

## **Карбонатные породы Кочкарского антиклинория и их минерагения, Южный Урал**

Карбонатные породы широко распространены в Кочкарском антиклинории. С ними связаны проявления рубинов, красной шпинели, розового топаза, золота, графита и других минералов. Несмотря на разнообразие, карбонатные породы антиклинория хорошо различаются по химическому и минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, акцессорным минералам и ряду других характеристик, которые можно использовать для практических целей. Ранее на Кучинском проявлении рубина и шпинели было выделено три типа мраморов, которые впоследствии были установлены и в других рубиноносных метаморфических комплексах Урала [Кисин, 1991]. Дальнейшие исследования позволили дополнить данный перечень карбонатных пород в Кочкарском антиклинории и показать их генетическое родство с фаунистически охарактеризованными известняками визейского возраста. Последнее особенно важно тем, что в последнее время на геологических картах Кочкарского антиклинория мраморы необоснованно стали относить к рифею.

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками (далее – известняки). Первые располагаются вблизи гранито-гнейсовых купольных структур и в межкупольных структурах; вторые распространены исключительно по границам метаморфического комплекса, на краю антиклинория, на максимальном удалении от гранито-гнейсовых массивов. Мрамора не содержат фаунистических остатков и, на этом основании, некоторые исследователи относят их к нижнему или среднему рифею [Сначев и др., 1989]. В отличие от мраморов, известняки обычно содержат обильную фауну удельно-творительной сохранности, и возраст их уверенно определяется как раннекаменноугольный ( $C_{1t_1-v}$ ). Это дает уникальную возможность привязать различные этапы становления метаморфического комплекса к фаунистическим реперам. Известняки слоистые, мелкозернистые, битуминозные; окраска светло-серая до черной; состав существенно кальцитовый. От гранито-гнейсовых массивов известняки везде отделены мраморами.

**Типы мраморов.** На Кучинском проявлении рубинов выделено три основных типа мраморов [Кисин, 1991].

Кальцитовый мрамор – светлая, массивная, среднезернистая порода, состоящая из полиэдров кальцита (размер зерен 5–15 мм). Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный; полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0.01 %. Этот тип мрамора резко преобладает над двумя другими типами.

Магнезиально-кальцитовый мрамор – голубоватая, зеленоватая, белая и желтовато-белая средне-крупнозернистая порода с характерной панидиобластовой структурой. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2–3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0.п %.

Доломит-кальцитовый мрамор – мелко-среднезернистая массивная белая порода, обладающая повышенной вязкостью, которая обусловлена пойкилобластовой структурой мрамора, выраженной в прорастании зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17–22 мас. %.

**Особенности залегания мраморов.** Кальцитовый мрамор разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной 0.3–0.5 м; к центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2–3 раза. Секущие, смятые в пегматитовые складки, будинированные и растащенные слои кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе, определяют данную систему трещин как кливаж течения. Следовательно, кальцитовый мрамор испытал ориентированное горизонтальное сжатие. В Кучинском карьере азимут простирания кливажа 45° СВ, падение субвертикальное. Источниками стресса здесь могли быть только Варламовская (на северо-западе) и Борисовская (на юго-востоке) купольные структуры. Гранобластовая структура кальцитового мрамора, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения, контролирующий размер зерен кальцита, позволяют отнести этот мрамор к рекристаллизованному.

Мрамор 2 типа слагает небольшие, но сложные по конфигурации столбообразные тела среди кальцитового мрамора. В то же время, они контролируются трещинами кливажа. Иногда в мраморе сохраняются частично залеченные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые. Мелкие тела магнезиально-кальцитового мрамора имеют столбообразную форму, т.е. тела удлинены по вертикали. Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы близко параллельно к плоскости кливажа, а сама порода раздавлена стрессовым давлением вплоть до рассланцевания. Мрамора 2 типа нередко содержат рассеянную вкрапленность (ранняя генерация) рубина и минерализованные трещины (поздняя генерация) с рубином. Последние обычно фиксируют трещины кливажа, но иногда приурочены к мелким извилистым трещинам иного происхождения. Характерно, что гнезда рубина в трещинах кливажа также имеют столбообразную форму. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования магнезиально-кальцитового мрамора в результате перекристаллизации в высокотемпературных условиях при участии флюидов.

Мрамора 3 типа встречаются в виде небольших тел среди мраморов 2, реже 1 типов и нередко содержат их реликты. Контролируются трещинами кливажа, углубляющимися по плоскостепараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с наблюдаемым кливажем. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1–2 см. Нередко мрамор 3 типа содержит рубины, по которым развивается красная Mg-шпинель. Температура образования данного мрамора по доломит-кальцитовому геотермометру оценивается в 620 °С [Кисин, Таланцев, 1989], что близко к оценкам температур метаморфизма другими исследователями района [Болтыров и др., 1973; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование доломит-кальцитового мрамора в результате магнезиального метасоматоза.

**Взаимоотношения мраморов с дайками гранитоидов и пегматитов.** О времени образования мраморов различных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. К трещинам кливажа приурочены мелкие дайки гранитоидов мощностью 0.5–5 см без зон закалки, что особенно хорошо видно по крупнозернистым пегматитам. Дайки гранитоидов, секущие кливаж, имеют плитооб-

разную форму и мощность 0.2–1.5 м. Трещины кливажа и зоны рассланцевания, наблюдаемые в мраморах 1 и 2 типов, в дайках не прослеживаются. Перекристаллизация мраморов в контактах с дайками гранитоидов также не отмечена. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим дайку мраморам. Иногда в мраморе 2 типа наблюдаются извилистые прожилки гранитного состава мощностью несколько миллиметров, которые внедрились в межзерновое пространство и по трещинкам спайности в кальците, т.е. додайковая структура мрамора полностью сохранилась. Аналогично выглядят многочисленные прожилки гранитного состава, выполняющие трещины кливажа и отдельности в мраморе 1 типа. Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах. Эти факты свидетельствуют о том, что мраморы 1 и 2 типов образовались в додайковое время.

Иначе выглядят контакты даек гранитоидов с мрамором 3 типа. В этих интервалах дайки разбиты многочисленными сближенными крутопадающими трещинами с зеркалами скольжения и со смещением до 15–20 см. Поверхности скольжения совпадают с плоскостью кливажа. По кинематике они отвечают левостороннему сдвигу. В доломит-кальцитовом мраморе трещины сдвига не прослеживаются, а на контакте развиваются зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарнов, иногда с флогопитом. Мощность скарнов не превышает 2 см. Эти факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в постдайковое время в результате магнезиального метасоматоза в зоне локализованного сдвига.

Таким образом, время образования мраморов разных типов уверенно разделяется на додайковое и постдайковое. Время внедрения даек гранитов и пегматитов всеми исследователями единодушно отнесено к позднему палеозою [Львов, 1965; Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась, вероятно, повышенным содержанием флюидов. Отсутствие зон закалки можно объяснить высокими температурами среды в момент внедрения расплава, которые достигали 660 °С [Кисин, Таланцев, 1989]. Отсутствие признаков воздействия стрессовых напряжений на дайку послужило основанием для отнесения времени массового внедрения даек гранитного состава к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Разделение этапов образования различных типов мрамора внедрением даек гранитных пегматитов – удобный и надежный репер, показывающий также генетическую связь деформаций, мраморизации, метаморфизма, куполообразования и анатексиса.

**Взаимоотношения между мраморной толщей и органогенными известняками.** К востоку от Борисовского массива, южнее широты д. Борисовки, расположено обширное поле мраморов шириной около 3 км. На востоке они граничат с узкой субмеридиональной полосой мраморизованных раннекаменноугольных известняков. К тектонической границе известняков и мраморов приурочено Андрее-Юльевское проявление розового топаза.

Здесь распространены мраморы 1 типа. Ранее, в центральной части участка описывались блоки мелкозернистых доломитовых пород с нижнекаменноугольной фауной, залегающих среди кальцитового мрамора [Кисин, Таланцев, 1989; Кисин, Милицина, 1990]. Содержание MgO в породе достигает 11.78 мас. %. Фауна замещена крупнозернистым кальцитом. В породе наблюдаются многочисленные трещины сколового характера, выполненные белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающим мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены рубины.

Образование доломитовых пород (с фауной) объясняется околотрещинным дометаморфическим избирательным магниезиальным метасоматозом, в результате чего субстрат приобрел доломит-кальцитовый состав, а фауна осталась кальцитовой. При последующем прогрессивном метаморфизме породы фауна в основных чертах сохранилась. Mg-метасоматоз происходил до образования корундов, но был наложен на известняки с фауной. Морфология тел метасоматитов сложная. Контакты с вмещающим мрамором резкие, иногда постепенные, отчего метасоматиты выглядят реликтовыми образованиями, которые подвергались хрупким деформациям в условиях стресса. Вмещающие мраморы не содержат магний. Они массивные, однородные по составу. Есть все признаки дедоломитизации Mg-метасоматитов и образования по ним кальцитового мрамора. Фауна в известняках и метасоматитах аналогичная, и образование кальцитового мрамора по данным известнякам выглядит вполне естественно. Наблюдались постепенные переходы между кальцитовым мрамором и мраморизованным известняком. Следовательно, мраморизация карбонатных пород данного участка могла происходить только в пострanneкаменноугольное время.

Вертикальные сечения тел метасоматитов изучались в мраморном карьере на восточном краю участка. Карьером вскрыты мраморы 1 типа с телами Mg-метасоматитов. В 10–15 м восточнее карьера обнажаются черные известняки с фауной. Тела Mg-метасоматитов плитообразной формы падают на запад под углом около 70°. Исследования показали, что мрамор также испытал пластическое и катакlastическое течение вверх на восток; Mg-метасоматиты подверглись сжатию в горизонтальной плоскости и растяжению в вертикальной, что привело к формированию будинаж-структур и вращению блоков по часовой стрелке (если смотреть на север).

Таким образом, мраморы формировались синхронно с формированием гранито-гнейсовых куполов (кливаж течения, кристаллизационная полосчатость, эволюция процесса во времени). На раннем этапе метаморфизма происходил избирательный магниезиальный метасоматоз по нижнекаменноугольным известнякам с образованием доломитовых пород с реликтами фауны. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм околоскупольного пространства сопровождался дедоломитизацией и образованием кальцитового мрамора, способного к реоморфическим перемещениям и пластическому течению. Высокие температуры и восходящие потоки флюидов вызывали локальную перекристаллизацию с образованием Mg-кальцитового мрамора, иногда с рубинами. Переход к регрессивному этапу отмечен массовым внедрением даек гранитоидов и пегматитов, магниезиальным метасоматозом (доломит-кальцитовый мрамор с рубинами и шпинелью). Далее следовал длительный период релаксации и пневматолито-гидротермальных преобразований, ответственных за большинство месторождений района.

*Работа выполнена в при финансовой поддержке УрО РАН (Программы № 12-II-5-2068 и 12-5-029-СГ).*

## Литература

*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. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53–66.

*Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

*Кисин А. Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

*Кисин А. Ю.* Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90–108.

*Кисин А. Ю., Таланцев А. С.* Особенности формирования хондрит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // ЗВМО. 1986. № 1. С. 93–99.

*Сначев В. И., Демин Ю. И., Романовская М. А., Шулькин В. Е.* Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 120 с.

*Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Рампопорт М. С. и др.* Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.

***И. Р. Рахимов***  
*ИГ УНЦ РАН, г. Уфа*  
*rigel92@mail.ru*

## **Геохимия рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской мегазоны** (научный руководитель Д. Н. Салихов)

Мощный эффузивный магматизм нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена сопровождался локальным проявлением интрузивного магматизма как в восточном, так и в западном бортах Магнитогорского мегасинклинория. Интрузии Восточно-Магнитогорской зоны связаны непосредственно с вулканической активностью (поствулканический интрузивный магматизм), комагматичность их с эффузивными аналогами была установлена Г. Б. Ферштатером еще в 70-х годах прошлого века. С 2009 г. нами ведется полевое и лабораторное исследование интрузивных комплексов, образовавшихся в эпоху мягкой коллизии [Салихов, Беликова, 2011]. Систематизация интрузивных массивов, малых интрузий и даек, а также взгляды на геодинамические обстановки их формирования часто противоречивы. В работе приведены анализ и сопоставление геохимического состава рудоносных габброидных комплексов. Аналитические работы выполнены методом ICP MS в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

В Западно-Магнитогорской зоне известны комплексы конформных габброидных тел, приуроченные к бортам синклинальных структур и расположенных субмеридионально. Формирование их связано со сжатием и сдвигом при коллизии Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента [Салихов, Беликова, 2011]. К ним относится Утлыкташский комплекс, развитый в пределах Имангуловской мульды и состоящий из крупного массива и отдельных мелких тел. К контактовой зоне Утлыкташского массива из одноименного комплекса и отложений улутауской свиты (D<sub>2</sub>ul) приурочено железорудное месторождение скарново-магнетитового типа Кара-Сьер [Салихов и др., 2008]. Породы массива представлены лейкократовыми габбро, переходящими с одной стороны в мезократовые, с другой – в габбродиориты и диориты [Салихов, 1970]. Из всех конформных комплексов для пород Утлыкташского характерно наибольшее содержание титана, что связано с широким развитием титаномagnetита и ильменита.

Секущее положение по отношению к вмещающим породам имеют Худолазовский комплекс на западе и Куйбасовский – на востоке. Последний относится к как