

Е. В. Кориневский, В. А. Попов, В. Г. Кориневский

**МИНЕРАЛОГИЯ СТАВРОЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ
ОКРЕСТНОСТЕЙ ДЕР. КУНДРАВЫ
(ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

E. V. Korinevsky, V. A. Popov, V. G. Korinevsky

**MINERALOGY OF STAUROLITE SCHISTS
OF THE KUNDRAVI VILLAGE ENVIRONS (SOUTH URALS)**

For the first time in detail described the find and mineral composition conditions of the garnet-biotite-staurolite krystalline schists from the southern coast of Kundravi lake. These rocks appeared by metamorphism of the faunal dating sedimentary rocks of Upper Devonian. Chemical composition, Messbauer spectrum of staurolite, garnet, biotite and amphibole from the two varieties of krystalline shists are given. It was concluded there was two after Devonian episodes of metamorphism at this place.

Гранат-ставролитовые кристаллические сланцы из окрестностей дер. Кундравы геологам известны достаточно давно. С. В. Чесноковым [8] они включались в состав верхнекундравинской свиты, а в 1982 г. геологами Челябинской геологоразведочной экспедиции они были выделены в самостоятельную бутыркинскую толщу [9]. По сведениям В. В. Юрецкого, Г. П. Кузнецова, В. И. Петрова и др. [9] ставролитовые сланцы содержат прослой мраморизованных известняков, которые в разрезе на северном берегу Кундравинского озера (скв. 43) слагают около 32 % разреза толщи. Из мраморов в керне этой скважины на глубине 64.5 и 122 м М. В. Постоялко определены фораминиферы *Septabrusiina ex gr. kingirica (Reitl.)*, датирующих толщу фаменским веком. Ю. Р. Беккер [1] полагает, что гранат-ставролитовые сланцы отделяются от окружающих толщ тектоническими нарушениями, слагая самостоятельный блок.

Несмотря на то, что ставролитовые сланцы окрестностей дер. Кундравы имеются в учебных коллекциях геологических ВУЗов, сведения об их минеральном составе в литературе практически отсутствуют. Лишь в известной монографии В. В. Федькина [7] приведены данные о составе ставролита, биотита и граната из этих сланцев по образцу из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. При полевых работах 1994 г. авторами изучены обнажения ставролитовых пород на южном берегу оз. Кундравы

в промежутке между дер. Кундравы и пос. Бутырки, т. е. в стратотипе т. н. бутыркинской толщи. Большой интерес представляло выяснение взаимоотношений этих самых молодых на Урале регионально метаморфизованных ставролитовых пород с окружающими метаосадочными толщами. Требовалось также детально описать минералогию этих своеобразных пород и проанализировать их вещественный состав с целью установления Р-Т условий их формирования, а также состава их предполагаемого субстрата. Решению этих задач способствовало получение микронзондовых анализов (ЖХА-733) всех породообразующих минералов, которые обычно содержат огромное количество мелких включений минералов основной ткани, затруднявших изучение химизма метакристаллов обычными методами. Названия минералов на иллюстрациях и в таблицах приведены сокращенными: Гр — гранат, Би — биотит, Ст — ставролит, Ил — ильменит, Кв — кварц, Мус — мусковит, Амф — амфибол, Анд — андалузит, О.м. — основная масса породы.

Гранат-биотит-ставролитовые сланцы хорошо обнажены в скалистых выходах в цоколе берегового обрыва южного берега оз. Кундравы между дер. Кундравы и пос. Бутырки (т. н. ИК-11, рис. 1). Они представляют собой темно-серую породу с хорошо

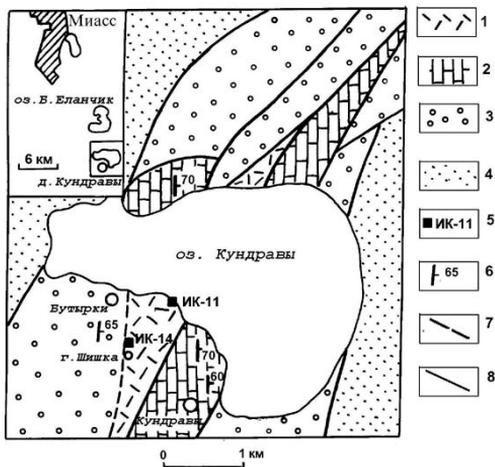


Рис. 1. Геологическая схема окрестностей дер. Кундравы (по материалам В. В. Юрецкого, В. И. Петрова, Г. П. Кузнецова [9] и авторов).

1 — гранат-ставролитовые сланцы бутыркинской толщи, 2 — мраморизированные известняки филимоновской толщи, 3 — метапесчаники и метаконгломераты кундравинской толщи, 4 — кварциты игишской толщи, 5 — места отбора проб и их номера, 6 — элементы залегания пород, 7 — литологические границы толщ, 8 — тектонические границы толщ

заметной плитчатостью, азимут падения которой 100° , угол падения $65\text{--}70^\circ$. На фоне более светлой, особенно на выветрелых поверхностях, тонкозернистой плагиоклаз-кварцевой основной массы породы хорошо заметны относительно крупные изометричные зерна розового граната, пластинки черного биотита и призматические кристаллы темного ставролита. Вдоль трещин плитчатости наблюдаются маломощные полосы обогащения биотитом, гранатом или ставролитом. Эта полосчатость становится более заметной в обнажениях на вершине и склонах г. Шишка (рис. 1, т. н. ИК-14). Здесь мощность полос обогащения составляет 2—3 см, прослеживаются они на протяжении нескольких десятков сантиметров. Какой-либо упорядоченности или ритмичной последовательности этих полос не выявлено.

Структура породы неравнозернистая порфировидная. Основная ткань слагается мелкозернистыми кварцем и олигоклазом с включениями графита и магнетита, а также мелкими чешуйками мусковита. Местами наблюдается хлорит, росший синхронно с биотитом. Графит и магнетит в основной ткани крупнее, чем во включениях в метакристах. Содержание магнетита и графита в основной ткани — 2 %, мусковита — 10 %. Метакристы представлены гранатом, ставролитом, биотитом и ильменитом. Форма метакристаллов показана на рис. 2—4 и 12.

Гранат. Слагает 3—5 % объема породы, в полосах обогащения его содержание увеличивается до 10 %. Представляет собой изометричные зерна до 3 мм в поперечнике, темно-красные в образце и бесцветные или слегка розоватые в шлифе. Форма зерен — ромбододекаэдр {110}. Повсюду вокруг зерен граната заметны кварцевые каемки без включений графита. В самих же зернах граната наблюдаются редкие пойкилитовые неориентированные включения мелкозернистого кварца, наблюдаемые главным образом в ядрах гранатовых зерен. Краевые же части зерен кварцевых включений не содержат, здесь наблюдаются включения графита, отсутствующего в центральных частях граната, что свидетельствует как об обратной кварцу последовательности растворения графита, так и о зональности граната, видимой также и по окраске гранатовых зерен: ядро — красное, периферия — лиловая. В некоторых случаях наблюдались индукционные поверхности зерен граната и биотита, что является следствием синхронного роста этих минералов (рис. 2). Микротвердость разных кристаллов граната в пределах отдельных зерен колеблется незначительно (1375—1995 кг/мм²).

Ставролит. Слагает от 11 до 18 % (в полосах обогащения) объема породы. Образует сравнительно крупные метакристаллы (3—8 мм) бурого цвета с заметным плеохроизмом от се-

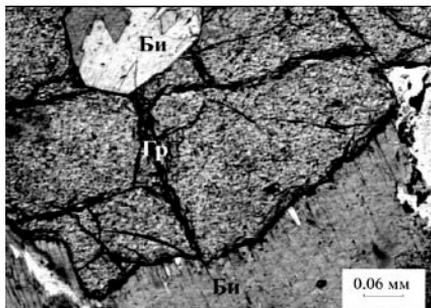


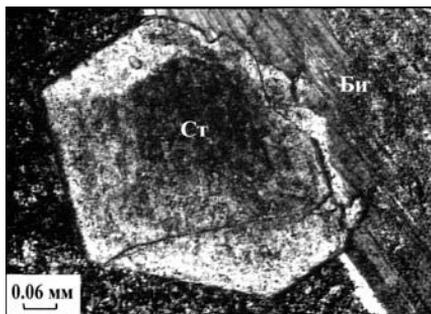
Рис. 2. Компромиссные границы зерен биотита и граната в кристаллосланце.

Шлиф, проходящий свет

рогато-коричневого по N_g до зеленовато-желтого по N_p . В скрещенных николях имеет невысокую интерференционную окраску и прямое погасание, $n_m = 1.743$. Форма зерен — удлиненно-призматическая (рис. 3), двойники отсутствуют, иногда наблюдается расщепление индивидов. Обращает на себя внимание секториальность ставролита (см. рис. 3), а также большое количество ориентированных включений мелкозернистого кварца и графита в центральных частях зерен и относительная чистота краевых частей (рис. 4). Это свидетельствует о том, что ставролит консервирует полосчатость породы и, следовательно, он начал образовываться позже графита и кварца основной ткани (рис. 5). В конце роста ставролита графит и кварц стали растворяться интенсивнее, поэтому периферия ставролитовых зерен относительно чистая. Кроме того, в процессе роста зерна ставролита испытывали вращение и растяжение, о чем говорит заполнение дворигов отслоения кварцем. На контактах с биотитом и гранатом ставролит обнаруживает индукционные поверхности с ними (см. рис. 3). Примечательно, что ставролит содержит ионы железа только в двухвалентной форме (табл. 4). Этим он резко отличается от ставролитов Кочкарского района, для которого [2] указывается очень высокое содержание Fe_2O_3 (12—14 %). Судя по приведенным кристаллохимическим формулам [2, стр. 59], в последнем случае имеет место

Рис. 3. Компромиссные границы зерен ставролита и биотита. В ставролите проявлена секториальность строения.

Шлиф, проходящий свет



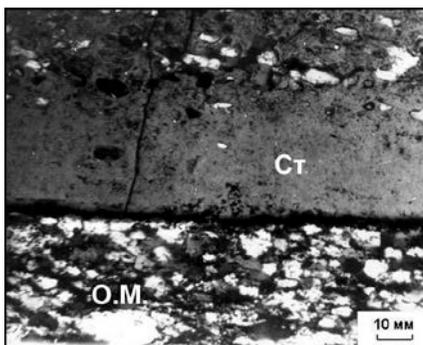
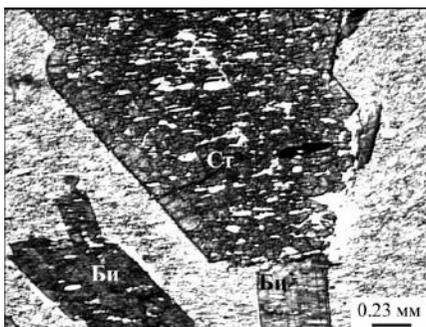


Рис. 4. Край метакристалла ставролита, лишенный включений кварца. Размеры включений примерно в 2 раза меньше размеров зерен основной массы породы.
Шлиф, проходящий свет

Рис. 5. Порфирировидная структура гранат-биотит-ставролитовых кристаллосланцев. Заметно консервирование первичной полосчатости в метакристаллах биотита и ставролита.

Шлиф, проходящий свет



некачественный анализ. Измерения микротвердости кристаллов ставролита на микротвердомере «Durimet» при нагрузке 200 г показало большой разброс значений (1100—1800 кг/мм²), как по разным зонам кристаллов, так и в пределах отдельных зон. В общих случаях твердость даже параллельных противоположных граней существенно различается.

Биотит. Содержание биотита в породе колеблется от 7 до 10 %. Биотит образует разноориентированные метакристаллы толстотаблитчатой формы коричневого цвета с выраженным плеохроизмом от темно-коричневого по N_g до зеленовато-желтого по N_p . В отдельных зернах заметна совершенная спайность по (001), $n_m = 1.645$. Метакристаллы биотита часто раздавлены, расщеплены, растащены, часть биотита фиксирует (наследует) трещины разрыва, при этом в двориках отрыва развивается параллельно-шестоватый агрегат кварца (рис. 6). При кристаллизации биотита графит растворялся с разной скоростью, о чем свидетельствует его отсутствие в периферийных частях и его наличие в центральных частях зерен. Биотит имеет компромиссные границы с грана-

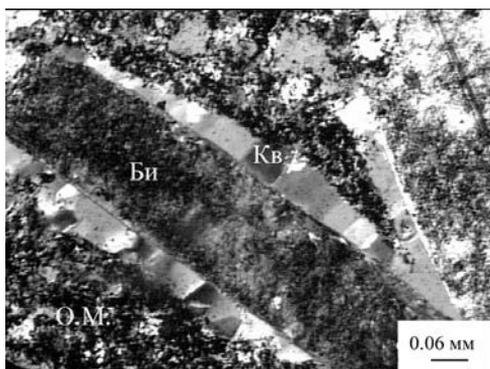


Рис. 6. Мелкозернистый параллельношестоватый кварцевый агрегат второго рода в трещинах отрыва вдоль границ метакристаллов биотита.

Шлиф, проходящий свет

(см. рис. 2) и частично со ставролитом (см. рис. 5), что говорит о том, что биотит продолжал расти и после окончания роста ставролита.

Ильменит. Образует сравнительно мелкие таблитчатые, развальцованные, иногда изогнутые, а в ряде случаев будинированные зерна с четкой ориентировкой, совпадающей с общей полосчатостью породы. У некоторых зерен, находящихся среди мелкозернистой массы основной ткани видны кварцевые венчики. В ряде случаев наблюдается захват изломанных пластинок ильменита зернами ставролита, биотита и граната, при этом ильменит сохраняет свою ориентировку относительно направления общей полосчатости. Кварцевые каемки образуются при пластической деформации породы в двориках отрыва. Все это говорит о том, что ильменит образовался раньше биотита, граната и ставролита, но несколько позже минералов основной ткани. По составу ильменит является низкомарганцовистым и низкомагниевым (MnO 0.31 %, MgO 0.57 %).

Кроме вышеописанных минералов в шлифах наблюдаются: ранний мелкий мусковит; редкий поздний мусковит, образующий синтаксические сростки с биотитом, что является признаком их синхронности; турмалин — мелкий, призматический, плеохроирует в желто-зеленых тонах; андалузит — мелкие призматические кристаллы (рис. 7); хлорит — мелкие таблитчатые зеленые кристаллы, $n_m = 1.635$ — прохлорит (диабантит); редкие мелкие кристаллики циркона.

Гранат-биотит-ставролитовые сланцы слагают основную часть разреза метаморфических сланцев окрестностей дер. Кундравы, однако в верхней части разреза — у вершины горы Шишка (рис. 1, т. н. ИК-14) нами обнаружены глыбы гранат-биотит-амфиболовых сланцев, залегающих в непосредственном окружении ставролитовых сланцев. Эти образования представляют собой полосчатую меланократовую породу с полосами, обогащенными крупными разноориентированными кристаллами амфибола

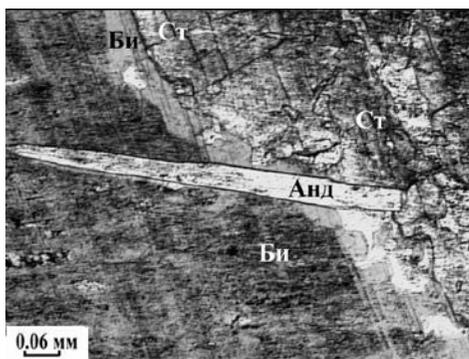


Рис. 7. Призматический индивид андалузита с компромиссной поверхностью, пересекающий границу метакристаллов ставролита и биотита.

Шлиф, проходящий свет

длиною до 20—30 мм. Полосы отличаются

друг от друга по количеству амфибола (вплоть до моноамфиболовых) и величине его индивидов.

Структура породы порфириовидно-неравномернозернистая, однако основная ткань слагается более крупнозернистой массой, чем в ставролитовых сланцах. Наряду с кварцем более заметным становится слюдястый компонент, полностью исчезает графит. Ориентировка зерен основной ткани наблюдается лишь локально и заметна, главным образом за счет непрозрачных минералов. Метакристаллы сложены гранатом (8 %), амфиболом (41 %) и биотитом (6 %). Среди амфиболитизированных метапесчаников на северном склоне г. Шишка встречены короткие линзовидные прослои (0.2×1.0 м) серых плитчатых среднезернистых известково-карбонатных пород.

Гранат. Идиоморфен по отношению к амфиболу. Форма зерен — ромбододекаэдр $\{110\}$. Внутри зерен граната, в их центральных частях наблюдаются пойкилитовые включения кварца и магнетита. Окраска зерен также свидетельствует об их зональности: середина — красная, периферия — фиолетовая. Гранат вырос до амфибола. Примечательна относительно низкая микротвердость граната ($710\text{—}1181$ кг/мм²) по сравнению с таковой у гранатов из гранат-ставролитовых сланцев ($1300\text{—}1905$ кг/мм²). По составу гранат отвечает алмадину с высокой железистостью (около 90 %) и большим содержанием гроссулярового компонента (около 19.7 %). Все железо в минерале является двухвалентным.

Амфибол. Кристаллы по форме очень необычны (рис. 8) — уплощены по $\{100\}$ и вытянуты по оси $[001]$, идиоморфны по отношению к кварцу. Судя по строению пойкилитовых вростков, амфибол развивался по кварцевой массе. В некоторых зернах наблюдались двойники по (100) , $cN_g = 20^\circ$. Плеохроизм: по N_g — зеленый, по N_m — голубовато-зеленый, по N_p — зеленовато-желтоватый, $n_m = 1.665$. В трещинах в зернах амфи-

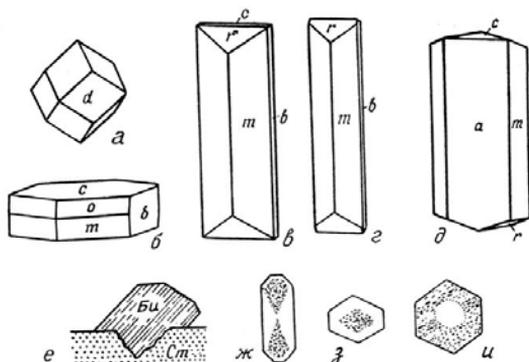


Рис. 8. Морфологические характеристики минералов метаморфических пород горы Шишка:

а — гранат {110}, б — форма метакристаллов биотита, в—г — форма метакристаллов ставролита, д — форма метакристаллов амфибола, е — частично одновременный рост биотита со ставролитом, ж—з — секториальное и зональное распределение реликтовых включений в ставролите, и — зональное распределение реликтов полосчатых кварцитов в гранате

бола встречается хлорит. По химическому составу этот амфибол отвечает феррочермакиту.

Биотит. Представлен довольно крупными индивидами (до 5 мм). Однако его меньше, чем граната и амфибола. Идиоморфен по отношению к кварцу. Кварц также присутствует в самих зернах биотита в виде редких пойкилитовых включений. Биотит имеет индукционные поверхности одновременного роста с амфиболом.

Ильменит имеет пластинчатый габитус, распределен равномерно по всей породе. Он присутствует как в основной ткани, так и в метакристаллах граната, амфибола и биотита. Содержания MnO и MgO в ильмените низкие (соответственно, 0,99 и 0,53 вес. %).

Магнетит образует мелкие вrostки в гранате и кварце. Содержание его в породе — около 0,5 %.

Основная ткань сложена главным образом мелкозернистым кварцем, но среди кварцевой массы можно наблюдать еще несколько минералов, зерна которых отличаются небольшими размерами. Среди них отметим корунд, плагиоклаз (андезин), рутил, титанит и кианит.

При изучении обнажений метаморфических сланцев в районе горы Шишка (т. н. ИК-14) на ее западном склоне, в непосредственной близости от ставролитовых сланцев нами были обнаружены выходы метаконгломератов и метапесчаников кундравинской толщи. При детальном изучении этих пород выяснилось, что

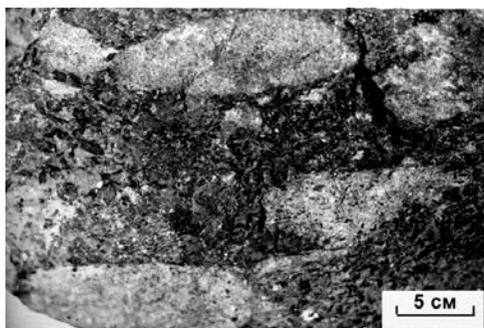


Рис. 9. Мета-кристаллы граната и ставролита (темные) в метаконгломератах кундравинской толщи.

Фото образца породы

для них характерно все то минералообразование, что было

описано выше для гранат-биотит-ставролитовых сланцев. Оно частично прошло даже в кварцевых гальках метаконгломератов, где были обнаружены гранат, биотит, ставролит и магнетит (рис. 9). Примечательно то, что метакристаллы ставролита в этих породах точно так же консервируют общую полосчатость, образованную мелкозернистым кварцем как и в Гр-Би-Ст сланцах, а общее направление этих двух полосчатостей примерно совпадают. Проведенные химические анализы гранатов и ставролитов из метаосадочных пород показали их идентичность с этими же минералами из Гр-Би-Ст сланцев. Все вышеизложенное, а также отсутствие каких-либо резких границ между этими двумя толщами позволяет предположить, вопреки мнению Ю. Р. Беккера [1], что песчаники и конгломераты кундравинской толщи послужили субстратом для последующего развития Гр-Би-Ст сланцев бутыркинской толщи, вследствие чего сама бутыркинская толща является метасоматически измененной частью разреза кундравинской толщи.

Для определения термобарометрических параметров условий образования метаморфических сланцев окрестностей дер. Кундравы нами был проанализирован химический состав двух главных парагенетических типов этих пород: Гр-Би-Ст сланцев (ИК-11) и Гр-Би-Амф сланцев (ИК-14), а также их главных породообразующих минералов: гранатов, биотитов, ставролитов, амфиболов и ильменитов. Результаты анализов представлены в таблицах 1—4. Нужно заметить, что при корреляции химизма основных минеральных парагенезисов этих пород можно выделить еще один переходный тип — Гр-Би-Ст полосчатые сланцы, которые являются вмещающими для амфиболовых сланцев, однако для этого необходимы дополнительные исследования. Пока что можно сделать лишь следующие краткие обобщения.

Фактически исходными породами этой части разреза были кварциты с небольшой примесью графита, магнетита и мусковита

Таблица 1

**Химический состав (мас. %) метаморфических сланцев
окрестностей дер. Кундравы**

Компоненты	Гр-Би-Ст сланцы (ИК-11)	Гр-Би-Амф сланцы (ИК-4)
SiO ₂	57.23	55.30
TiO ₂	1.12	0.72
Al ₂ O ₃	22.00	16.52
Fe ₂ O ₃	4.65	3.47
FeO	4.15	5.75
MnO	0.09	0.27
MgO	3.11	3.40
CaO	1.27	11.54
Na ₂ O	1.57	0.44
K ₂ O	2.19	0.20
H ₂ O	0.09	0.08
H ₂ O ⁺	1.72	1.84
P ₂ O ₅	0.20	0.43
Сумма	99.39	99.76
CO ₂	<0.10	<0.10

Примечание: Аналитик Н. М. Пастухова, химлаборатория ИМин УрО РАН.

Таблица 2

**Химический состав (мас. %) породобразующих минералов
метаморфических сланцев окрестностей дер. Кундравы**

Комп.	Гр-Би-Ст сланцы (проба ИК-11)				Гр-Би-Амф сланцы (проба ИК-14)			
	Гр		Ст	Би	Гр		Амф	Би
	центр	край			центр	край		
SiO ₂	37.01	37.25	26.48	37.19	37.26	37.24	42.32	37.34
TiO ₂	0.06	0.05	0.48	1.45	0.09	0.09	1.01	1.50
Al ₂ O ₃	20.85	21.00	54.04	19.04	20.87	21.10	17.08	19.58
Fe ₂ O ₃	-	-	-	2.19	-	-	2.53	4.06
FeO	30.39	32.73	13.54	15.03	30.45	29.29	14.10	12.91
MnO	4.76	2.24	0.04	0.06	2.16	2.36	0.25	0.06
MgO	1.50	2.53	2.10	10.58	1.70	2.04	7.51	11.37
CaO	4.92	3.97	-	0.05	6.84	6.76	11.31	0.01
Na ₂ O	0.16	0.12	0.08	0.42	0.16	0.15	1.21	0.38
K ₂ O	0.03	0.02	0.03	9.27	-	0.04	0.25	9.46
F	-	-	0.04	0.01	-	-	0.01	0.04
Сумма	99.68	100.15	96.83	95.29	99.53	99.07	96.21	96.71

Примечание: Анализы выполнены на микрозонде Jeol Superprobe-733 в ИМин УрО РАН при U=20 kV, I=25 mA. Аналитик Е. И. Чурин. Значения Fe₂O₃ подсчитаны по данным мессбауэровского спектра. Проверк — значения меньше чувствительности определения.

Таблица 3

**Кристаллохимические коэффициенты, компонентный состав
и вычисленные параметры минералов из метаморфических сланцев
окрестностей дер. Кундравы (по данным табл. 2)**

Компоненты	Гр-Би-Ст сланцы (проба ИК-11)				Гр-Би-Амф сланцы (проба ИК-14-2)			
	Гр		Ст	Би	Гр		Амф	Би
	Центр	Край			Центр	Край		
Si	3.00	3.00	3.77	2.86	3.00	3.00	6.30	2.83
Ti	-	-	0.05	0.09	0.01	0.01	0.12	0.09
Al	1.99	1.99			1.98	2.00		
Al ^{IV}			0.23	1.14			1.70	1.14
Al ^{VI}			8.85	0.59			1.13	0.59
Cr				0.13			0.30	0.23
Fe ³⁺				0.97	2.05	1.97	1.75	0.82
Fe ²⁺	2.06	2.20	1.61					
Mn	0.33	0.15	-	-	0.15	0.16	0.03	-
Mg	0.18	0.30	0.44	1.22	0.20	0.25	1.67	1.22
Ca	0.43	0.34	-	-	0.59	0.58	1.81	-
Na	0.03	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.34	0.05
K	-	-	-	0.91	-	-	0.04	0.92
Пироп	6.0	10.1			6.8	8.3		
Альмандин	68.8	73.4			68.5	66.6		
Спессартин	10.9	5.1			4.9	5.4		
Гроссуляр	14.3	11.4			19.7	19.7		
N выч.	1.806	1.806			1.802	1.800		
a ₀ выч.	11.579	11.561			11.590	11.590		
Железистость	91.92	87.89	0.79	0.47	90.95	88.96	0.55	0.46
Магнезиальн.	0.07	0.11	0.11	0.53	0.08	0.10	0.44	0.54

Примечание: Кристаллохимические пересчеты произведены для граната — по 12 атомам кислорода, для ставролита — по 15 катионам, для биотита — по 7 катионам, для амфибола — по 13 катионам.

(парагонита?). В процессе метасоматоза, прошедшего вдоль трещин кливажа в кварцитах, при продолжающихся пластических деформациях, возникли метакристаллы сначала ильменита, а затем — ставролита, граната и биотита (с андалузитом, турмалином, цирконом). При этом породы сильно обогатились глиноземом, а также магнием, калием, титаном, водой (?). В амфиболитовых сланцах произошло существенное увеличение кальция (может быть, благодаря их контактам с известняками). На классификационной тройной диаграмме Н. П. Семененко [3] ставролитовые сланцы находятся в правой нижней части поля подгруппы собственно алюмосиликатных пород (A = 62 %; C = 4 %; FM = 34 %), а амфиболитовые сланцы попадают на границу подгрупп щелочноземельно-алюмосиликатных и из-

Параметры мессбауэровского спектра минералов из гранат-ставролитовых кристаллосланцев окрестностей дер. Кундравы

	Структурная позиция ионов Fe	Изомерный сдвиг (мм/с)	Квадрупольное расщепление (мм/с)	Ширина (мм/с)	Относительное содержание (%)
1	Fe ²⁺	1.29	3.50	0.34	100.0
2	Fe ²⁺	1.35	3.50	0.33	100.0
3	Fe ²⁺ (тетр.)	0.98	2.32	0.39	60.2
	Fe ²⁺ (окт.)	1.00	1.32	0.72	39.8
	Fe ²⁺ (M2)	1.30	1.27	0.68	71.5
4	Fe ²⁺ (M1)	1.27	1.06	0.68	16.9
	Fe ³⁺	0.75	0.29	1.24	11.6
	Fe ²⁺ (M2)	1.31	1.28	0.66	57.4
5	Fe ²⁺ (M1)	1.27	1.09	0.66	20.5
	Fe ³⁺	0.76	0.40	1.03	22.1
	Fe ²⁺ (M1)	1.28	1.35	0.78	51.2
6	Fe ²⁺ (M3)	1.21	1.17	0.78	14.3
	Fe ²⁺ (M2)	1.18	0.90	0.78	20.6
	Fe ³⁺ (M2)	0.72	0.18	0.67	13.9

Примечание: 1 — гранат (проба ИК-11-1), 2 — гранат (проба ИК-11-2), 3 — ставролит (проба ИК-11-1), 4 — биотит (проба ИК-11-1), 5 — биотит (проба ИК-14-2), 6 — феррочермакит (проба ИК-14-2).

Мессбауэровские спектры минералов получены А. Б. Мироновым (ИМин УрО РАН) на спектрометре МС-2201 с источником излучения Co⁵⁷ в матрице Rh (естественная ширина линии 0.26 мм/с). Спектрометр откалиброван по стандартному образцу нитропруссид Na. Параметры спектра определены с помощью программы MOSREF.

вестково-алюмосиликатных пород (А = 41 %; С = 29 %; FM = 30 %). На диаграмме Н. де ля Роша и Рубо [3], разделяющей орто- и парапороды, точки составов ставролитовых и амфиболитовых сланцев попадают в сектор осадочных пород в поле известняков, кварцитов и глинистых сланцев, однако амфиболитовые сланцы более близки к глинистым породам, чем ставролитовые, при этом Na > K.

Гранаты из обоих парагенезисов принадлежат к пироп-альмандиновому ряду, микронзондовые исследования их состава подтвердили зональное строение метакристаллов гранатов. Центральные части зерен оказались более марганцовистыми и железистыми и менее магниальными по сравнению с их краевыми частями. В то же время в составе гранатов из амфиболовых сланцев значительно возрастает доля Са-компонента (табл. 3). Вынесенные на сводную диаграмму Н. В. Соболева, точки компонент-



Рис. 10. Положение точек компонентного состава гранатов из метаморфических сланцев окрестностей дер. Кундравы на сводной диаграмме Н. В. Соболева.

1, 2 — Гр-Би-Ст сланцы (ИК-11); 3, 4 — Гр-Би-Амф сланцы (ИК-14).

Фации: I — эклогитовая, II — гранулитовая (вместе с фациями кианитовых гнейсов и сланцев), III — амфиболитовая, IV — эпидот-амфиболитовая

ного состава гранатов попали в поле эпидот-амфиболитовой и роговиковой фации метаморфизма (рис. 10).

Состав биотитов в метаморфических сланцах приближается к истонит-сидерофиллитовому ряду с колебанием железистости от 45.06 % в амфиболитовых сланцах до 46.64 % в ставролитовых сланцах. Соотношение Ti и суммарного Al характерны для ставролит-биотитовых парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации (см. табл. 3).

При мессбауэровской спектроскопии ставролитов выяснилось, что железо присутствует в нем в основном в закисной форме, поэтому при расчете кристаллохимической формулы ставролита (см. табл. 3) все железо принималось за двухвалентное, однако в некоторых мессбауэровских спектрах ставролита из Гр-Би-Ст полосчатых сланцев наблюдалось симметричное расщепление дублетов, которое может быть объяснено увеличением роли ионов Fe^{3+} (табл. 4). Возможно, эта разновидность ставролитов (табл. 5) совместно с амфиболом отражает второй этап метаморфических преобразований кристаллических сланцев.

**Дифрактограмма ставролита из гранат-биотит-ставролитовых
сланцев (проба ИК-11-1)**

d, Å	I	hkl	d, Å	I	hkl
8.25	23	020	2.695	100	151
7.05	24	110	2.586	11	310
4.13	33	040	2.543	33	241
392	9	200	2.397	78	330
3.52	29	220	2.356	70	311
3.06	16	150	2.268	16	260
3.00	92	221	1.957	100	400
2.850	19	240	1.745	12	281
2.823	15	002	1.612	42	402
2.764	41	060	1.514	49	530

Примечание: Дифрактометр ДРОН-2.0, Cu K α -излучение с монохроматором, скорость — 1°/мин, внутренний стандарт — Ge. Аналитик Т. М. Рябухина (ИМин УрО РАН).

Параметры элементарной ячейки (псевдоромбическая): $a_0 = 7.86 \text{ \AA}$, $b_0 = 16.60 \text{ \AA}$, $c_0 = 5.64 \text{ \AA}$, $V = 736.59 \text{ \AA}^3$.

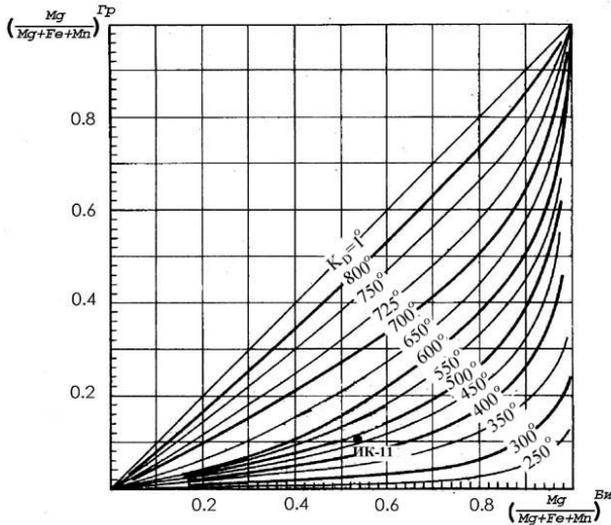


Рис. 11. Положение точки составов Би и Гр из Гр-Би-Ст сланцев на диаграмме фазового равновесия (гранат-биотитовый геотермометр) Л. Л. Перчука [5].

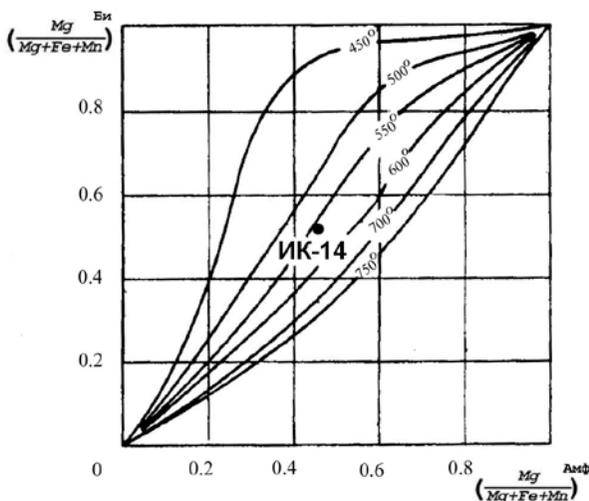


Рис. 12. Положение составов сосуществующих Би и Амф из Гр-Би-Амф сланцев на диаграмме фазового равновесия (биотит-амфиболовый геотермометр) Л. Л. Перчука [5].

Состав амфибола близок к феррочермакиту, а соотношение Al^{IV} и Al^{VI} на диаграмме В. В. Закруткина указывает на принадлежность Гр-Би-Амф сланцев к амфиболитовой фации [4].

Для определения температуры равновесий Гр-Би-Ст парагенезиса были использованы три геотермометра Л. Л. Перчука [5]: гранат-биотитовый, гранат-ставролитовый и ставролит-биотитовый, по которым были определены соответственно следующие значения температур: 470 °С, 475 °С и 480 °С (рис. 11). При этом коэффициенты магнезиальности граната $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ и $dX_{Mg} = X_{Mg}/(1-X_{Mg})$ брались только для периферийных частей гранатовых зерен. Для определения температуры равновесия Гр-Би-Амф парагенезиса использовался биотит-амфиболовый геотермометр, показавший температуру 560 °С (рис. 12). Применение гранатовых геотермометров для этого парагенезиса было бы некорректным из-за несинхронности граната.

Для оценки давления можно использовать биотит-гранатовый термометр-барометр Л. Л. Перчука [5]. Для парагенезиса Ст+Гр+Би+Мус+ Al_2SiO_5 +Кв при температуре 470 °С оно будет сравнительно низким — порядка 4.5 кбар.

Заключение

Основываясь на всех вышеприведенных данных, может быть предложена следующая схема образования метаморфиче-

ских кристаллосланцев окрестностей дер. Кундравы. Субстратом для гранат-биотит-ставролитовых сланцев послужили метаосадочные породы (кварцевые(?) песчаники, гравелиты и конгломераты) кундравинской толщи. Это редкий для Урала случай непосредственного перехода слабоизмененных толщ в более метаморфизованные. Учитывая верхнедевонский возраст кундравинской толщи, первая стадия метаморфизма (метасоматоза) началась в послевеерхнедевонское время и носила региональный характер. Быть может, она была синхронна с внедрением молодых гранитных массивов — Кисегачского и Чебаркульского. Этот метаморфизм протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации и характеризовался температурами порядка 470 °С и давлением 3.3—4.5 кбар. При этом изначально магнетит-графитистый плагиоклаз-кварцевый субстрат испытал биотит-гранат-ставролитовый метасоматоз в щелочной среде, судя по форме кристаллов минералов [6] (см. рис. 8), с наложением синхронных и последующих реологических явлений, которые в свою очередь могли быть обусловлены интенсивными тектоническими процессами, сопряженными с внедрением гранитных массивов. Примечательно, что ранее к подобным выводам пришли В. В. Болтыров, А. М. Пыстин и В. Н. Огородников в отношении регионального метаморфизма ставролитсодержащих пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива [2].

Вторая стадия метаморфизма (метасоматоза) проявилась более локально и характеризовалась более высокими температурами (560 °С) и давлениями амфиболитовой фации. Можно предположить, что при этом ставролит замещался амфиболом, графит полностью растворился, а остальные минералы метакристов ставролитовых сланцев, а также основной ткани, претерпели полную или частичную (гранат) перекристаллизацию, которая проходила в более спокойных условиях, т.к. масштабных реологических явлений в амфиболитовых сланцах не установлено. Возможно, что та часть разреза ставролитовых сланцев, которая не подверглась амфибол-биотитовому метасоматозу, но находилась в непосредственной близости от зоны его проявления, также претерпела некоторые изменения, проявившиеся в образовании полос обогащения каким-либо порообразующим минералом.

Поскольку речь идет не об изохимическом метаморфизме, то применимость геотермометров здесь дискуссионна. Нет также и непосредственных данных о последовательности образования Би-Гр-Ст сланцев и амфиболитовых пород, которые несомненно развивались по кварцевым песчаникам и конгломератам. Тем не менее предложенная схема образования изученных пород пред-

ставляется нам наиболее вероятной. По-видимому, весьма важными являются находки в этих породах новообразованных корунда, кианита, андалузита и рутила.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65446).

Литература

1. *Беккер Ю. Р.* О границе протерозоя и палеозоя в Ильменских горах // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 21-23.
2. *Болтыров В. Б., Пыстин А. М., Огородников В. Н.* Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Труды Свердловского горного института. Вып. 91. Свердловск: СГИ. 1973. С. 53—66.
3. *Ефимова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
4. *Закруткин В. В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всес. Минерал. об-ва. Ч. 97. Вып. 1. 1969. С. 13—23.
5. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
6. *Попов В. А.* Практическая кристалломорфология. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 190 с.
7. *Федькин В. В.* Ставролит. М.: Наука, 1975. 273 с.
8. *Чесноков С. В.* Проблема ильменогорских гнейсов // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Т. 1. Метаморфические толщи. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 33—60.
9. *Юрецкий В. Н., Петров В. И., Кузнецов Г. П. и др.* Отчет Ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1:50000 Ильменогорской площади... за 1976—1982 годы (в 10 томах). Т. 1 (текст отчета). 280 с. Челябинск, 1982 г. Геолфонды ЧКГЭ, УТГУ, Ильменского заповедника.