

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОРОД СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Восточно-Уральское поднятие сложено в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно рифейско-вендского возраста. С запада оно отделяется от Сухтелинского синклинория субмеридиональным глубинным разломом, к которому приурочены небольшие массивы и тела ультрамафитов и гранитоидов (рис. 1). Стратиграфическая основа, принятая в данной работе, составлена с учетом данных, полученных нами в последнее десятилетие и большим коллективом геологов Челябинской геологоразведочной экспедиции [Муркин и др., 1989ф; Моисеев и др., 2002ф].

В разрезе центральной части Кочкарского антиклинория выделяется шесть толщ (снизу вверх): еремкинская гнейсосланцевая (RF_{1-2}), кучинская карбонатная (RF_2), благодатская обломочная (RF_{2-3}), светлинская сланцевая (FR_3), александровская вулканогенно-осадочная (V), кукушкинская (O_{1-2}), карбонатная (C_{1v-n}) (рис. 1), из которых благодатская и карбонатная толщи развиты весьма локально и далее рассматриваться не будут.

Еремкинская толща является самой древней в разрезе рассматриваемой территории и слагает крылья Санарской, Еремкинской, Борисовской и Варламовской брахиантиклинальных куполовидных структур, встречаясь в виде реликтов и «останцов» внутри последних. Образования еремкинской толщи развиты также в пределах муранкинского тектонического блока. Мощность толщи более 1500 м.

Толща имеет двучленное строение. Нижняя ее часть сложена преимущественно метатерригенными кристаллическими сланцами, иногда мигматизированными. Среди кристаллических сланцев отмечаются редкие прослои серых, темно-серых графитистых кварцитов и мраморов. Кроме того, в составе нижней части толщи известны биотитовые гнейсы. Верхняя часть толщи сложена главным образом амфиболовыми плагиосланцами.

Для всех пород толщи характерны слоистосланцеватая текстура и бластическая структура. Состав кристаллических сланцев определяется соотношением главных породообразующих минералов: биотита, плагиоклаза, ставролита, граната, кварца, обыкновенной роговой обманки, силлиманита, мусковита, иногда диопсида, карбоната, кианита, кордиерита и микроклина. Акцессорные минералы представлены обычно апатитом, ильменитом, маг-

нетитом, рутилом, сфеном, турмалином, цирконом. Наибольшим развитием пользуются первые три из них.

Радиологические исследования цирконов из кристаллических сланцев и гнейсов еремкинской толщи, проведенные ионно-изотопным методом в ИГГД АН СССР (данные Б.К. Львова, аналитик С.Н. Павлов), показали, что значения «древнего» этапа метаморфизма колеблются в пределах 1328–1350 млн лет. По своему составу, степени проявления метаморфизма, минералого-петрографическим особенностям еремкинская толща может быть сопоставлена с рифейской аракульской толщей Сысертско-Ильменогорского антиклинория [Парначев и др., 1986]. На основании вышеизложенного возраст отложений еремкинской толщи принимается как позднепротерозойский, хотя не исключается и более древний ее возраст [Сначёв и др., 1990].

Кучинская толща слагает Благодатскую, Светлинскую, Кучинско-Чуксинскую и Воронинско-Котликскую грабен-синклинальные структуры (рис. 1). В составе ее главная роль принадлежит мраморам. В небольшом количестве отмечаются плагиосланцы. Контакты толщи тектонические, резкие, с зонами срывов и гидротермальной низкотемпературной проработки. В приконтактных зонах фрагментами проявляется «теневая» складчатость, фиксируемая «обрывками» смятых кварцевых жил. Мощность толщи около 700 м.

Мраморы слагают довольно мощные однородные пачки белых, светло-серых, желтоватых, голубоватых разностей, преимущественно кальцитового состава, средне-крупнозернистой структуры. Участками они окварцованы (содержание кремнезема достигает 27,80%). Среди мраморов довольно часто встречаются графитовидные разновидности. Подчиненное значение имеют доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые мраморы — продукты магнезиального метасоматоза.

Чрезвычайно характерной особенностью карбонатных пород кучинской толщи является полное отсутствие фаунистических остатков и наличие в них рубиновой минерализации.

Структурно-стратиграфическое положение, условия образования пород, особенности тектоники, геохимии и метаморфизма отложений кучинской толщи, наличие рубиновой минерализации, а также результаты специализированных геологических ис-

следований позволяют прийти к заключению о древнем (рифейском) возрасте кучинской толщи.

Светлинская толща развита на западном и восточном флангах Кочкарского метаморфического комплекса. Стратотипический разрез толщи вскрыт буровыми работами в районе пос. Светлый, где она залегает на мраморах кучинской толщи с некоторым угловым и азимутальным несогласием. Контакт тектонический, надвигового характера. В зоне контакта установлены брекчии и милониты. Мощность толщи колеблется в широких пределах — от 250 до 1000 м.

В разрезе толщи выделяются две пачки пород. Нижняя, терригенно-карбонатная, пачка сложена метапесчаниками, которые постепенно сменяются карбонат-биотитовыми, карбонат-амфиболовыми плагиосланцами бластоалевролитовой и бластопсаммитовой структуры, чередующиеся с прослоями мраморов. Кроме того, в составе пачки присутствуют прослои серых и темно-серых графитистых силицитов, двуслюдяных и мусковитовых плагиосланцев.

Верхняя, терригенная, пачка представлена преимущественно биотитовыми, карбонат-биотитовыми плагиосланцами бластопелитовыми, бластоалевролитовыми и бластопсаммитовыми, и развивающимися по ним биотит-кварц-серицитовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Среди сланцев отмечаются линзы кварцитовидных метапесчаников. Следует подчеркнуть присутствие на различных стратиграфических уровнях верхней пачки светлинской толщи серии пластовых линзовидных тел метагаббро-диабазов и метадиабазов.

Первичная осадочная природа отложений светлинской толщи устанавливается уже при полевых исследованиях их литологических признаков. Для всей толщи характерно ярко выраженное слоистое строение, тонкое многократное чередование пород различного состава. Об осадочной природе отложений светлинской толщи свидетельствуют также реликты псаммитовых, алевритовых и пелитовых структур, окатанные зерна турмалина, иногда образующие слои, обогащенные последним.

В светлинской толще установлены докембрийские микрофоссилии *Protosphaeridium Laccatum* Tim., *Protosphaeridium rigidulum* Tim. (определения В.Г. Кузнецовой, ПГО «Запсибгеология»), позволяющие предполагать рифейско-вендский возраст отложений, слагающих толщу [Сначёв и др., 1990].

Александровская толща прослеживается в западной части площади в зоне сочленения Кочкарского антиклинория с Сухтелинским синклинием, слагая Александровскую зону смятий. Суммарная мощность отложений толщи более 1500 м.

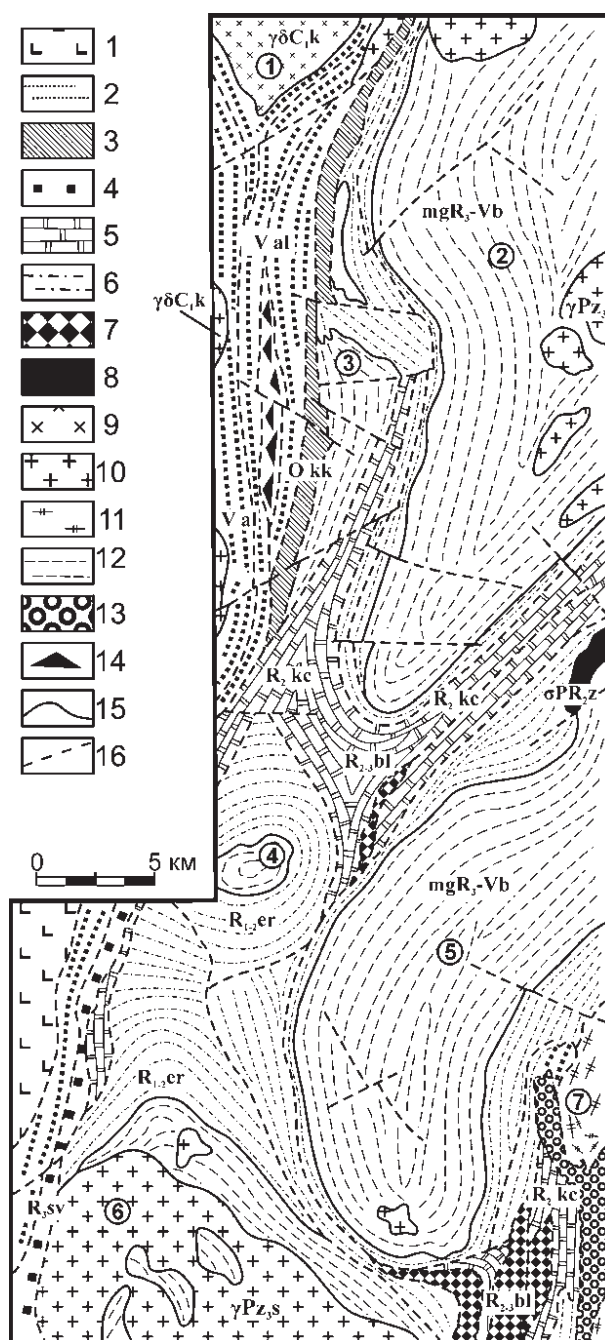


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кочкарской площади. Составлена В.П. Муркиным и др. [1989ф]

Условные обозначения: 1 — осадочно-вулканогенные образования Сухтелинского синклиория; 2 — венд, александровская толща; 3 — венд — ордовик, кукушкинская толща; 4 — верхний рифей, светлинская толща; 5 — средний рифей, кучинская толща; 6 — протерозой, еремкинская толща; 7 — образования благодатской толщи (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 — метаультрамафиты; 9 — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 10 — граниты; 11 — плагиомигматиты; 12 — мигматиты гранитные; 13 — карбонатный меланж; 14 — катаклазит, тектониты нерасчлененные; 15 — стратиграфические и интрузивные границы; 16 — тектонические нарушения. **Цифры в кружочках — гранитные массивы:** 1 — Ключевской; 2 — Варламовский; 3 — Котликский; 4 — Еремкинский; 5 — Борисовский; 6 — Санарский; 7 — Пластовский (Андреевский)

В составе александровской толщи принимают участие регионально метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. В разрезе толщи преобладают биотитовые, серицит-биотитовые, хлоритовые, биотит-актинолитовые, хлорит-актинолитовые сланцы, обычно тонко переслаивающиеся с графитистыми и слюдисто-графитистыми кварцитами. Количество и мощность последних увеличиваются вверх по разрезу. В нижней части толщи встречаются прослои карбонатсодержащих сланцев и мрамора.

Отличительная особенность графитистых кварцитов александровской толщи — их повышенная фосфатонность, обусловленная наличием обломковидных и округлых включений метаморфизованных графитистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 в породах достигает 1,97%.

Анализ имеющегося минералого-петрографического и петрохимического материала по метавулканикам александровской толщи позволяет отнести их к континентальным рифтовым образованиям [Иванов, 1979; Континентальные..., 1981], завершающим, по-видимому, вендский тектоно-магматический цикл. Вендский возраст пород, слагающих александровскую толщу, определяется стратиграфическим положением вмещающих их отложений в общем разрезе древних толщ Кочкарского антиклинория, а также находками в нижней части толщи фрагментов сильно измененных предположительно позднепротерозойских микрофоссилий *Protochaeridium* sp., *Leiosphaeridium* sp., cf. *Leiosphaeridia nordia*, cf. *Arctacellularia* sp., *Leiosphaeridia* sp., cf. *Baltisphaeridium* sp. (определения О.Я. Долговой, ПГО «Уралгеология») [Сначёв и др., 1990].

Кукушкинская толща имеет малую площадь распространения, протягиваясь в виде узкой полосы в северо-западной части рассматриваемой территории, и представлена в основном терригенными отложениями. Нижние горизонты кукушкинской толщи на разных участках ее развития расположены на различных стратиграфических уровнях. Так, например, в северной части площади ее подстилает еремкинская толща, ближе к центру она перекрывает мигматиты борисовского комплекса и мрамора кучинской толщи. В зоне контакта часто отмечаются милониты и ультрамилониты. С александровской толщей контакты повсеместно тектонические. Суммарная мощность ее равна 500–700 м.

В сложении кукушкинской толщи участвуют метагравелиты, метапесчаники, метаалевропесчаники, метаалевролиты и метапелиты. В верхней части толщи местами встречаются мрамора.

В целом разрез толщи характеризуется тонким переслаиванием терригенных разностей. Метагравелиты встречаются преимущественно в нижней

части разреза, метапелиты преобладают в верхней части.

В качестве вероятных источников сноса при формировании отложений кукушкинской толщи могут рассматриваться мигматиты борисовского комплекса и метаморфические образования еремкинской толщи [Сначёв и др., 1989; Сначёв, Муркин, 1989].

Структурно-стратиграфическое положение, особенности тектоники, сравнительный анализ с терригенными образованиями западного склона Южного Урала [Романов, 1973], а также находки микрофоссилий *Protosphaeridium* sp., *Leiosphaeridium* sp., cf. *Leiosphaeridia nordia*, cf. *Arctacellularia* sp., *Leiosphaeridia* sp., cf. *Baltisphaeridium* sp. (определения О.Я. Долговой, ПГО «Уралгеология») [Сначёв и др., 1990] позволяют предполагать вендский, а возможно, вендско-раннепалеозойский возраст отложений, слагающих толщу.

Проблема формирования пород сланцевого комплекса Кочкарской площади неоднократно рассматривалась в трудах ряда исследователей [Львов, 1965; Болтыров и др., 1973; Кейльман и др., 1973]. Однако в связи с проведением здесь в последнее время геолого-съёмочных работ появилась необходимость вернуться к этому вопросу вновь.

Кочкарский метаморфический комплекс сложен в разной степени метаморфизованными породами. Наибольшие преобразования испытали породы, обрамляющие массивы, которые в свою очередь фиксируют собой центральные части гранито-гнейсовых куполов. Именно здесь мы видим наиболее полный набор высокотемпературных минералов: гранат, ставролит, биотит, силлиманит, кордиерит, жедрит. С удалением от гранитоидных тел высокотемпературные парагенезисы уступают место средне- и низкотемпературным, закономерно меняется при этом и состав сосуществующих минералов.

Парагенезис биотит — ставролит — гранат — мусковит — кварц является одним из самых распространенных на рассматриваемой территории. К тому же он является и всесторонне изученным экспериментально. В силу узких интервалов устойчивости по температуре и давлению ставролит и его ассоциации могут служить хорошим показателем физико-химических условий минералообразования. Возможность применения известных закономерностей перераспределения изоморфных компонентов в сосуществующих парах биотит — гранат и гранат — ставролит в качестве минералогических термометров делает рассматриваемый парагенезис очень удобным для изучения Р-Т условий образования ставролитовых комплексов. Ниже при рассмотрении метаморфических зон данные термобарометрии,

основанные на перечисленных парах, неоднократно будут приводиться.

Просмотр материала по скважинам, пробуренным в районах Санарского, Борисовского, Еремкинского и Варламовского гранитоидных массивов, позволил выделить три метаморфические зоны, первая из которых испытала только региональный метаморфизм, вторая характеризуется наложением на породы первой зоны метаморфо-метасоматических процессов периода образования гранитоидов гранит-мигматитовой формации (ставролит-кордиритовая и ставролит-жедритовая фации) и, наконец, третья контактово-метаморфическая зона окаймляет небольшие интрузии гранитной формации.

Зона I охватывает область развития ставролит-хлоритовой фации метаморфической формации (рис. 2) и сложена интенсивно рассланцованными породами, в состав которых входят: зеленый ячеис-

тый биотит, марганцовистый гранат, ставролит, кварц, плагиоклаз и кианит. Биотит в силу ряда характерных особенностей (зеленый, ячеистый, мутный с редкими радиоактивными двориками) хорошо отличается от более поздних генераций. Железистость биотита довольно низкая и составляет 51–52%. Зерна ставролита (железистость 78–80%) интенсивно подроблены, растащены и имеют большое количество включений других минералов (в подавляющем большинстве кварца). Гранат содержит от 5 до 21% спессартина.

Известно, что состав граната является весьма чувствительным индикатором термодинамических условий образования пород. Зональное его строение несет большую и очень важную информацию о динамике процесса минералообразования [Авченко и др., 1980]. Широкое развитие граната почти по всей площади позволило получить данные по истории развития Кочкарского антиклинория. Исследования проведены на рентгеноспектральном микроанализаторе в ИПСМ (г. Уфа) методом профилирования через центр зерен. Изучение гранатов ставролит-хлоритовой фации показало отчетливую их зональность по кальцию, магнию, железу и марганцу. От центра к периферии зерен падает содержание магния и кальция, содержание марганца растет, распределение железа не имеет определенной закономерности, но тенденция к росту намечается (рис. 3). Это обратная зональность [Авченко и др., 1980], которая указывает на наличие регрессивного метаморфизма в породах I зоны, а именно, после прогрессивной ступени метаморфизма на породы Кочкарской площади накладывались какие-то менее высокотемпературные процессы, приведшие к образованию в краевых частях граната новой фазы, состав которой не успел прийти в состояние равновесия с центральными его частями. Разница в определениях температур и давлений по гранат-биотитовому и гранат-ставролитовому термобарометрам для центральных и краевых частей гранатов [Термо- и барометрия..., 1977; Федыкин, 1975] достигает достаточно больших величин: 25–40°C и 0,6 кбар. В целом для пород ставролит-хлоритовой фации получены следующие значения температур и давлений (таблица): 495–540°C и 5,4–5,7 кбар. Необходимо отметить, что рентгеноспектральный микроанализатор дает суммарное содержание железа в минералах, поэтому в таблице значения окисного и закисного железа в гранате и ставролите рассчитывались в той же пропорции, что и в данных их же химических анализов, ибо примесь кварца ошибки в пропорцию внести не могла.

Зона II, соответствующая ставролит-кордиритовой фации метаморфической формации (рис. 2), содержит большой набор минералов: ставролит,

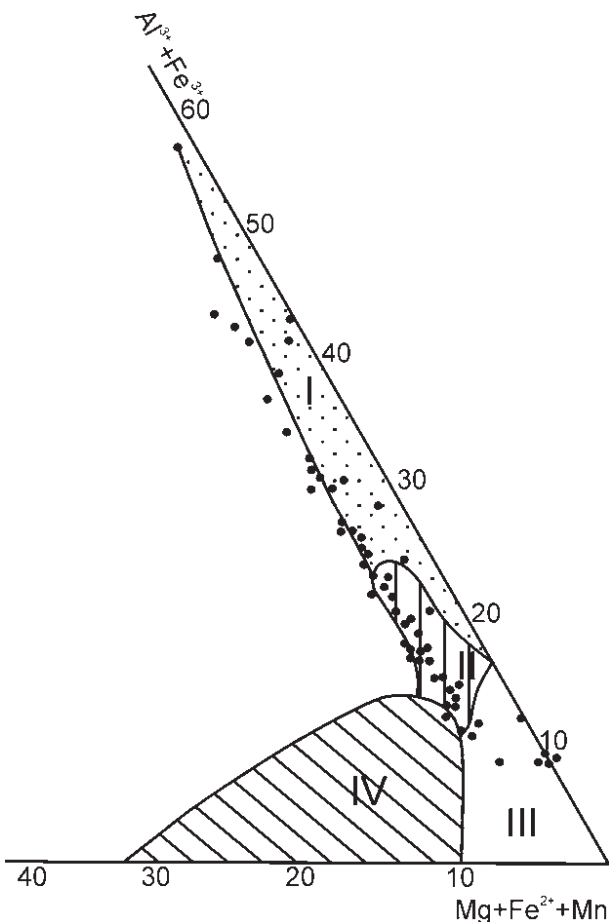


Рис. 2. Диаграмма составов биотита

Условные обозначения: I — поле биотитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; II — поле биотитов ставролит-альмандиновой и дистен-альмандиновой субфаций; III — поле биотитов силлиманит-альмандиновой субфации; IV — поле биотитов гранулитовой фации

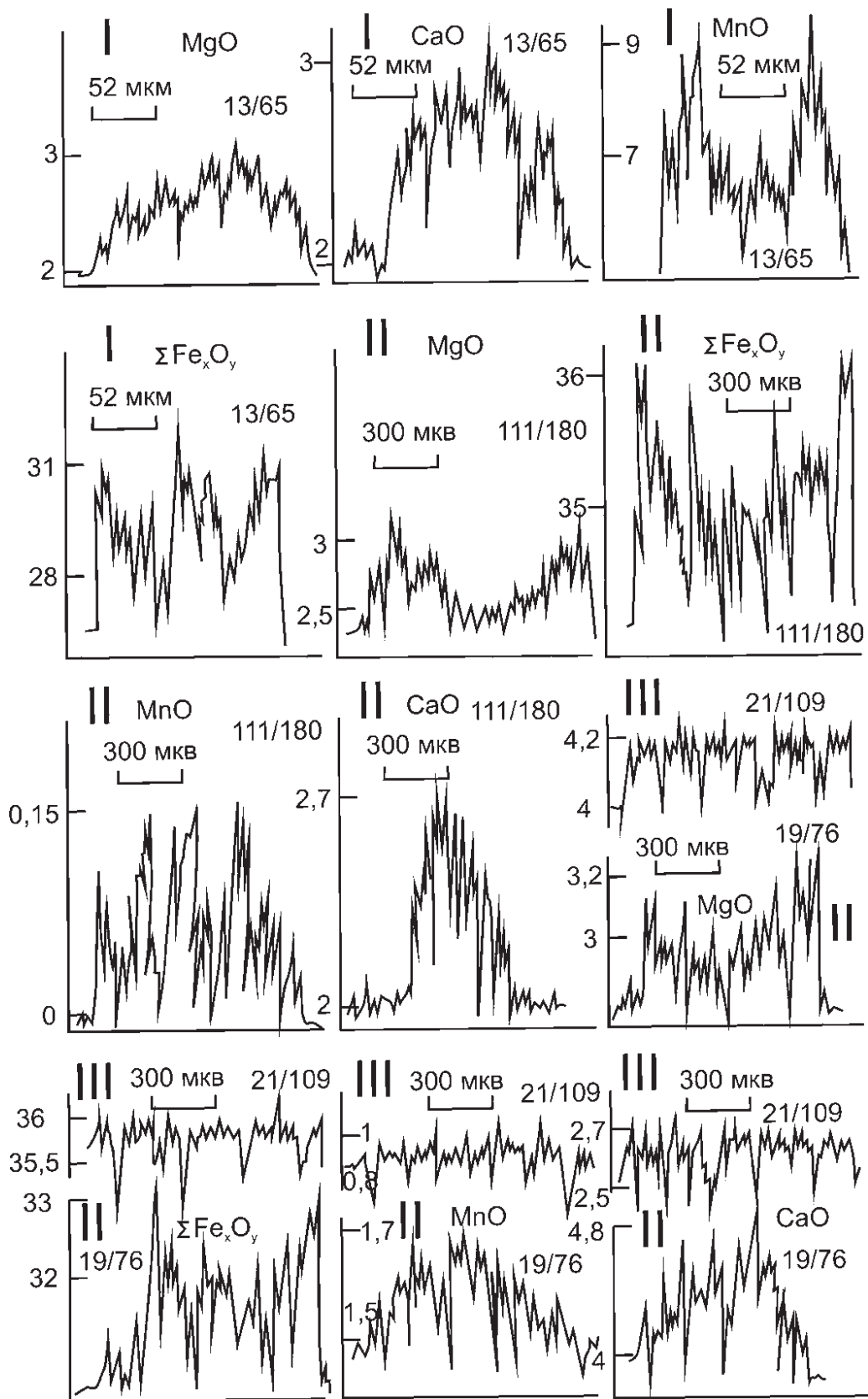


Рис. 3. Распределение железа, магния, марганца и кальция в единичных зернах граната I, II и III зон метаморфизма (вертикальный масштаб для каждой зоны свой)

Таблица

Состав, формулы метаморфических минералов и условия их образования

	СКВ. 17			СКВ. 13			СКВ. 15			СКВ. 5			СКВ. III			СКВ. 9			СКВ. 19			СКВ. 21				
	Би	Гр	Ст	Би	Гр	Ро	Би	Гр	Ст	Би	Гр	Ст	Би	Гр	Ро	Би	Гр	Ст	Би	Гр	Ст	Би	Гр			
SiO ₂	38,25	37,00	28,16	37,43	35,40	36,60	39,24	35,90	28,60	35,10	36,60	27,70	40,25	36,45	27,62	35,20	35,10	36,07	26,81	40,50	36,97	28,03	38,10	36,21		
TiO ₂	2,26	0,17	0,66	2,23	1,64	2,12	0,71	0,08	1,00	1,21	0,67	1,20	1,89	1,29	1,18	2,58	2,14	0,95	0,79	2,18	0,19	0,66	3,84	0,79		
Al ₂ O ₃	15,03	19,20	52,80	15,90	15,54	3,70	17,80	20,00	53,17	16,66	20,24	54,16	15,10	18,97	53,91	4,85	16,90	19,53	54,67	16,10	19,24	53,08	15,44	20,07		
Fe ₂ O ₃	11,21	1,90	0,66	11,26	5,32	16,84	10,42	3,20	0,60	17,58	3,17	2,73	10,47	6,71	2,03	17,58	11,16	7,09	2,70	10,09	1,83	2,61	10,42	5,88		
FeO	10,61	30,90	13,44	10,50	25,72	7,08	10,02	30,10	13,80	11,40	32,53	11,42	9,32	29,15	12,26	8,00	10,78	28,87	13,57	9,96	31,10	14,02	10,40	30,03		
MgO	10,70	2,80	2,14	10,90	2,98	10,96	9,78	2,57	1,25	8,97	2,71	1,11	8,30	3,17	1,49	9,38	10,52	4,14	1,85	9,82	3,18	1,88	8,38	4,18		
MnO	0,09	1,50	—	0,30	9,09	0,74	0,24	1,59	0,31	0,08	0,70	0,09	0,19	0,14	0,22	0,28	0,07	1,48	—	0,08	1,69	0,07	0,11	1,07		
CaO	0,76	5,40	0,67	0,25	3,11	9,83	0,53	5,76	0,98	0,60	2,87	0,40	0,52	2,69	1,01	10,56	0,78	2,01	0,17	0,58	4,89	0,02	2,66	2,66		
Na ₂ O	0,69	—	—	0,48	—	1,54	0,30	—	—	0,40	—	—	0,43	—	—	1,22	1,07	—	—	0,64	—	—	0,62	—		
K ₂ O	8,90	—	—	8,64	—	0,28	8,94	—	—	8,84	—	—	10,58	—	—	0,31	9,38	—	—	8,26	—	—	8,40	—		
Сумма	98,50	98,87	98,47	97,89	98,80	89,69	98,00	99,20	99,71	100,8	99,49	98,81	97,05	98,57	99,72	89,91 ²	97,90	100,14	100,5	98,21	98,82	100,4	98,37	100,9		
Si	2,95	3,00	3,97	2,86	2,95	6,10	3,00	2,92	4,00	2,68	2,98	3,92	3,22	3,00	3,87	5,96	2,74	2,93	3,72	3,09	3,01	3,91	3,02	2,90		
Al ^{IV}	1,05	—	0,03	1,14	0,05	0,73	1,00	0,08	—	1,32	0,02	0,08	0,78	—	0,13	0,96	1,26	0,07	0,28	0,91	—	0,09	0,98	0,10		
Al ^{VI}	0,30	1,84	8,73	0,29	1,48	—	0,60	1,83	8,76	0,18	1,92	8,92	0,64	1,85	8,75	—	0,29	1,79	8,65	0,54	1,81	8,62	0,46	1,79		
Fe ⁺³	0,65	0,12	0,07	0,65	0,33	2,11	0,60	0,19	0,06	1,01	0,19	0,28	0,63	0,42	0,21	2,23	0,65	0,42	0,28	0,58	0,11	0,27	0,62	0,35		
Fe ⁺²	0,68	2,09	1,58	0,67	1,78	0,98	0,64	2,04	1,61	0,73	2,21	1,34	0,62	2,01	1,43	1,13	0,70	1,95	1,57	0,63	2,11	1,63	0,69	2,01		
Mg	1,23	0,34	0,45	1,24	0,37	2,72	1,11	0,31	0,26	1,02	0,33	0,23	0,99	0,39	0,31	2,36	1,22	0,50	0,38	1,12	0,39	0,39	0,99	0,50		
Mn	0,01	0,10	—	0,02	0,64	0,10	0,01	0,11	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,10	—	0,01	0,12	0,01	0,01	0,07		
Ti	0,13	0,01	0,07	0,13	0,10	0,26	0,04	0,01	0,11	0,07	0,04	0,13	0,11	0,08	0,12	0,32	0,13	0,06	0,08	0,12	0,01	0,07	0,23	0,05		
Ca	0,06	0,47	0,10	0,02	0,28	1,76	0,04	0,50	0,15	0,05	0,25	0,06	0,04	0,23	0,15	1,91	0,07	0,17	0,02	0,05	0,43	—	0,22	0,23		
Na	0,10	—	—	0,07	—	0,50	0,04	—	—	0,06	—	—	0,06	—	—	0,40	0,16	—	—	0,09	—	—	0,09	—		
K	0,87	—	—	0,84	—	0,06	0,87	—	—	0,86	—	—	1,07	—	—	0,07	0,93	—	—	0,81	—	—	0,85	—		
X _{гид}	0,480	0,126	0,214	0,490	0,12	0,460	0,470	0,117	0,13	0,370	0,120	0,123	0,440	0,137	0,156	0,410	0,480	0,167	0,170	0,480	0,145	0,17	0,430	0,17		
T, °C	500	495	500	500	500	500	550	580	550	620	600	620	610	590	610	625	605	625	605	600	590	600	590	620		
P, кбар	5,7	5,5	—	5,4	—	—	5,0	4,9	5,1	4,9	5,1	4,9	5,1	5,0	—	5,3	—	5,3	—	5,1	4,9	5,1	4,9	6,8		
Парагенезис	Би+Гр+Ст+Кв+Тл	Би+Гр+Ст+Кв+Тл	Би+Гр+Ки+Му+Ро+Кв	Би+Гр+Ст+Му+Ро+Кв	Би+Гр+Ст+Си+Ко+Кв	Би+Гр+Ст+Си+Кв+Пш	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл	Би+Гр+Ст+Ро+Си+Кв+Пл		
Этап метаморфизма	Региональный этап												Этап формирования гнейсовых куполов												Контактовый метаморфизм	

Примечания: 1 — п.п. 10,21%, 2 — п.п. 9,97%.

гранат, биотит, кордиерит, силлиманит, роговую обманку, кварц и полевой шпат. Ставролит (железистость 83–86%) образует идиоморфные кристаллы до 1 см и содержит много включений посторонних минералов (более 90% из них кварц). Биотит чаще бурый, реже черный, железистость его в пределах 52–63%. Наиболее высокотемпературный биотит имеет максимальную железистость из данного интервала. Силлиманит образует радиально-лучистые и сноповидные обособления размером до 0,7 см. Гранат, интервал железистости которого 83–87%, имеет в большинстве случаев зональное строение (рис. 3). Незональные гранаты развиты лишь в породах, испытавших наиболее высокотемпературный метаморфизм, т.е. непосредственно близ гранито-гнейсовых куполов. Отсутствие в них зональности объясняется сглаживанием неоднородностей химизма со временем за счет диффузии. Так, известно, что при 300–900 °С снижение температуры на каждые 100 °С уменьшает коэффициент диффузии примерно в 10–15 раз. Понятно, что высокие температуры, длительно существовавшие на приближенных к массивам участках, и явились причиной выравнивания содержания элементов. В подавляющем числе зональных гранатов наблюдается следующая картина распределения элементов: от центра к периферии зерен содержание железа и магния растет, марганца и кальция падает. Это прямая зональность, указывающая на прогрессивный характер метаморфизма. Разница в температурах и давлениях образования центральных и краевых частей зерен граната составляет не более 10–20 °С и 0,2 кбар. Здесь нет кажущегося противоречия, когда в зональных кристаллах не видим отчетливой зональности по температуре, ибо мольная доля магния, равная отношению магния к сумме магния, железа и марганца, с ростом железа и магния остается приблизительно на одном уровне. Важно отметить, что в гранатах зоны II, отобранных из пород, приближенных к зоне I, видны реликты более ранних их генераций. Распределение железа в таких кристаллах граната свидетельствует в пользу перекристаллизации. Методами фазового соответствия установлено, что породы ставролит-кордиеритовой фации испытали повторно метаморфизм при температурах 550–625 °С и давлениях 4,9–5,2 кбар (таблица). Метаморфизм имел регионально-контактовый характер. Ставролит-жедритовая фация, вероятно, существует на площади и может быть выявлена среди пород как зоны I, так и зоны II, но с несколько большими значениями давлений (5,5 кбар и более), которые широкого развития на Кочкарской площади не имели. Подобные условия могли иметь место как в тектонических зонах, так и выступах древнего фундамента на поверхности. Геофизические данные, подтверждающие

наличие докембрийского фундамента в Суундукско-Челябинской зоне в целом и Кочкарской площади в частности, имеются [Пучков и др., 1986]. В парагенезисе с жедритом ставролит и гранат должны иметь низкую железистость в пределах 60–80% [Федькин, 1975].

Зона III, образование которой связано со становлением нормальных пермских гранитных интрузий, развитых как в пределах мигматитовых массивов (Варламовского, Борисовского и Самарского), так и во вмещающих их породах, распространена локально и сложена породами роговиковой формации. Данные, которые приведены в таблице по скважине 21, трудно объяснить иначе, как контактовым метаморфизмом гранитной интрузии, прорывающей плагиограниты Санарского массива. Набор минералов в породах этой скважины близок второй зоне, с той лишь разницей, что гранат, железистость которого 83–87%, не имеет зональности (рис. 3). Условия формирования пород III зоны ($T = 550–630\text{ °C}$ и $p = 6,8$ кбар) соответствуют амфибол-роговиковой фации роговиковой формации [Добрецов и др., 1970].

Таким образом, широкое развитие на Кочкарской площади ставролита говорит в пользу высокой глиноземистости исходных пород (метапелиты), метаморфизм которых привел как к образованию зональности в последних, так и перераспределению компонентов между сосуществующими минералами. В частности, с ростом температуры магний перераспределяется в гранат, биотит же обогащается железом. Эволюционный тренд метаморфизма пород говорит о существовании прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма на ранней ступени преобразования пород и только прогрессивной ветви в последующие периоды.

Литература:

- Авченко О.В., Дербенко И.М., Чубаров В.М. О зональности гранатов // Изв. АН СССР, Сер. геол. — 1980. — № 2. — С. 72–80.
- Болтыров В.В., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1973. — Вып. 91. — С. 53–66.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. Фации метаморфизма. — М.: Недра, 1970. — 432 с.
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. — 78 с.
- Кейльман Г.А., Глушкова Г.А., Болтыров В.Б. К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // Геология метаморфических комплексов Урала. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1973. — Вып. 91. — С. 38–45.

Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.Р. Неймана. — М.: Мир, 1981. — 485 с.

Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал). — Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. — 164 с.

Парначев В.П., Петров В.И., Кузнецов Г.П. и др. О строении и составе позднедокембрийских отложений Сысертско-Ильменогорской структуры (Южный Урал) // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. — С. 90–105.

Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. — С. 85–95.

Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. — М.: Наука, 1973. — 132 с.

Сначёв В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. — Уфа: БНЦ Уро АН СССР, 1989. — 117 с.

Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади Ю. Урала: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1989. — 23 с.

Сначёв В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. — Уфа: БНЦ Уро АН СССР, 1990. — 179 с.

Термо- и барометрия метаморфических пород / Под ред. В.А. Глебовицкого. — Л.: Наука, 1977. — 205 с.

Фелькин В.В. Ставролит. — М.: Наука, 1975. — 277 с.