 1967). После обособления ядра произошла их деформация в условиях пластического «течения» сланцев, в процессе которого кристаллы ядра были растянуты и залечены и получили базовую основу, т.е. приобрели либо короткостолбчатый, либо длиннопризматический облик.

На сформировавшемся комплексе ядра и первой зоны нарастала вторая зона. Ее строение свидетельствует, что кристаллы ставролита росли в спокойных динамических условиях, из поровых растворов. Эта стадия оказала наиболее сильное влияние на морфологию и размеры кристаллов, поскольку произошло образование наиболее мощной зоны, обеспечившей прирост массы ставролита. Ведущими процессами в эту стадию был метасоматоз и замещение кварц-мусковитового субстрата ставролитом. Особенности процесса роста граней, отраженные в структуре второй зоны кристаллов, показывают, что он зависел от структуры субстрата и направления потока поровых растворов. Сложная зональность второго порядка показывает, что кристаллизация второй зоны начиналась и заканчивалась в спокойных условиях при медленном поступлении поровых растворов. В этих периоды кристаллизовался чистый ставролит (рис. 4.2.).

В остальное время кристаллизация ставролита происходила в условиях непрерывной, равномерной пульсации поступающих растворов. В пределах третьей зоны установлено 308 циклов образования зон второго порядка (табл. 3.4.4.1.). За каждую пульсацию кристаллы наращивали 0.03 мм, т.е. максимально кристаллы могли вырасти на 9.24 мм в обе стороны, или на 18.48 мм. Таков размер кристалла мог бы быть, если бы он зародился и рос в период кристаллизации третьей зоны, но поскольку ранее кристаллы имели зародыш и вторую зону, то они имеют и гораздо большие размеры. Следует отметить, что в разных участках сланцев могли быть разные темпы роста кристаллов и их размеры могут отличаться от приведенных в таблице 3.4.4.1.

Исследования контактов ставролита с субстратом показали, что на этой границе происходило растворение мусковита и кварца и образование ставролита. Процесс растворения минералов субстрата и роста ставролита происходил неравномерно, в результате чего возникали как реликты субстрата, захваченные в результате опережающего растворения одного из компонентов субстрата, так и кристаллизационные выступы, в результате опережающего роста грани или проникновения растворов по фронту кристаллизации (рис. 4.2.). Вблизи фронта роста граней ставролита наблюдаются также зародыши новых кристаллов (рис. 4.3. а, б). Резкая ступенчатая структура контакта показывает, что реакция шла по всему фронту контакта между субстратом и ставро-

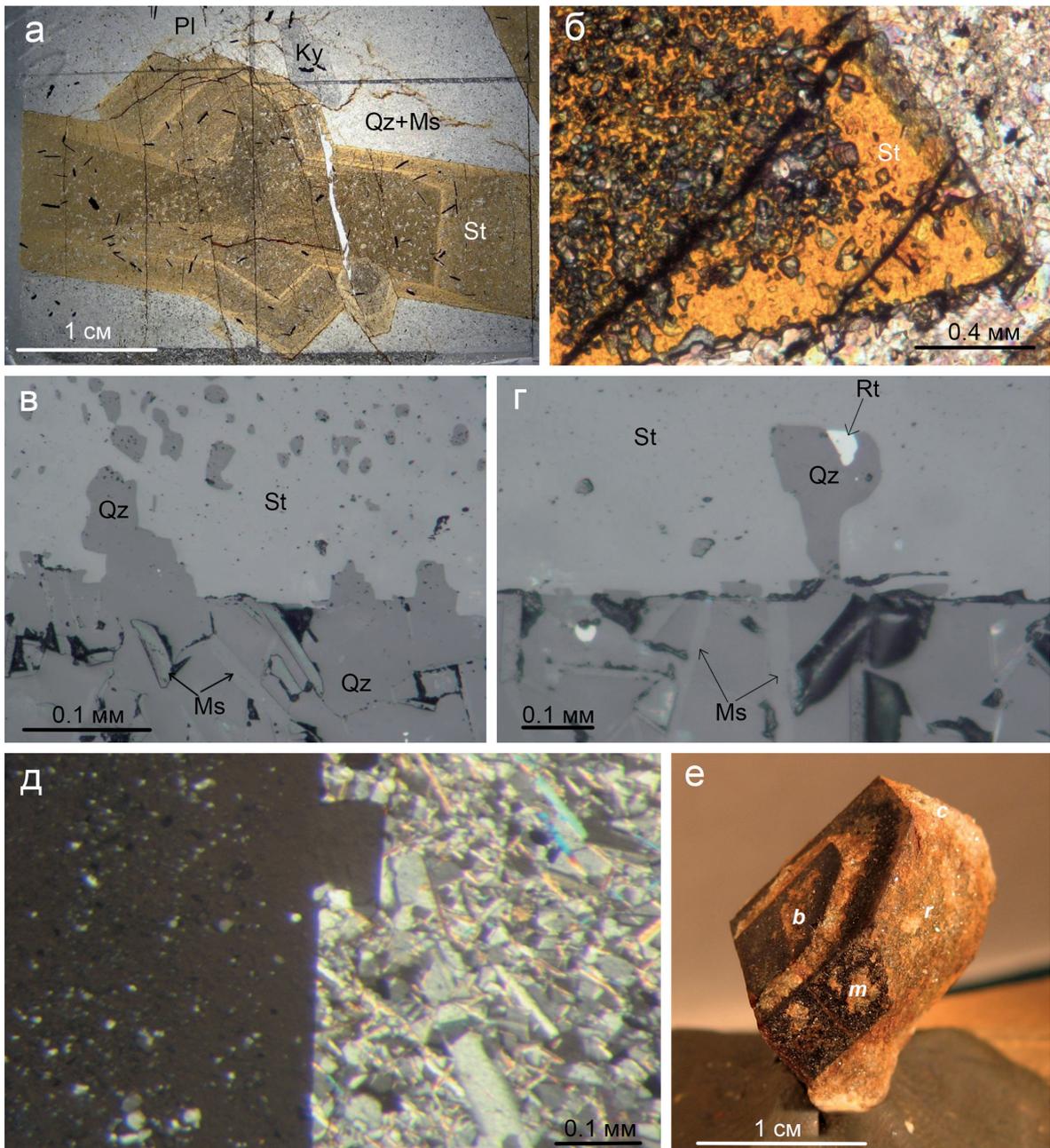


Рис. 4.2. а – структура зональности крестообразного двойника ставролита (St) в кварц-мусковитовом (Qz+Ms) субстрате. Ку – кинанит. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; б – пример широкой зоны второго порядка на вершине кристалла ставролита (St): видимые включения кварца отсутствуют. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; в – контакт кристалла ставролита (St) с субстратом: наблюдается неравномерное растворение субстрата, вследствие чего образуются реликтовые «выступы» внутрь кристалла ставролита и включения кварца (Qz) в ставролите. Ms – мусковит. Фото аншлифа в отраженном свете; г – реликт субстрата в виде сростка кварца (Qz) с рутилом (Rt) внутри кристалла ставролита (St) на контакте кристалла ставролита с субстратом: результат опережающего роста ставролита по пластинам мусковита (Ms). Фото аншлифа в отраженном свете; д – кристаллизационный выступ на грани ставролита (темное) в сторону субстрата: результат опережающего роста грани кристалла при замещении субстрата. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены; е – кристаллизационный выступ на кристалле ставролита, развитый на грани пинакоида b (010), фото образца.

Fig. 4.2. а – Structure of a staurolite (St) cross-shaped twin zonation in a quartz-muscovite (Qz+Ms) substrate. Ky – kyanite. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; б – Example of a wide second order zone on the top of a staurolite (St) crystal: visible quartz inclusions are absent. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; в – Contact of the staurolite (St) crystal with the substrate: an uneven substrate dissolution can be seen resulting in a relic bumps formation into the staurolite crystal and quartz (Qz) inclusions in staurolite. Ms – muscovite. Photo of a polished section in reflected light; г – Substrate relic as a quartz (Qz) and rutile (Rt) intergrowth in the staurolite (St) crystal on the contact of the staurolite crystal with the substrate: a result of a staurolite outrunning growth over muscovite (Ms) plates. Photo of a polished section in reflected light; д – A crystalline outgrowth on a staurolite facet (dark) in the direction of the substrate: a result of the crystal facet outrunning growth during the substrate replacement. Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols; е – The crystalline outgrowth on the staurolite crystal developed on the pinacoid b (010) facet, photo of a sample.

литом, по кварцу и мусковиту субстрата. При этом признаков диффузии не наблюдается, поэтому наиболее вероятным способом кристаллизации мог быть только способ пленочных реакций на границе кристалл – субстрат (Григорьев, Жабин, 1975). Доказательством в пользу поступления растворов к граням растущего кристалла ставролита из субстрата могут быть зародыши новых «молодых» кристаллов ставролита вблизи граней «старого» кристалла.

Нерастворимые компоненты субстрата, не используемые при кристаллизации ставролита, такие как рутил и сульфиды, «захватывались» растущим кристаллом ставролита и оставались в нем в виде реликтовых включений (рис. 4.3. е).

Таким образом, включения в ставролите являются следствием неравномерного растворения компонентов субстрата. Наиболее активно при кристаллизации ставролита использовался мусковит, который расходовался полностью, а кварц не полностью использовался при образовании ставролита и оставался частично в реликтах.

Преобразование мусковита в ставролит должно происходить с привнесением железа и выносом калия, поскольку железо входит в состав ставролита, но отсутствует в мусковите и кварце, а калий не используется для образования ставролита. Таким образом, есть основание предполагать, что калий выносился за пределы зоны реакции и использовался для образования новой генерации мусковита в ставролитовых сланцах или за их пределами, а избыток кремния отлагался на месте в ставролите.

Включения кварца в ставролите, предположительно, образовывались двумя способами. Первый способ реализовался при избытке кварца в субстрате. Количество реликтов кварца в ставролите коррелируется с содержанием кварца в субстрате и скоростью роста грани. При большом количестве кварца и быстрой скорости роста грани, он в значительном количестве оставался в виде крупных включений в ставролите (рис. 4.4. а, б), а при медленной скорости роста грани кварц накапливался на границе зоны ритма в виде субмикроскопических зерен (рис. 4.4. в).

Второй способ отложения кварца в ставролите отличается от первого тем, что в начале ритма кварц и мусковит в субстрате растворялись полностью и происходило наращивание слоя ставролита, но, по мере роста концентрации кремнезема, его растворимость в ставролите достигала предельного значения и рост ставролита останавливался (замедлялся), в этот момент избыток кремнезема сбрасывался в виде включений на границе зон и начинался новый ритм, когда ставролит кристаллизовался, но по мере его кристаллизации концентрация SiO_2 нарастала и ритм повторялся.

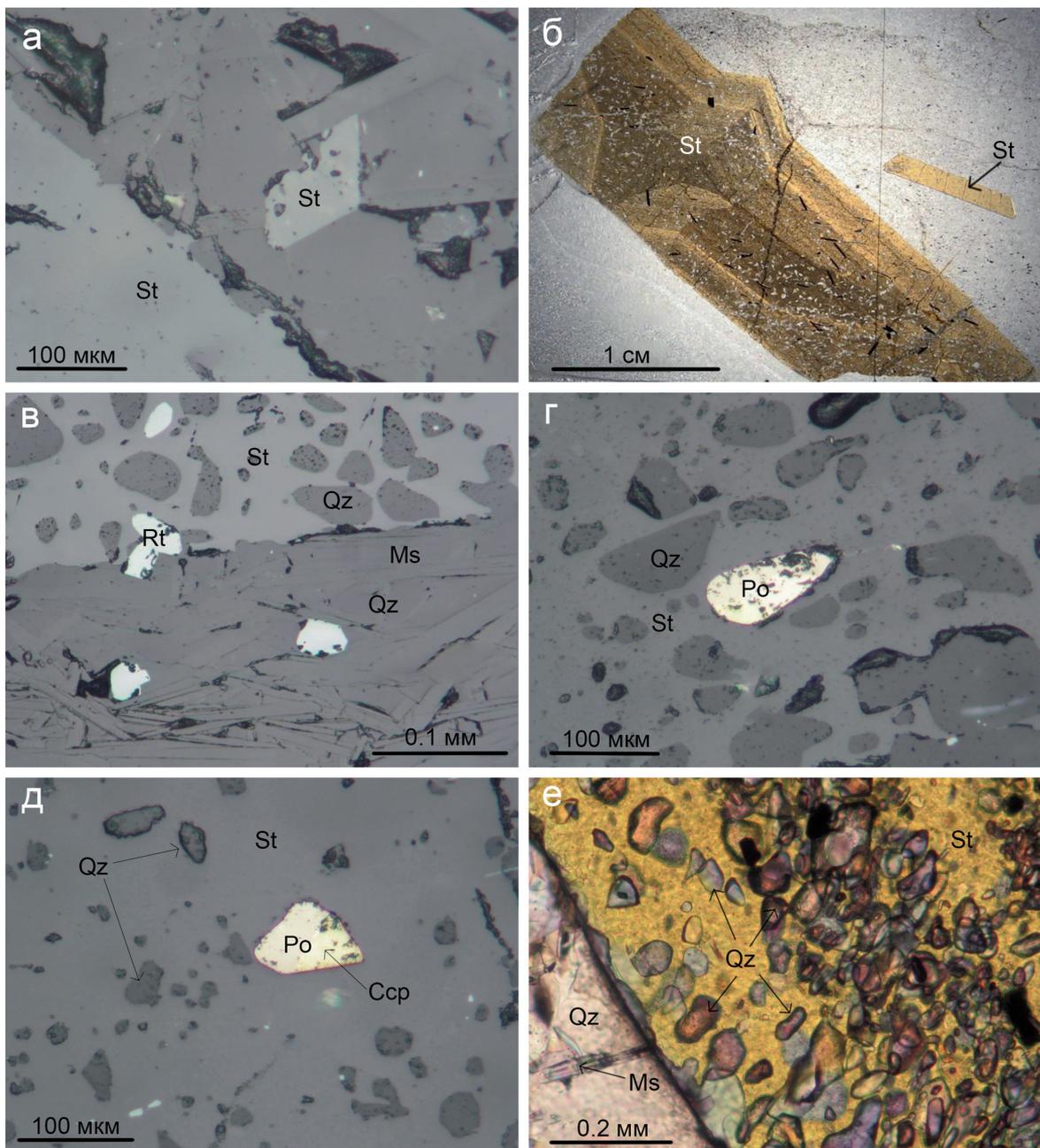


Рис. 4.3. а – зародыш «молодого» кристалла ставролита (St) вблизи грани «старого» кристалла: признак поступления порового раствора из субстрата к растущей грани. Фото аншлифа в отраженном свете; б – зародыш «молодого» кристалла ставролита (St) вблизи «старого» кристалла. Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, без анализатора; в – реликты кварца (Qz) и рутила (Rt) в ставролите (St), захваченные им при замещении субстрата. Ms – мусковит. Фото аншлифа в отраженном свете; г – включения кварца (Qz) и пирротина (Po) в ставролите (St), захваченные при замещении субстрата. Фото аншлифа в отраженном свете; д – включения кварца (Qz), пирротина (Po) и халькопирита (Ccp) в ставролите (St), захваченные при замещении субстрата. Фото аншлифа в отраженном свете; е – многочисленные включения кварца (Qz) в ставролите (St), образовавшиеся в результате неполного растворения кварца при замещении богатого этим минералом субстрата (остаточный кварц). Фото прозрачного шлифа в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 4.3. a – «Young» staurolite (St) crystal seed near an «old» crystal facet: a sign of a porous fluid input from a substrate to a growing facet. Photo of a polished section in reflected light; б – «Young» staurolite (St) crystal seed near the «old» crystal. Photo of a transparent section in transmitted light, with no analyzer; в – Quartz (Qz) and rutile (Rt) relics in staurolite (St), which were trapped by staurolite during the substrate replacement by it. Ms – muscovite. Photo of a polished section in reflected light; г – Quartz (Qz) and pyrrhotite (Po) inclusions in staurolite (St), which were trapped during the substrate replacement. Photo of polished section in reflected light; д – Quartz (Qz), pyrrhotite (Po) and chalcopyrite (Ccp) inclusions in staurolite (St), which were trapped during the substrate replacement. Photo of a polished section in reflected light; e – Numerous quartz (Qz) inclusions in staurolite (St) formed as a result of a quartz incomplete dissolution during a replacement of the substrate rich in this substrate mineral (residual quartz). Photo of a transparent section in transmitted light, crossed nicols.

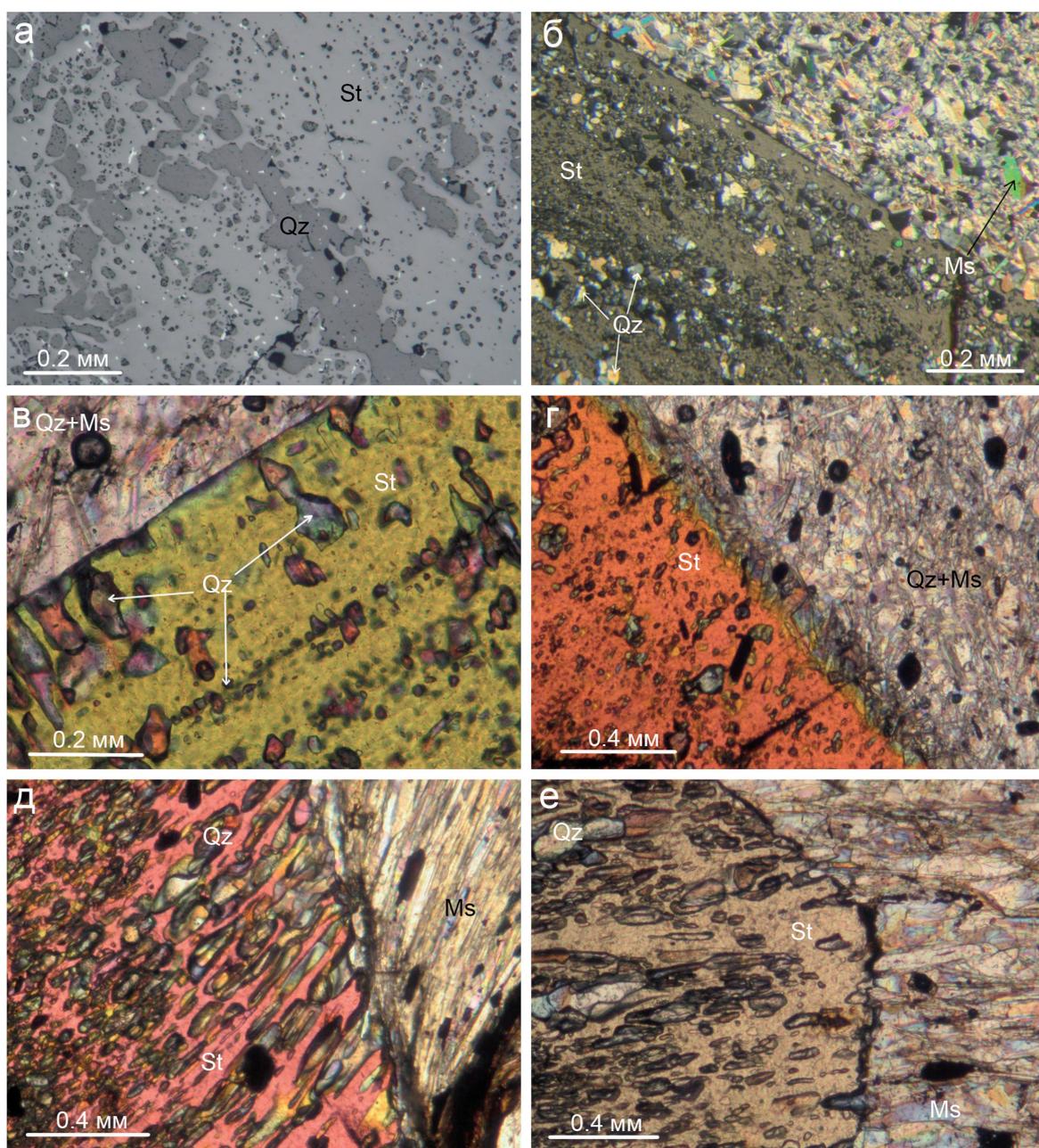


Рис. 4.4. а – обильные включения кварца (Qz) в ставролите (St), обусловленные быстрой скоростью роста грани: полосы включений кварца в ставролите, образованы в результате неполного замещения кварца субстратом; б – включения кварца (Qz) в ставролите (St), обусловлен-

ные быстрой скоростью роста грани: полосы включений кварца в ставролите, образованы в результате неполного замещения субстрата. Ms – мусковит; в – разные формы включений кварца (Qz) в ставролите (St): крупные включения образовались в результате избытка кварца в субстрате; мелкие включения вдоль границы ритма – образовались в процессе кристаллизации ставролита и накопления кварца на барьере растворимости. Второй тип включений кварца – главная причина зональности второго рода. Ms – мусковит; г – зубчатая граница кристалла ставролита (St) при замещении мелкозернистого субстрата, подчеркнутая ориентировкой мусковита (Ms). Qz – кварц; д – ориентированные включения кварца (Qz) в ставролите (St), образованные в результате быстрого роста грани ставролита в слюдоносной зоне. Ms – мусковит; е – согласованная ориентировка включений кварца (Qz) в ставролите (St) и в субстрате при быстром росте вершины кристалла по сланцеватости. а – фото аншлифа в отраженном свете; б - е – фото прозрачных шлифов в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 4.4. а – Abundant quartz (Qz) inclusions in staurolite (St) produced by a quick speed of a facet growth: linear quartz inclusions in staurolite, which were formed as a result of an incomplete quartz replacement by a substrate; б – Quartz (Qz) inclusions in staurolite (St) produced by a quick speed of the facet growth: linear quartz inclusions in staurolite, which were formed as a result of the incomplete substrate replacement. Ms – muscovite; в – Different forms of quartz (Qz) inclusions in staurolite (St): large inclusions formed as a result of excess quartz in the substrate; small inclusions along a rhythm border formed during the staurolite crystallization and quartz accumulation on the solubility barrier. Second type of quartz inclusions – main reason for a second type zonation. Ms – muscovite; г – Jagged edge of the staurolite (St) crystal during a fine-grained substrate replacement, the edge is emphasized by a muscovite (Ms) orientation. Qz – quartz; д – Oriented quartz (Qz) inclusions in staurolite (St) formed as a result of a staurolite facet quick growth in a talcous zone. Ms – muscovite; е – Conformable orientation of quartz (Qz) inclusions in staurolite (St) and the substrate during the crystal top quick growth over schistosity. а – photo of a polished section in reflected light; б - е – photo of transparent sections in transmitted light, crossed nicols.

Таким образом, общий вывод сводится к тому, что зональность второго рода в ставролите обусловлена не изменением химического состава ставролита, а присутствием включений кварца. Это обозначает, что состав растворов в процессе кристаллизации ставролита практически не менялся.

На форму и расположение включений кварца в кристаллах ставролита оказывали влияние структура субстрата, форма и размеры зерен мусковита. В субстрате с мелкозернистым мусковитом границы граней ставролита мелкозубчатые, включения кварца изометрические (рис. 4.4. г).

В субстрате со сланцеватой текстурой граница кристалла ставролита пилообразная, включения кварца субпараллельные, удлинены согласно со сланцеватостью (рис. 4.4. д, е).

Некоторые кристаллы ставролита имеют решетчатую структуру с угловатыми включениями кварца. Наблюдения показали, что такая структура возникла в кристаллах ставролита, выросших за счет интенсивного опережающего замещения мусковита.

Рассмотренные примеры структуры ставролита отчетливо показывают, что ставролит рос в субстрате метасоматическим путем, активно замещая мусковит, наследуя его форму. Быстрая скорость роста ставролита не позволяла происходить полной перекристаллизации субстрата и формироваться мономинеральному сплошному ставролитовому агрегату, стремительный рост минерала происходил в основном за счет замещения мусковита, поэтому оставались его псевдоморфозы (рис. 4.5.).

Одним из примеров таких псевдоморфоз мусковита являются микрокристаллы в составе ядра, которые представляют собой реликтовые формы зародышей ставролита по микрокристаллам мусковита в начальный период образования.

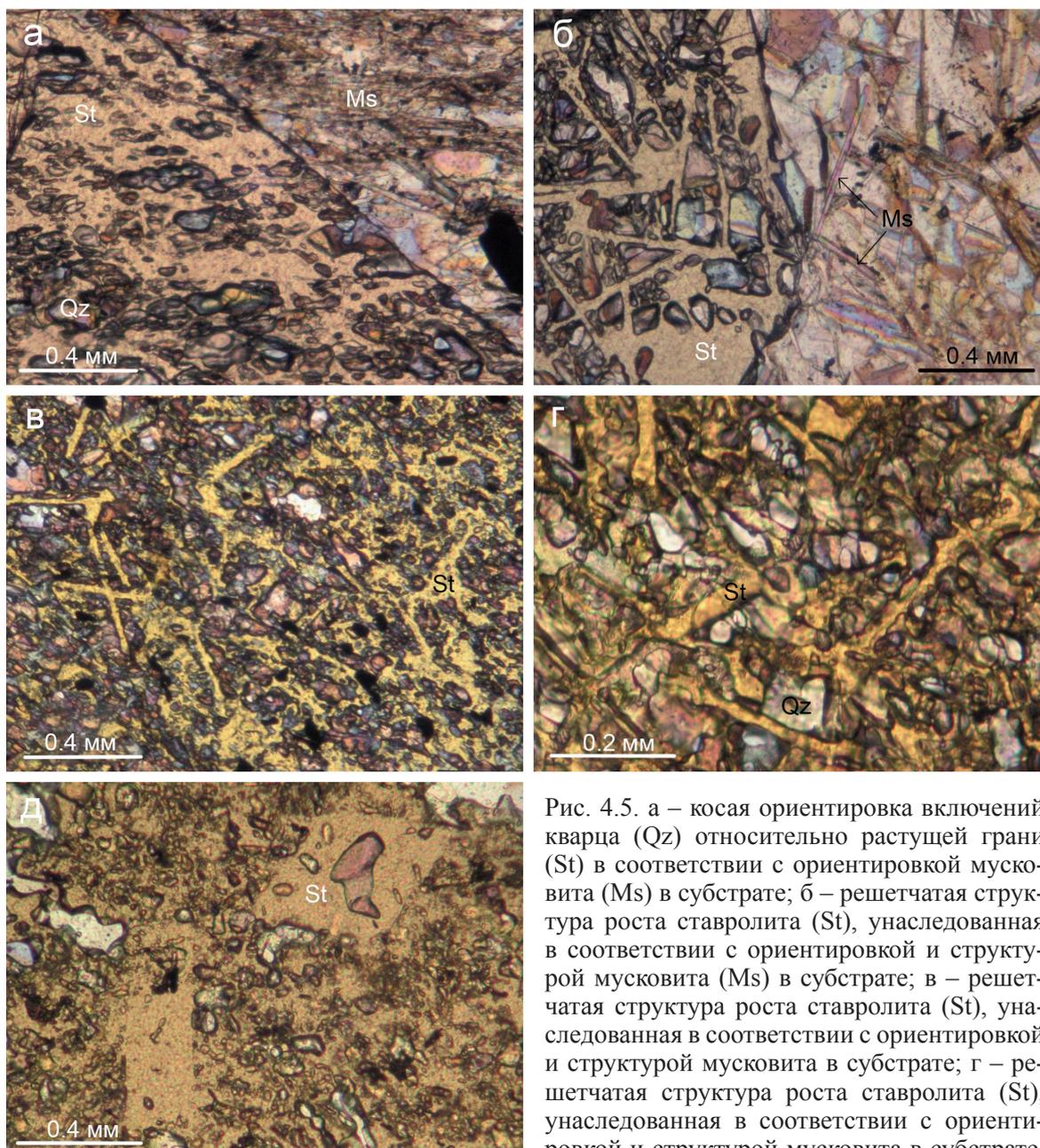


Рис. 4.5. а – косая ориентировка включений кварца (Qz) относительно растущей грани (St) в соответствии с ориентировкой мусковита (Ms) в субстрате; б – решетчатая структура роста ставролита (St), унаследованная в соответствии с ориентировкой и структурой мусковита (Ms) в субстрате; в – решетчатая структура роста ставролита (St), унаследованная в соответствии с ориентировкой и структурой мусковита в субстрате; г – решетчатая структура роста ставролита (St), унаследованная в соответствии с ориентировкой и структурой мусковита в субстрате.

Qz – кварц; д – псевдоморфозы ставролита (St) по мусковиту. Фото шлифов в проходящем свете, николи скрещены.

Fig. 4.5. а – Transverse orientation of quartz (Qz) inclusions towards a growing facet (St) according to a muscovite (Ms) orientation in a substrate; б – Net structure of a staurolite (St) growth inherited according to the orientation and muscovite (Ms) structure in the substrate; в – Net structure of the staurolite (St) growth inherited according to the orientation and muscovite structure in the substrate; г – Net structure of the staurolite (St) growth inherited according to the orientation and muscovite structure in the substrate. Qz – quartz; д – Staurolite (St) pseudomorphs over muscovite. Photo of sections in transmitted light, crossed nicols.

Рассмотренные материалы позволяют считать субстрат не только вмещающей средой для метакристаллов, но и питающей средой, за счет растворения которой происходила кристаллизация различных минералов. На примере ставролита показано, что кристаллизация происходила в твердой среде субстрата метасоматическим способом, но сам субстрат кристаллизовался независимо от этого, вероятно, метаморфическим путем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии представлены результаты исследования минералов из кианитовых, ставролитовых, силлиманитовых и гранатовых сланцев кейвской серии. Приведено развернутое описание и иллюстрации морфологии минералов. Для главных минералов показаны три основные стадии онтогении: зарождения, роста и разрушения. Авторы представляют свою версию «прочтения» (Григорьев, Жабин, 1975) результатов наблюдений.

К положительным результатам исследований, продвигающим к познанию минералогии пород кейвского парасланцевого пояса, можно отнести следующие:

Обнаружено 14 новых минеральных фаз в составе кристаллических сланцев Кейв, что позволило почти на 30 % расширить список минералов, исследован химический состав ряда минералов.

Показано внутреннее строение всех главных минералов, в результате исследовано зональное строение ставролита, кианита, минералов группы плагиоклаза, циркона, алланита-Се, монацита-Се и изучена история возникновения зональности.

Установлено, что онтогенические свойства минералов проявлены по-разному в разных типах сланцев, т.е. зависят от минерального состава среды. На примере кианита, ставролита, рутила, циркона и других минералов показаны различные условия кристаллизации и парагенезисы в различных по минеральному составу сланцах.

Показано, что кристаллизация минералов происходила в твердой среде при отсутствии открытых полостей, тем не менее, в онтогении индивидов отражены основные законы кристаллизации минералов в условиях свободного роста, высказано предположение о ведущей роли субстрата в обеспечении питания поровых растворов для роста минералов.

Установлено, что способы кристаллизации минералов могут изменяться в разные периоды развития метаморфических пород: собственно метаморфический способ реализован в начальные периоды, а метасоматический – в поздние периоды.

Систематизированы данные о минеральных ассоциациях и последовательности их развития, на основе возрастных взаимоотношений показана последовательность кристаллизации минералов и образования минеральных ассоциаций в различных сланцах, в результате подтверждена версия о привносе в кианитовые сланцы дополнительных химических элементов под воздействием интрузий ультраосновных пород и щелочных гранитов. Впервые выявлено развитие в кейвских кристаллических сланцах полиметаллической и редкоземельно-фосфорной минерализаций, наложенных на кианитовые руды.

Установлено, что кианитовые и ставролитовые сланцы образованы не одноактно. Количество кианита в кианитовых сланцах контролировалось формой (морфотипом) кристаллов, а объем ставролита в ставролитовых сланцах – зональностью кристаллов, т.е. рост массы минерала в метаморфической породе может определяться разными параметрами. Выделение разновидностей кианита позволяет утверждать, что прирост массы кианита в кианитовых сланцах происходил трижды, при этом около 95 % кианита кристаллизовалось метасоматическим путем, замещая субстрат и только около 5 % непосредственно метаморфическим путем при перекристаллизации первично-

го осадочного материала сланцев. Анализ зональности в ставролите из ставролитовых сланцев позволил оценить баланс роста массы ставролита в пользу метаморфического генезиса. Установлено, что прирост массы ставролита в ставролитовых сланцах происходил трижды: 20 % – при зарождении ядра в условиях диагенеза осадков, 33 % – при кристаллизации 1-й зоны в условиях «пластического течения» сланцев и 47 % – при кристаллизации 2-й зоны в условиях метасоматического процесса.

Таким образом, результаты исследований дают пищу для дальнейшего осмысления минералогии кейвских парасланцев и метаморфических пород вообще.

Следует отметить, что не все разделы проработаны в равной степени, поскольку исходный материал для исследований был ограничен небольшой группой месторождений, тем не менее, авторы представляют информацию обо всех встреченных минералах.

В целом, материалы монографии существенно дополняют знания о минералогии кейвских парасланцев, а также могут служить пособием для проведения подобных исследований в других комплексах пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ангелова К., Колчева К. Зональные гранаты из метапелитов района Белая река, Восточные Родопы. Софийский университет, геол.-географ. фак. Геология. 2001. 91. С. 123-146.
2. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32-48.
3. Балаганский В.В., Мыскова Т.А., Скублов С.Г. О возрасте кислых метавулкани-тов лебяжинской толщи архея, Кольский п-ов, Балтийский щит // Геология и геохроно-логия породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах: Материалы Всероссийской (с международным участием) конференции. Апатиты, 8-12 июля 2013 г. Апатиты: К & М, 2013. С. 17-20.
4. Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. Л.: «Недра». Лен. отд. 1977. 326 с.
5. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: На-ука, 1976. 224 с.
6. Батиева И.Д., Бельков И.В. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе западных Кейв. Изв. Карельск. и Кольск. Фил. АН СССР, №4, Петрозаводск, 1958.
7. Батиева И.Д., Бельков И.В. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. Ленинград. Ленинградское отд. Изд-ва АН СССР. 1960. С. 219-233.
8. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
9. Бельков И.В. Месторождения абразивного граната района западных Кейв // Бо-гатства недр Кольского полуострова. Книжная редакция «Полярной правды». Мур-манск, 1957. С. 97-104.
10. Бельков И.В. Отчет по теме «Полезные ископаемые Больших Кейв и пути их промышленного использования», раздел «Кианитовые месторождения». Фонды КНЦ РАН, 1958.
11. Бельков И.В. Кианит из контактовых зон Кейвских кианитовых сланцев. Мате-риалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Выборгская типография, Ки-ровск, 1959. С. 135-148.
12. Бельков И.В. Кианит из кианитовых сланцев свиты Кейв. Материалы по мине-ралогии Кольского полуострова. Вып.2. Изд-во: КФАН СССР. Апатиты, 1962. С. 5-45.
13. Бельков И.В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов западных Кейв // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. III. Выборгская типография Леноблполиграфиздата, 1962. г. Выборг. С. 5-20.
14. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв (Геологическое строение, кристал-лические сланцы и кианитовые руды). М.-Л. Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
15. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рагозина А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова // Стратигра-фическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 141-150.

16. Бельков И.В. Кианитовые месторождения // Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л., Наука, 1981. С. 163-177.
17. Бельков И.В. Минералы титана в кианитовых сланцах Кейв // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1981. С. 43-48.
18. Бельков И.В. Мусковит и парагонит из кристаллических сланцев кейвской серии // Метасоматоз и метасоматизм в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, 1981. С. 92-97.
19. Бельков И.В., Белолипецкий А.П., Ильин Ю.И., Плетнева Н.И. К геохимии метаморфических пород кейвской серии // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1976. С. 5-14.
20. Белолипецкий А.П., Ильин Ю.И., Предовский А.А. Первичная природа и эволюция состава метапелиов кейвского сланцевого комплекса // Первичная природа и геохимия пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1979. С. 3-16.
21. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
22. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 592 с.
23. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Гос. изд-во геологич. лит., 1950. 956 с.
24. Борисов П.А. Кейвские кианиты // Производительные силы Кольского полуострова. Вып. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1940.
25. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М. Изд-во: Недра, 1967. 144 с.
26. Бушмин С.А., Савва Е.В., Воинова О.А., Щеглова Т.П. Возраст зональных цирконов из кианитовых метасоматических пород тектонического покрова Большие Кейвы (северо-восток Балтийского щита) // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб. ИГГД РАН. 2009. Т. 1. С. 96-99.
27. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Прасолов Э.М., Лохов К.И., Вапник Е.А., Савва Е.В., Щеглова Т.П. Происхождение и состав флюида, ответственного за метасоматические процессы в зонах сдвиговых деформаций тектонического покрова Большие Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов // Доклады Академии наук. 2011 а. Т. 438. № 3. С. 379-383.
28. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Пресняков С.Л., Савва Е.В., Щеглова Т.П. Новые данные о возрасте (SHRIMP II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // Доклады Академии наук. 2011 б. Т. 438. № 2. С. 237-241.
29. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Савченко Е.Э. Минералы редких элементов в кианитовых сланцах месторождения Н. Шуурурта, Б. Кейвы, Кольский п-ов. Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского п-ова, Карелии и Урала. Матер. Всерос. совещ., посв. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 15 нояб. 2010. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 4-8.
30. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. Редкие металлы и земли в кианитовых сланцах Больших Кейв, Кольский полуостров. Тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции: Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление. М.: ИМГРЭ, 2011. С. 43-44.

31. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. Редкие и редкоземельные элементы в кианитовых сланцах Больших Кейв, Кольский полуостров. Разведка и охрана недр. № 6. 2011. С. 41-44.
32. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н., Гершенкоп А.Ш. Комплексное использование кианита Б. Кейв как нетрадиционного сырья для производства алюминия // Экология промышленного производства. 2011. № 4. С. 35-45.
33. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н. Кианит Больших Кейв как вид комплексного сырья. Вестник МГТУ. Т. 15. № 2. 2012. С. 439-448.
34. Волкова М.И., Померанцева Н.Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты. КФАН СССР. 508 с.
35. Воробьев Ю.К. Процесс роста кристаллов минералов // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СП-б.: Тез. докл. VIII съезд ВМО, 1992. С. 8-10.
36. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
37. Гаскельберг В.Г., Рубинраут Г.С. Комплексная минерализация в разрезах Больших и Малых Кейв // Вопросы геологии и металлогении Кольского п-ова. Вып. 5. Апатиты: КФ АН СССР, 1974. С. 208-212.
38. Гинзбург И.В., Горшков А.И. О графите кианитовых сланцев Кейв (Кольский полуостров). Труды минералогического музея. 1961. Вып. 12. С. 171-176.
39. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Лебедева Ю.М., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Богомолов Е.С., Бороздин А.П., Савва Е.В. Метаморфизм и метасоматоз в зонах сдвиговых деформаций (Балтийский щит): петрология и изотопный возраст (Гл. 6) // Фундаментальные основы формирования ресурсной базы стратегического сырья (Au, Ag, Pt, Cu, редкие элементы). Под. ред. акад. Н.С. Бортникова. М.: ГЕОС, 2012. С. 223-274. ISBN 978-5-89118-592-0.
40. Гоулс Г.Г. Геохимия редкоземельных элементов в докембрийских плутонических породах // Геология и геохимия рудных месторождений. Тр. XXII Международного геологического конгресса. М.: изд-во Мир, 1971. С. 248-257.
41. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львовского государственного ун-та, 1961. 284 с.
42. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов (индивиды). М.: изд-во Наука, 1975. 399 с.
43. Гришин Н.Н., Иванова А.Г., Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л. Получение корунда при обогащении кианитовой руды Кейвского месторождения // Материалы V Всероссийской научной конференции с международным участием «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренц-региона в технологии строительных и технических материалов». Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2013. С. 42-45.
44. Дана Э.С. Описательная минералогия (справочник) // Л.-М.: Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы. 1937. 423 с.
45. Жабин А.Г. Метакристаллы и критерии относительного идиоморфизма минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. С. 34-50.
46. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.
47. Огородников В.Н., Коротеев В.А., Войтеховский Ю.Л., Щипцов В.В., Поленов Ю.А., Нерадовский Ю.Н., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Савичев А.Н., Коротеев Д.В. // Кианитовые руды России. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 334 с.

48. Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
49. Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Ковалева Л.Т. О цинксодержащем ставролите Холдинского месторождения (Северное Прибайкалье) // ДАН СССР. 1979. Т. 246. № 2. С. 452-455.
50. Кумари Н.А. Генезис кейвских кианитов. Изв-во АН СССР, 1937. № 5. С. 919-928.
51. Кумари Н.А. Кейвские кианитовые месторождения на Кольском полуострове. Рукопись, фонды КНИЦ РАН. 1949.
52. Лутц Б.Г. Парагенетический анализ и TR – минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алдана и Кольского полуострова // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Изд-во Наука, 1967. С. 30-58.
53. Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А., Балабонин Н.Л., Болотов В.И., Павлова М.А., Гавриленко Б.В., Абзалов М.З. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите) Л.: Наука, 1988. 197 с.
54. Мец О.Ф., Полежаева Л.И., Богданова А.Н. Цинксодержащий ставролит из слюдоносных пегматитов Кольского полуострова // ЗВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 2. С. 208-212.
55. Метасоматизм и метасоматические породы. Под ред. В.А. Жарикова и В.Л. Русина. М.: Научн. мир, 1998. 492 с.
56. Минералы. Справочник. М.: Изд-во Наука, 1972. Т. 3. Вып. 1. 882 с.
57. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
58. Минц М.В. Кейвская вулcano-тектоническая палеодепрессия // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 84-93.
59. Мирская Д.Д. Метабазиты (амфиболиты) свиты кейв и связанные с ними контактные изменения вмещающих пород // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 2. 1960. С. 94-153.
60. Мирская Д.Д. Новые данные о породах лебяжинской свиты // Материалы по геологии и металлогении кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты. 1971. С. 31-35.
61. Мирская Д.Д. К вопросу о стратиграфии центральной части Кольского полуострова // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. 1972. Вып. 3. Апатиты. С. 3-10.
62. Мирская Д.Д. Вопросы структуры Кейвской зоны в связи с геологическими данными // Региональная геология, металлогения и геофизика. 1974. Вып. 5. Ч. 1. Апатиты: КФ АН СССР. С. 28-34.
63. Мирская Д.Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканологических реконструкций // Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карелия, 1976. С. 73-81.
64. Мирская Д.Д. Структура супракрустальных комплексов Вороньинско-Кейвского района // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1978. С. 20-27.

65. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13-30.
66. Мудрук С.В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Апатиты, 2014. 156 с.
67. Небокситовое алюминиевое сырьё России. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Войтеховский Ю.Л., Щипцов В.В., Поленов Ю.А., Савичев А.Н., Сазонов В.Н., Коротеев Д.В. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2011. 229 с.
68. Нерадовский Ю.Н., Даувальтер В.А., Савченко Е.Э. Генезис фрамбоидального пирита в современных осадках озер (Кольский п-в) // Записки РМО, 2009. № 6. Ч. СXXXVIII. С. 50-55.
69. Нерадовский Ю.Н. О генезисе параморфического кианита в месторождениях Кейв. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова // Труды VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2-5 мая 2010г) и Областной конференции, посвященной 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (22-23 апреля 2010 г.) / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты–Кировск 2010. Апатиты: изд-во К&М, 2010. С. 74-76.
70. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Цинксодержащий ставролит из кианитовых сланцев в Кейвах, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2011. № 6. С. 100-104.
71. Нерадовский Ю.Н. О двойниковании ставролита в метаморфических породах (на примере кейвских кристаллических сланцев) // Труды VIII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 135-летию со дня рождения акад. Д.С.Белянкина «Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона». Апатиты, ГИ КНЦ РАН. 18-19 апреля 2011.
72. Нерадовский Ю.Н. К вопросу образования двойников ставролита в метаморфических породах (на примере кристаллических сланцев Кейв, Кольский п-ов). Минералогический журнал, 2011. Т. 33. № 4. С. 39-44.
73. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л.. Атлас структур и текстур кристаллических сланцев Больших Кейв. Апатиты: изд-во К&М, 2013. С. 120-130.
74. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Кристаллы кианита из месторождений Новая Шуурурта и Тяпш-Манюк (Кейвы Кольский полуостров). ЗРМО Ч. СXLIII. № 2. 2014. С. 116-126.
75. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Циркон в кристаллических сланцах Кейв // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2015. С. 289-292.
76. Никитин Д.В. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных керамических пегматитах // Зап. ЛГИ, 1952. Т. 27. Вып. 2. С. 107-157.
77. Павлишин В.И., Юшкин Н.П., Попов В.А. Онтогенический метод в минералогии. Киев: Наук. Думка, 1988. 118 с.
78. Петров В.П., Глазунков А.Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: изд-во КФАН СССР, 1986. С. 50-59.

79. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты, 1999. Изд-во КНЦ РАН. 525 с.
80. Питчер У.С. Полиморфные модификации силиката алюминия. Серия «Науки о земле». Т. 2. Природа метаморфизма. 1967. С. 339-354.
81. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
82. Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 2. Т. 2. Метаморфические породы. М.: Недра, 1966. 271 с.
83. Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.
84. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 284 с.
85. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Апатиты: КНЦ РАН. 1994. 95 с.
86. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 712 с.
87. Савко К.А., Полякова Т.Н. Типы зональности гранатов и метаморфическая эволюция метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив. Вестник Воронежского ГУ. Геология. 2000. № 5. С. 64-79.
88. Свяжин Н.В. Ставролит из россыпей прииска Светлого на Южном Урале. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 26. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 115-119.
89. Сергиенко И.З., Бобылева М.И., Сидоренко Св.А., Егоров И.А. Аминокислоты и углеводы в древнейших отложениях (на примере кианитовых сланцев Кольского полуострова). ДАН, 1974. Т. 215. № 2. С. 474-477.
90. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1975. 115 с.
91. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.: изд-во АН СССР. 1951. 335 с.
92. 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.
93. Станкеев Е.А. Генетическая минералогия. М.: Недра, 1986. 272 с.
94. Суслова С.Н. Контактво-метасоматические изменения кристаллических сланцев под влиянием щелочных гранитов в районе Западных Кейв // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 2. С. 58-93.
95. Тарновский Г.Н. Цинксодержащий ставролит из пегматитов и гидротермалитов Восточной сибирей / Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГ СО АН СССР, 1973. С. 70-76.
96. Термо- и барометрия метаморфических пород. Ленинград. Изд-во Наука. Лен. отд. 1977. 207 с.
97. Токарев В.А., Ященко А.В. Кейвский селенистый пирротин // Мат. по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 67-69.
98. Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
99. Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Серия «Науки о Земле». Т. 2. Природа метаморфизма. М.: Наука, 1967. С. 49-77.

100. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.
101. Чесноков Б.В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука. 1966. С. 9-24.
102. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Изд-во Недра, 1974. 105 с.
103. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.
104. Шумская Н.И., Ляхницкая В.Д., Рахманова Н.В. Генетическая минераграфия. Методическое руководство. СПб-б: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 98 с.
105. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и её маталогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
106. Юшкин Н.П. Механические свойства минералов. Л.: Изд-во Наука, Ленинградское отделение, 1971. 283 с.
107. Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Marker M., Bushmin S.A., Alexeyev N.L., Daly J.S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. N. 1. P. 32-37.
108. Chopin C., Goffe B., Ungaretti L., Oberti R. Magnesiostauroilite and zincostauroilite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 167-176.
109. Controls of metamorphism. Edited by W.S.Pitcher and G.W.Flinn. 1965. Пер. с англ. под ред. д.г.м.н. В.П. Петрова. М.: Изд-во Мир, 1967. 375 с.
110. Genth F. Amer. J. Sci., 1862. 33. P. 198 (цит. по Федькину, 1975)
111. Gibson G.M. Staurolite in amphibolite and Hornblendite sheets from the Upper Seaforth River, central Fjorland, New Zealand // Miner Mag. 1978. V. 42. N. 321. P. 228.
112. Hanisch K. N. Jb. Min., Monatsh. 1966. N. 12. P. 362. (цит. по Juurinen A. Composition and properties of staurolite / Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III geol.-geogr. 1956. N. 47. P. 50. (цит. по Минералы, 1972).
113. Von Knorring O., Sahama Th. G., Shovola Yaakko. Zincian staurolite from Uganda // Miner. Mag. 1979. V. 43. N. 327. P. 446.
114. Melezhik V.A., Hanski E.J. The Early Palaeoproterozoic of Fennoscandia: geological and tectonic settings // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2013. P. 33-38.
115. Nemeč D. Zinkhaltiger Staurolith aus der Böhmisoh-Mährisoh Höhe (ČSSR) // Chem. Erde. 1980. V. 39. N. 4.
116. Shepard C. U. Am. J. Sci. 1856. V. 22. P. 260 (цит. по Минералы, 1972).
117. Pavlyshyn V.I., Matkovsky V.I., Ljvgyj S.O. Genesis of minerals: Textbook. – K.: PPC «Kyiv University», 2003. 672 p.
118. Park Ch.F., MacDiarmid R.A. Ore Deposits. 1964. Перевод с английского под ред. Акад. В.И.Смирнова. - М.: Изд-во Мир, 1966. 544 с.
- Yang H, Downs R.T., Finger L.V, Hasen R.M., Prewitt C.T. Compressibility and crystal structure of kyanite, Al₂SiO₅, at high pressure // American Mineralogist, 1997. V. 82. P. 467-474.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
1 КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ.....	10
2 ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В КЕЙВСКОМ ПАРАСЛАНЦЕВОМ ПОЯСЕ.....	13
3 МИНЕРАЛЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ СЛАНЦЕВ КЕЙВСКОГО ПАРАСЛАНЦЕВОГО ПОЯСА.....	17
3.1. Элементы.....	21
3.1.1. Висмут – Bi.....	21
3.1.2. Железо – Fe.....	22
3.1.3. Графит – C.....	23
3.2. Сульфиды, сульфоарсениды.....	28
3.2.1. Пирит – FeS ₂	28
3.2.2. Марказит – FeS ₂	28
3.2.3. Сульфиды Fe, Ni, Cu.....	29
3.2.4. Виоларит – FeNi ₂ S ₄	33
3.2.5. Галенит – PbS.....	33
3.2.6. Сфалерит – ZnS.....	34
3.2.7. Хоулит – CdS.....	35
3.2.8. Молибденит – MoS ₂	37
3.2.9. Ковеллин – CuS.....	37
3.2.10. Халькозин – Cu ₂ S.....	37
3.2.11. Кобальтин – CoAsS.....	38
3.3. Оксиды.....	40
3.3.1. Кварц – SiO ₂	40
3.3.2. Корунд – Al ₂ O ₃	43
3.3.3. Рутил – TiO ₂	44
3.3.4. Ильменит – FeTiO ₃	48
3.3.5. Гётит – FeO(OH).....	52
3.4. Силикаты.....	53
3.4.1. Циркон – Zr(SiO ₄).....	53
3.4.2. Силлиманит – Al ₂ SiO ₅	62
3.4.3. Кианит – Al ₂ O(SiO ₄).....	64
3.4.4. Ставролит – (Fe ²⁺ ,Mg) ₂ Al ₉ (Si,Al) ₄ O ₂₀ (O,OH) ₄	85
3.4.5. Алланит-(Ce) – CaCe(Al ₂ Fe ²⁺)[Si ₂ O ₇][SiO ₄]O(OH).....	109
3.4.6. Группа плагиоклаза – NaAlSi ₃ O ₈ – CaAl ₂ Si ₂ O ₈	112
3.4.7. Группа граната R ₂ ⁺³ R ₃ ⁺² [SiO ₄] ₃ ,.....	118
R ²⁺ – Mg, Fe, Mn, Ca; R ³⁺ – Al, Fe, Cr.....	118
3.4.8. Мусковит – KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀](OH,F) ₂	120
3.4.9. Биотит – K(Mg, Fe ²⁺) ₃ [Si ₃ AlO ₁₀](OH, F) ₂	127
3.4.10. Группа хлорита – (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆	129

3.5. Фосфаты	133
3.5.1. Группа апатита – $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	133
3.5.2. Ксенотим-(Y) – YPO_4	133
3.5.3. Монацит-(Ce) – $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$	134
4 СУБСТРАТ КАК ПИТАЮЩАЯ СРЕДА	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	149
ЛИТЕРАТУРА.....	151



Геологический институт – обособленное
подразделение Федерального государственного
бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра
"Кольский научный центр Российской академии наук"
184209 г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14
факс: (81555)-7-64-81, e-mail: geoksc@geoksc.apatity.ru



ISBN 978-5-91137-383-2



9 785911 137383 2

