

**ТИПЫ И ГЕНЕЗИС ОФИКАЛЬЦИТОВ ИЗ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОЛИСТОСТРОМ
НА КОБАЛЬТ-МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ
(Южный Урал)**

Д.А. Артемьев, В.В. Зайков

Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Россия

В нижнедевонских олистостромах, перекрывающих кобальт-медно-колчеданные залежи в ультрамафитах основания Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги, известны офикальциты. Они сложены угловатыми обломками серпентинитов и карбонатов размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров, сцементированными гематит-кальцитовым и кварц-гематит-кальцитовым матриксом с примесью арагонита, магнезита и сидерита. Хромшпинелиды из серпентинитов в офикальцитах по химическому составу аналогичны таковым из подстилающих серпентинитов и относятся к надсубдукционным образованиям активных континентальных окраин. Изотопные соотношения углерода и кислорода из кальцита матрикса брекчий характерны для гидротермальных образований и по параметрам сходны с таковыми из карбоната в сульфидных рудах и тальк-карбонатных метасоматитах. Исследование флюидных включений из кальцитового цемента показало, что образование офикальцитов происходило из низко- и среднетемпературных (100—280 °С) гидротермальных растворов. Причиной являются пострудные гидротермальные эманации в придонных условиях на ультрамафитах, аналогичных современным гидротермальным полям в срединно-океанических хребтах и островных дугах. Гидротермальные и тектоноседиментационные процессы в кровле ультрамафитовых массивов в устьях гидротермальных источников приводили к эрозии, переотложению и последующей цементации тел и построек офикальцитов, представленных четырьмя основными типами. Дальнейшие тектонические и гравитационные процессы привели к разрушению тел офикальцитов и попаданию их в олистостромы.

Офикальцитовые брекчи, олистострома, серпентинит, кобальт-медно-колчеданные месторождения.

**THE TYPES AND GENESIS OF OPICALCITES IN LOWER DEVONIAN OLISTOSTROMES
AT COBALT-BEARING MASSIVE SULFIDE DEPOSITS
IN THE WEST MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC (South Urals)**

D.A. Artemyev and V.V. Zaykov

Ophicalcites were earlier found in the Lower Devonian olistostromes overlapping cobalt-bearing massive sulfide deposits in the ultramafic rocks of the West Magnitogorsk paleoisland arc. They are composed of angular clastics of serpentinites and carbonates few millimeters to several centimeters in size, which are cemented with hematite-calcite and quartz-hematite-calcite matrix with aragonite, magnesite, and siderite admixtures. In chemical composition Cr-spinels from serpentinites of the ophicalcites are similar to those from the underlying serpentinites and are suprasubduction products of active continental margins. The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of calcite from the breccia matrix are typical of hydrothermal deposits and are close to those of carbonate in sulfide ores and talc-carbonate metasomatites. Study of fluid inclusions from the calcite cement has shown that the ophicalcites formed from low- to moderate-temperature (100–280 °C) hydrothermal fluids as a result of post-ore hydrothermal emanations on ultramafic seafloor rocks similar to modern hydrothermal fields in MORs and island arcs. Hydrothermal and tectonosedimentation processes in the roof of ultramafic massifs at the vents of hydrothermal fluids led to erosion, redeposition, and cementation of ophicalcites of four types. The subsequent tectonic and gravitational processes resulted in their denudation and accumulation in olistostromes.

Ophicalcite breccias, olistostrome, serpentinite, cobalt-bearing massive sulfide deposits

ВВЕДЕНИЕ

На территории Южного Урала в девоне существовало несколько седиментационных бассейнов, в отложения которых входили олистостромовые комплексы. Наиболее широко они развиты на южном фланге Главного Уральского разлома, который с запада примыкает к Западно-Магнитогорской палеоостроводужной системе и интерпретируется как аккреционная призма [Зайков и др., 2001; Зайков, Мелекесцева, 2005]. Олистостромы являются индикаторами контрастных в геоморфологическом и структурном отношении зон, указывая на местоположение подводных уступов и склонов, разграничивающих геоди-

намически разнородные бассейны осадконакопления. Как правило, они приурочены к склонам вулканических и невулканических (аккреционных призм) дуг, преддуговым, междуговым и задуговым бассейнам, пассивным шельфовым окраинам, а также к зонам рифтинга. Основными отличительными признаками олистостром являются смешение разнофациальных и разновозрастных пород, совместное нахождение чужеродных глыб известняков и кремнистых образований в матрике осадочного происхождения, наличие признаков подводного оползания и волочения [Леонов, 1978; Книппер, 1978; Геологическое картирование..., 1992; Мизенс, 2002]. Особым случаем является присутствие глыб серпентинитов, указывающих на эрозию ультрабазитового субстрата в аккреционных призмах островных дуг или на склоне глубоководного желоба [Fryer, 1992]. При этом наиболее значительны здесь тектонические процессы взброснадвигового типа, приводящие к разрушению аккреционного клина с дальнейшей лавинной седиментацией [Геологическое картирование..., 1992].

Олистостромы девонского возраста, развитые в междуречье Урал—Сухая Губерля и Таналык—Ташла, перекрывают рудоносные зоны Ишкининского, Ивановского и Дергамышского кобальт-медно-колчеданных месторождений, которые локализованы в серпентинитах Главного Уральского разлома. На рудных полях этих месторождений в олистостромовых толщах известны блоки серпентинитов и офикальцитов.

Под термином «офикальциты» или «офикальцитовые брекчии» обычно понимаются своеобразные серпентинит-карбонатные брекчии, сцементированные преимущественно карбонатным цементом, разбитым сетью карбонатных прожилков и кокардовых обрастаний [Книппер, 1978; Encyclopedia..., 2003]. В отечественной литературе под офикальцитами часто понимались контактово-метаморфизованные доломитовые известняки с гнездами, пятнами и жилами серпентина [Геологический словарь, 1973], что приводило к путанице терминов. В последнее время в отечественной литературе все большее распространение приобретает употребление термина «офикальцит» в качестве обозначения обломочных серпентинит-карбонатных пород [Книппер, Шараськин, 1998; Рязанцев и др., 2007б; и др.].

Офикальциты разного возраста (от раннепалеозойских до кайнозойских) известны во многих офиолитовых разрезах складчатых поясов мира, где локализованы в кровле ультрабазитовых массивов или в перекрывающих отложениях. Генезис офикальцитов спорен, так как на их происхождение имеется множество точек зрения. Наличие офикальцитов в составе отложений, приуроченных к колчеданным месторождениям, делает понимание их происхождения особенно важным в связи с решением вопросов реконструкции геодинамических, геологических и физико-химических условий формирования и преобразования рудной минерализации.

Колчеданные месторождения палеоокеанических структур Урала и Сибири, обзор которых дан в работах В.В. Зайкова, В.В. Масленникова с соавторами [Медно-колчеданные месторождения..., 1985; Зайков, 1991, 2006; Масленников, 1999; Зайков и др., 2001], имеют важное научное и практическое значение. Особое место занимают колчеданные месторождения в ультрамафитах, современными аналогами которых являются сульфидные постройки «черных курильщиков», известные на сегодняшний день в ультрамафитах Срединно-Атлантического хребта (поля Рейнбоу, Логачев и др.). Последующие исследования в океанах привели к открытию гидротермальных полей со средне- и низкотемпературными гидротермальными постройками, сложенных карбонатами, баритом, ангидритом (поле Лост-Сити и др.). В нижних горизонтах этих полей предполагается наличие сульфидного оруденения, сформировавшегося за счет ранней разгрузки флюида [Леин и др., 2004; Богданов и др., 2006].

Предыдущими исследованиями кобальт-медно-колчеданные месторождения Главного Уральского разлома отнесены к формации, свойственной островодужным обстановкам [Зайков, Мелекесцева, 2005; Зайков, 2006], и выделены И.Б. Серавкиным [2007] в отдельный ишкининский тип, близкий к атлантическому. Авторами было сделано предположение о том, что офикальциты являются палеозойскими аналогами средне- и низкотемпературных гидротермальных построек океанов и непосредственно связаны с формированием колчеданного оруденения в ультрамафитах.

Целью данной работы стала типизация офикальцитов зоны Главного Уральского разлома, приуроченных к олистостромовым толщам, и установление их генезиса. Фактический материал для работы был получен при проведении полевых работ 2001—2007 гг. на Ишкининском и Ивановско-Дергамышском рудных полях и при документации керн скважин, пробуренных Сибайским филиалом ОАО «Башкиргеология» в 2005—2006 гг. Оптические исследования выполнялись на микроскопах Axiolab и Olympus BX50 (ИМин УрО РАН). Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометрах ДРОН-2.0, УРС-2.0 (ИМин УрО РАН, аналитики П.В. Хворов, Е.Д. Зенович). Определение химического состава хромшпинелидов осуществлялось на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JCSA-733 (ИМин УрО РАН, аналитик Е.И. Чурин). Геохимический состав карбонатного цемента определялся методом атомно-абсорбционной спектроскопии на спектрометре Perkin-Elmer 3110 (ИМин УрО РАН, аналитик М.Н. Маляренко). Изотопный анализ С и О проводился на аппаратуре Delta+Advantage (Thermo Finnigan) (ИМин УрО РАН, аналитик С.А. Садыков). Термобарогеохимические исследования флюидных включений в кальците

из офикальцитов проводились на микрокриотермостоліке THMSG-600 (Linkam) с микроскопом Olympus BX50 (ЮУрГУ, аналитики Д.А. Артемьев, Н.Н. Анкушева). Для исследований использовались двухфазные включения размером 5—12 мкм, состоящие из водного раствора и газового пузырька. Фазовый состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термостатической камере. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз и оценивались в пересчете на систему $H_2O-NaCl$ [Bodnar, Vityk, 1994].

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ОФИКАЛЬЦИТОВ

Впервые офикальциты были задокументированы в Лигурийских [Bonney, 1879] и Швейцарских Альпах [Cornelius, 1912]. Впоследствии аналогичные образования были установлены в офиолитовых зонах Тянь-Шаня [Макарычев, Куренков, 1974], Сьерра-Невады [Saleeby, Sharp, 1977], Кавказа [Книппер, 1978], Скалистых гор [Carlson, 1984], Сирии [Книппер и др., 1987], Аппалачей [Lavoie, Cousineau, 1995], Верхояно-Чукотской складчатой области [Геологическое картирование..., 1992], Филиппин, Японии [Hisada et al., 1993], Гималаев [Sinha, Mishra, 1995], Египта [Surour, Arafa, 1997] и других. Во многих офиолитовых структурах офикальциты локализованы в кровле ультрабазитовых массивов или в перекрывающих их отложениях, где они занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе офиолитовой серии. Изучение современных морей и океанов также показало наличие сходных образований в рифтовых долинах низкосрединных срединно-океанических хребтов [Bonatti et al., 1974; Леин и др., 2004; Ludwig et al., 2006] и фронтальных частях островных дуг [Fryer, 1992; Богданов и др., 2006].

В образовании офикальцитов могут принимать участие несколько процессов, приводящих к конвергенции признаков, поэтому относительно их генезиса высказаны разные точки зрения. Х. Корнелиус [Cornelius, 1912] определил три возможных варианта: офикальциты имеют магматическое происхождение в связи с внедрением в известняки ультраосновной магмы; образовались вследствие гидротермальной деятельности, связанной с этой магмой; формировались путем механического смешивания серпентинитового и осадочного материала (карбонатного ила) на морском дне.

Имеются гипотезы метасоматического образования офикальцитов путем переработки доломитов и известняков или перекристаллизации кремнистых доломитов при контактовом [Peters, 1965] или региональном [Grommsdorf et al., 1980] метаморфизме. Также рассматривалось взрывное происхождение офикальцитов, где кальцит является магматическим продуктом (карбонатитом) [Bailey, McCalien, 1960]. Некоторые исследователи придерживаются точки зрения об их образовании в результате наземного выветривания на поверхности островных поднятий в результате педогенеза [Folk, McBride, 1976]. Обсуждается также их формирование при обдукции океанической коры на аккреционные призматические островные дуги с последующим их дроблением и цементацией биогенным карбонатом [Геологическое картирование..., 1992]. Была предложена гипотеза низкотемпературного образования офикальцитов в результате разгрузки метановых сипов на серпентинитовом субстрате [Haggerty, 1991].

Наибольшее распространение получили тектонические и тектоноседиментационные модели образования офикальцитов, связанные с дроблением пород при подводной дезинтеграции кровли серпентинитовых тел в результате тектонических перемещений вдоль трансформных разломов и дальнейшей цементацией карбонатным илом [Bortolotti, Passerini, 1970; Bernoulli, Wessert, 1984]. Эта гипотеза развивалась в работах А.Л. Книппера и итальянских геологов на примере Лигурийских Альп [Книппер, 1978; Treves, Harper, 1994; Treves et al., 1995]. Согласно ей, образование офикальцитов происходит в результате процессов тектонического дробления ультрамафитов. Дальнейшие процессы пассивного заполнения образовавшихся трещин и цементации обломочного материала осадочным карбонатным илом в кровле массивов с их «седиментогенной переработкой» и перемывом формировали послыйный разрез от неизмененных ультрамафитов через трещиноватые серпентиниты с инфильтрационными карбонатными жилами до офикальцитов в верхних частях. Несколько усовершенствованная гидротермально-седиментационная гипотеза формирования офикальцитов была предложена в работе Д. Лавуэ [Lavoie, Cousineau, 1995; Lavoie, 1997; Chi, Lavoie, 2000].

Изучение офикальцитов из перекрывающих отложений кобальт-медно-колчеданных месторождений Главного Уральского разлома позволило авторам предложить гидротермальную модель их образования и показать эволюцию гидротермального флюида, приводившего к их формированию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Наиболее широко олистостромы развиты на южном фланге Главного Уральского разлома (ГУР), являющегося одной из крупнейших сутурных зон Евразии. ГУР сложен офиолитами ордовика—раннего девона, среди которых заключены блоки девонских и каменноугольных вулканогенных и осадочных от-

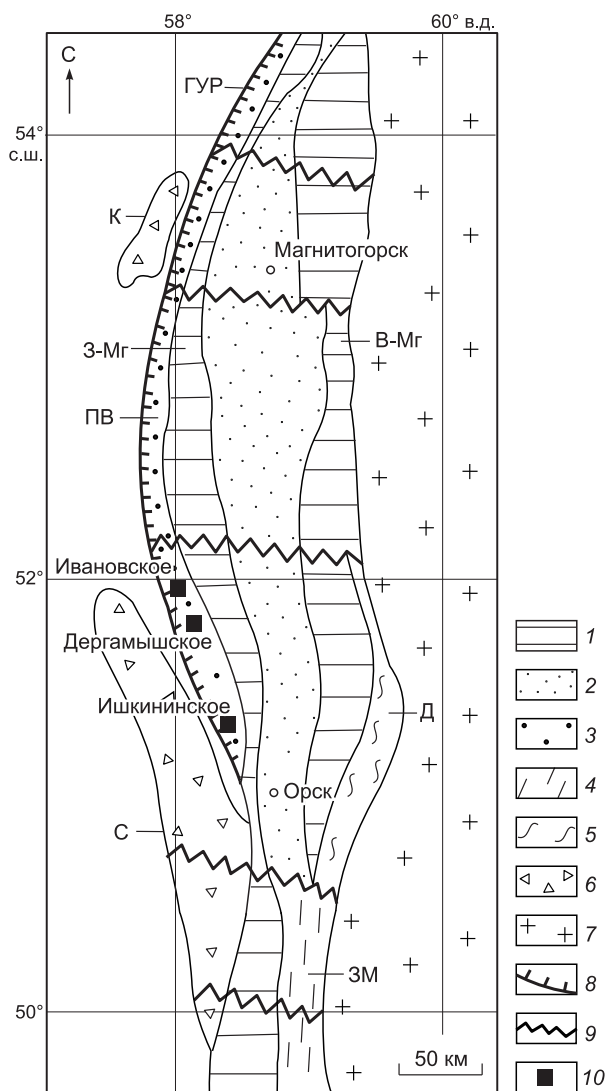


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования палеоостроводужных структур Южного Урала [Зайков и др., 2001]:

1 — палеоостровные дуги: 3-Мг — Западно-Магнитогорская, В-Мг — Восточно-Магнитогорская; 2 — Сибайский междуговый бассейн; 3—6 — офиолитовые зоны: 3 — Присакмаро-Вознесенская (ПВ) (фрагмент аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 4 — Западно-Мугоджарская (ЗМ) (задуговой бассейн в тылу Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 5 — Домбаровская (Д) (задуговой бассейн в тылу Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 6 — краевые аллохтоны: С — Сакмарский, К — Кракинский; 7 — Восточно-Мугоджарский микроконтинент; 8 — Главный Уральский разлом (ГУР); 9 — скрытые поперечные разломы, ограничивающие сегменты палеоостроводужной системы; 10 — кобальт-медно-колчеданные месторождения.

ложений. Он имеет восточное падение под углом 35—50° и примыкает с запада к Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоне, интерпретируемой как палеоостровная дуга. Непосредственно под ним фиксируется клин кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы [Иванов, 1998]. Офиолитовый комплекс ГУРа, осложненный блоковым меланжем, интерпретируется как аккреционная призма Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги, функционировавшей в раннем девоне на восточной (в современных координатах) окраине Уральского палеоокеана [Зайков и др., 2001; Зайков, Мелекесцева, 2005].

Изучаемые олистостромы перекрывают рудонесные офиолитовые комплексы, развитые на территории Ишкининского, Ивановского и Дергамышского кобальт-медно-колчеданных месторождений, которые локализованы на южном фланге Главного Уральского разлома (рис. 1). Геологическая позиция

исследованных олистостром сходна с аналогичными отложениями в зоне Саяно-Тувинского разлома [Берзин, 1979].

Ишкининское рудное поле расположено на левом берегу р. Сухая Губерля, в 20 км западнее г. Гай возле дер. Ишкинино (Оренбургская обл.). Оно приурочено к антиформе из трех тектонических пластин, сложенных серпентинитами, силурийскими и девонскими вулканогенными и осадочными породами. Колчеданное оруденение, локализованное в крыльях антиформы, сопровождается зонами тальк-карбонатных метасоматитов и различных карбонатных жил. Руды представлены массивными, прожилково-вкрапленными и обломочными разностями пирит-халькопирит-пирротинового состава с кобальт-никелевой прожилково-вкрапленной минерализацией [Зайков, Мелекесцева, 2005].

В составе олистостром, перекрывающих рудные поля, в виде олистолитов залегают офикальциты. На Ишкининском рудном поле они сосредоточены в основном вблизи границы вулканомиктовой и кремнистой пачек и представлены блоками поперечником 2—4 м и мощностью до 1 м. Часть из них располагается в кремнистом субстрате, часть — на подложке вулканомиктовых брекчий. Блоки сложены несколькими морфологическими типами офикальцитов, иногда постепенно переходящими друг в друга.

В подрудной зоне Ишкининского месторождения в серпентинитах известны линзо- и штокообразные тела сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий, являющиеся синрудными образованиями, родственными офикальцитам. Они залегают в виде узких меридионально вытянутых зон, приуроченных к конгломератовидным серпентинитам и тальк-карбонатным метасоматитам. Мощность линз 1—3 м, прослеженная длина 3—5 м; по данным бурения, они имеют пологое восточное падение и прослеживаются на протяжении 200 м вдоль рудной зоны. Брекчии сложены округлыми, угловатыми и остроугольными обломками аподунитовых серпентинитов разной степени изменения, а также обломками кальцита и сульфидных руд. Размер обломков от долей миллиметра до 25—30 см. Цемент представлен серым тонкозернистым магнезитом, перетертой серпентиновой массой, хлоритом, тальком и сульфидной «пылью».

Ивановско-Дергамышское рудное поле расположено в 15 км к северо-западу от г. Акъяр (Башкортостан) в междуречье Таналык—Ташла. Оно представляет собой серию тектонических пластин, сложенных серпентинитами, базальтами и осадочными породами, к которым приурочен ряд кобальт-медно-колчеданных залежей, локализованных в зоне тектонического контакта серпентинитов Байгускарковского массива альпинотипных гипербазитов с основными породами, представленными базальтами, габбро и габбро-долеритами [Зайков, Мелекесцева, 2005].

На Ивановско-Дергамышском рудном поле офикальциты вскрыты близ с. Байгускарово (Байгускаровский участок) и возле дер. Казанка (Казанский участок). В первом случае они слагают обнажение Розовые скалы, где блоки размером от 1 до 15 м залегают в полимиктовых песчаниках матрикса олистостромы. На Казанском участке скважиной вскрыта серия сближенных блоков офикальцитовых брекчий, которые локализованы среди чередующихся пластин карбонатизированных серпентинитов, базальтов, рудных лаво- и ксенолавокластитов, полимиктовых песчаников и брекчий.

На Южном Урале офикальциты также известны возле дер. Чураево, Рамазаново, Казачья Вязовка и др. в 30—50 км западнее Главного Уральского разлома в Сакмарской структурно-формационной зоне, являющейся аллохтонным комплексом, родственными офиолитам Главного Уральского разлома [Рязанцев и др., 2007б]. Здесь офикальциты залегают в серпентинитовом меланже в виде блоков размером до первых метров. Присутствие офикальцитов в Сакмарском аллохтоне может свидетельствовать о происшедших здесь гидротермальных процессах и возможном наличии на нижних уровнях колчеданного оруднения.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛИСТОСТРОМ

На Ишкининском рудном поле олистострома перекрывает рудоносную зону, с которой имеет тектонический контакт. В олистостроме выделены две толщи мощностью 100—400 м: нижняя — вулканомиктовая и верхняя — кремнеобломочная, граница между которыми постепенная и выражена зоной мощностью до 6 м, сложенной обломками вулканитов, заключенных в гематит-кремнистый матрикс. Вулканогенная толща отнесена к баймак-бурибайской свите (D_{1-2}), формировавшейся на ранней стадии развития островной дуги в надсубдукционной обстановке. Состав ее по латерали неоднороден: лавовые постройки базальтового и бонинитового состава, секущиеся параллельными дайками диабазов, сменяются олистостромовыми брекчиями. Обломки в них сложены вулканогенными породами основного, реже кислого состава, а наиболее крупные олистолиты представлены блоками габбро и диоритов, достигающими в поперечнике 10—30 м. Судя по обилию полнокристаллических пород в составе брекчий, образование толщи происходило за счет обрушения крутых склонов с эродированными интрузиями. Ограниченно развиты блоки серпентинитов и риолитов. Матрикс брекчий псефитопсаммитовый вулканомиктовый. Подсчет состава обломочного материала показал, что в основании толщи среди обломков преобладают габброиды (60—75 %) при незначительном количестве базальтов, андезибазальтов и диабазов (10—20 %). Выше по разрезу соотношение полнокристаллических интрузивных пород и эффузивов обратное с преобладанием базальтов. Исследование прослоев кремней среди вулканитов привело к находкам конодонтов зоны *patulus* — *Polygnathus cf. serotinus* Telf., *Pol. costatus patulus* Klapp., *Pol. linguiformis bultyncki* Wedd., что свидетельствует об эмском возрасте вмещающих отложений [Стратиграфия..., 1993].

Кремнеобломочная толща, отнесенная к ишкининской свите (De_1-gv_1), представлена кремнисто-глинистыми отложениями с преобладанием фтанитов и подчиненными прослоями красноцветных яшм. Наиболее мощные кремнистые пласты мощностью 30—50 м залегают на лавах и перекрывающей их вулканомиктовой олистостроме. По латерали они сменяются кремнистыми микститами, накопившимися на склонах подводного вулканического сооружения. Размеры олистолитов в направлении с севера на юг постепенно уменьшаются, и грубообломочная толща сменяется полимиктовыми песчаниками. Силициты непосредственно выше конгломератовой пачки содержат остатки эмских и нижнеэфельских конодонтов *Polygnathus cf. serotinus* Telf., *Pol. ex gr. costatus* Klapp., *Pol. aff. pseudofoliatius* Witt. [Стратиграфия..., 1993]. П. Йонасом в составе кремнистых фтанитов были найдены конодонты зоны *Pol. gronbergi-serotinus* [Jonas, 2003]. В кремнистых отложениях присутствуют вулканомиктовые прослои и линзы известняков биогенного облика, содержащие нижнедевонско-нижнеэфельскую бентосную фауну. В целом по находкам конодонтов возраст толщи датируется эфельским ярусом и соответствует уровню туратской свиты и ярлыкаповского горизонта, перекрывающих и замещающих по латерали андезит-базальтовый ирендыкский комплекс островодужных палеовулканов [Артюшкова, Маслов, 1998].

В центральной части рудного поля к границе вулканомиктовой и кремнистой пачек приурочены блоки офикальцитов, которые представлены небольшими округлыми олистолитами поперечником 2—4 м и мощностью до 1 м, сосредоточенными как в кремнистом субстрате, так и в песчано-глинистом матриксе вулканомиктовой пачки. На рудном поле вскрыты несколько участков с высыпками и выходами блоков офикальцитов, которые тянутся субмеридионально на протяжении 200 м вдоль рудоносной зоны.

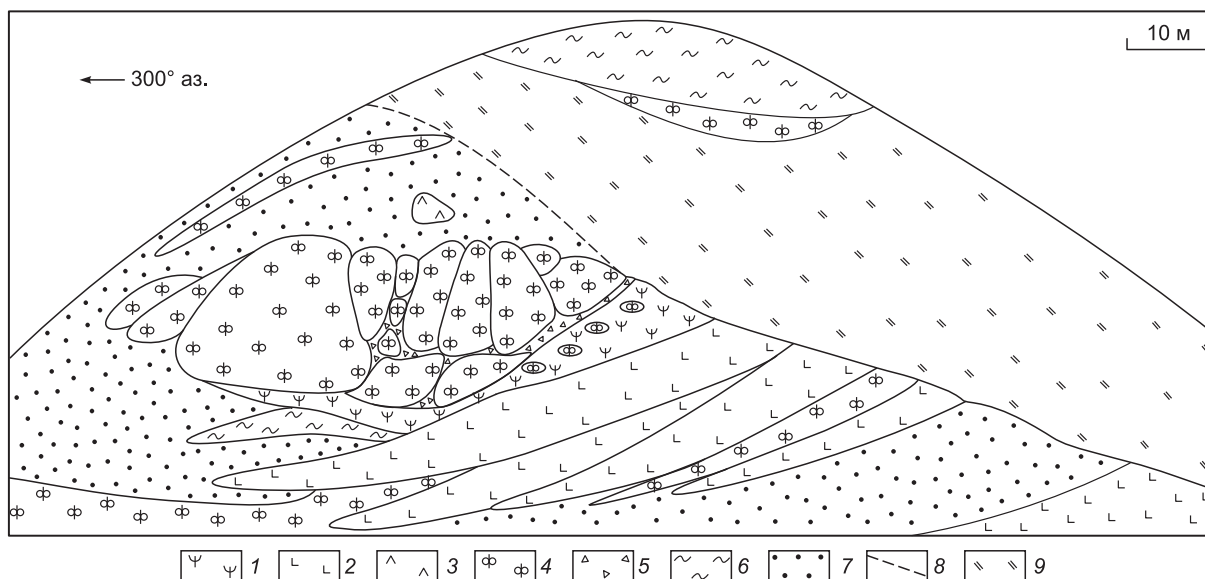


Рис. 2. Схема геологического строения обнажения офикальцитов в Ивановско-Дергамышской олистостроме (Розовые скалы на Байгускаровском участке).

1 — серпентиниты, 2 — пиллоу-базальты, 3 — дациты, 4 — офикальцитовые брекчии, 5 — гематит-карбонатный микритовый матрикс, 6 — кремни, силициты, 7 — песчаники, 8 — видимая граница, 9 — задерновано.

На Ивановско-Дергамышском рудном поле олистостромовая толща, мощность которой достигает 400 м, перекрывает рудоносные серпентиниты и содержит крупные олистолиты базальтов, серпентинитов, офикальцитов, риолитов и яшм. Содержание обломков ультрабазитов в этой олистостроме преобладает по сравнению с Ишкининской. Значительная часть олистостромы сложена серпентинитовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, кремнистые породы имеют незначительное распространение. В ее составе также имеются крупные олистолиты базальтов, габбро, риолитов, амфиболитов, известняков и офикальцитов. Возраст рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ, которые по геохимическим параметрам соответствуют лавам баймак-бурибайского комплекса [Симонов и др., 2002], определен как раннесреднедевонский. Предшествующими исследователями в составе олистостромы были выявлены блоки кремней, датируемых от венлока-лудлова силура до раннего девона [Серавкин и др., 2001; Вознесенский и др., 2003]. На Байгускаровском участке среди переслаивающихся пластин офикальцитов в кремнях определены среднедевонские конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde и переотложенные более древние формы [Рязанцев и др., 2007a].

На Ивановско-Дергамышском рудном поле блоки офикальцитов вскрыты на левом берегу р. Дергамыш возле с. Байгускарово и в 4 км к юго-востоку возле заброшенной дер. Казанка. Офикальциты представлены серией сближенных и более крупных блоков размером до 14 м, залегающих среди тектонических пластин пиллоу-базальтов, ксенолавокластитов, серпентинитов, кремней и полимиктовых песчаников. На Байгускаровском участке разрез включает серию олистолитов офикальцитовых брекчий, содержащих бентосную фауну, чередующихся с олистоплаками пиллоу-базальтов, кремней и серпентинитов, залегающих в кремнисто-песчаном матриксе олистостромы (рис. 2).

На Казанском участке блоки офикальцитов залегают среди чередующихся пластин серпентинитов и базальтов с прослоями ксенолавокластитов и полимиктовых брекчий и песчаников (рис. 3). Здесь зафиксирован участок, на котором виден переход от гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов с многочисленными карбонатными жилками к офикальцитовым брекчиям, в связи с нарастанием количества жилок и их мощности. Эта часть разреза очень схожа с нижними участками обнажений офикальцитовых брекчий, описанных в Апеннинах [Treves, Harper, 1994; Treves et al., 1995].

Формированию олистостром предшествовало образование кобальт-медно-колчеданных руд и офикальцитов на ультрамафитовом субстрате аккреционной призмывы островодужного склона. Установлены продукты разрушения халькопирит-пирротиновых рудностей и серпентинитов в обломочных отложениях баймак-бурибайской свиты [Зайков, Мелекесцева, 2005]. В целом, основываясь на находках фауны, началом накопления исследуемых олистостром можно считать поздний эмс, конец накопления датируется ранним живетом. Вовлечение блоков серпентинитов и офикальцитов в олистостромы можно датировать началом эйфеля.

Глубина, м	Колонка	Литологическое описание
2.0	Ψ Ψ Ψ Ψ	Четвертичные отложения
11.0	Ψ Ψ Ψ Ψ	Сerpентиниты аподунитовые
	Δ Δ Δ Δ • • Δ • Δ • • Δ • Δ • • Δ • Δ • Δ • Δ	Псефитовые песчаники и брекчии полимиктового состава. Обломки представлены серпентинитами, базальтами, редко кремнями и карбонатами
39.0	L L L L	Базальты
42.0	Ψ Ψ Ψ Ψ	
50.0	• • • •	Сerpентиниты апогарцбургитовые
53.0	Ψ Ψ Ψ Ψ	Полимиктовые песчаники
64.0	Ψ Ψ Ψ Ψ	Сerpентиниты с прослоями полимиктовых песчаников мощностью до 0.5 м
76.0	L L L L L L L L	Базальты с прослоями полимиктовых песчаников
92.0	• • • • • • • • • • • • • • • •	Псефитопсаммитовые вулканомиктовые песчаники и брекчии, с обломками серпентинитов, базальтов, карбонатов и кремней. Матрикс – глинисто-хлоритовый
94.5	L L L L	
	• •	Полимиктовые песчаники с карбонатными обломками
119.0	Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ	Базальтовые лавокластиты, местами гематитизированные
133.0	Ψ Ψ Ψ	Сerpентиниты
134.6	ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф ф	Офикальцитовые брекчии. Сложены угловатыми и округлыми обломками апогарцбургитовых серпентинитов и кальцита размером от 1 мм до 15 см, сцементированных гематит-кальцитовым матриксом красно-бурого цвета. В нижней части увеличивается размер обломков гематитизированных серпентинитов. Брекчии секутся крупными жилами карбоната мощностью до нескольких сантиметров
168.4	Δ Δ	Брекчии и ксенолавокластиты с рудокластами халькопирит-пиритового и сфалеритового состава размером до 2 см и редкими пленками малахита. Рудокласты представлены обломками сульфидных песчаников и массивных сульфидных руд. По периферии часто наблюдаются хлорит-кальцитовые каймы
208.0	Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ Δ	Лавокластиты базальтовые гематитизированные. По всему интервалу наблюдаются прожилки эпидота и кальцита
236.5	Ψ Ψ Ψ	Сerpентиниты рыхлые

Рис. 3. Разрез скв. 201, вскрывающей блок офикальцитов в Ивановско-Дергамышской олистостроме (Казанский участок).

Таблица 1.

Типы офикальцитов в зоне Главного Уральского разлома

Тип офикальцитов	Описание	Облом./Цемент	Состав обломков	Основной состав цемента	Особенности	Предполагаемый генезис
I	Серпентинит-карбонатная брекчия с обломками серпентинитов и существенно кальцитовым матриксом	3/2—1/1	Серпентиниты (80—100 %), тальк-карбонатные метасоматиты (5—10 %), другие (менее 1 %)	Кальцитовый и гематит-кальцитовый	Гранат отсутствует	Гидротермальные тела в кровле серпентинитовых массивов без выхода на морское дно
II	Серпентинит-карбонатная брекчия с обломками серпентинитов и карбонатов (часто биогенных) с гематит-карбонатным матриксом	3/2—2/3	Серпентиниты (60—80 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20—30 %), карбонаты (в т.ч. биогенные) (5—10 %), другие (менее 1 %)	Гематит-кальцитовый	Единичные зерна граната	Гидротермальные постройки в кровле серпентинитовых массивов в местах разгрузки флюида
III	Серпентинит-карбонатная брекчия с обломками серпентинитов, карбонатов и ранних брекчий с гематит-кварц-карбонатным матриксом	1/1—1/3	Серпентиниты (30—60 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20—40 %), карбонаты (в т.ч. биогенные) (15—25 %), офикальциты (20—30 %), другие (менее 1 %)	Гематит-кварц-карбонатный	Значительное количество граната	Разрушившиеся офикальцитовые постройки, сцементированные более поздним гидротермальным карбонатом
IV	Серпентинит-карбонатная брекчия с обломками серпентинитов, карбонатов, ранних брекчий и силицитов, сцементированных кварц-гематит-карбонатным матриксом	1/1—1/2	Серпентиниты (15—30 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20—30 %), офикальциты (30—40 %), кремни (10—20 %), карбонаты (5—10 %), другие (менее 1 %)	Гематит-кварц-карбонатный и гематит-карбонатный	Значительное количество граната	Перетолженные литифицированные офикальциты, сцементированные кремнистым и/или карбонатным осадочным материалом

ТИПИЗАЦИЯ ОФИКАЛЬЦИТОВ

Характерной особенностью строения офикальцитов Главного Уральского разлома являются угловатые, реже округлые обломки серпентинитов разной степени изменения, карбонатов и более ранних брекчий, сцементированных кальцитовым, гематит-кальцитовым и гематит-кварц-кальцитовым цементом, с подчиненным количеством арагонита, сидерита и магнезита. Среди них можно выделить несколько морфологических типов, различающихся текстурой, составом обломков и цемента, что отражает особенности их генезиса и относительное время формирования (табл. 1, рис. 4). Главными факторами при выделении типов явились состав цемента и обломков, среди которых выделяется присутствие офикальцитов более раннего генезиса. В подстилающих серпентинитах установлены блоки сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий, указывающие на родство офикальцитов и сульфидных руд.

I тип офикальцитовых брекчий сложен обломками серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов, сцементированных существенно гематит-кальцитовым матриксом (см. рис. 4, а). Обломки представлены преимущественно серпентинитами и тальк-карбонатными породами с подчиненным количеством других пород. Обломки угловатые размером от 0.1 мм до 5 см. Серпентиниты в обломках представлены апогарцбургитовыми и аподунитовыми разновидностями от светло- до темно-зеленого цвета, часто окрашены оксидами и гидроксидами железа. Микроскопически структура серпентинитов микрозернистая, текстура петельчатая. Петли сложены β -лизардитом с окаймлением из магнетита и хризотила, с подчиненным количеством α -лизардита. Размер петель 0.03—0.3 мм. Также встречаются обломки, сложенные преимущественно антигоритом и серпофитом. В апогарцбургитовых серпентинитах имеются псевдоморфозы бастита по пироксену, размер которых достигает 5 мм. Из аксессуарных минералов установлены зерна хромшпинелидов размером от 0.01 до 1.5 мм и ксеноморфные выделения магнетита (0.03—0.06 мм). В серпентинитах часто наблюдаются амёбовидные гнезда карбоната и талька. Округлые и угловатые обломки тальк-карбонатных апосерпентинитовых метасоматитов размером от долей миллиметра до 2—3 см сложены микрозернистыми срастаниями талька, карбонатов и редко хлорита, которые замещают серпентин. Среди мономинеральных обломков установлены хромшпинелиды, магнетит, плагиоклаз и реликты пироксена.

Матрикс брекчий представлен карбонатным и гематит-карбонатным цементом, цвет которого меняется в зависимости от насыщенности гематитом. Исследование карбонатов из протолок офикальцитов показало наличие нескольких разновидностей. Кальцит, содержания которого достигают

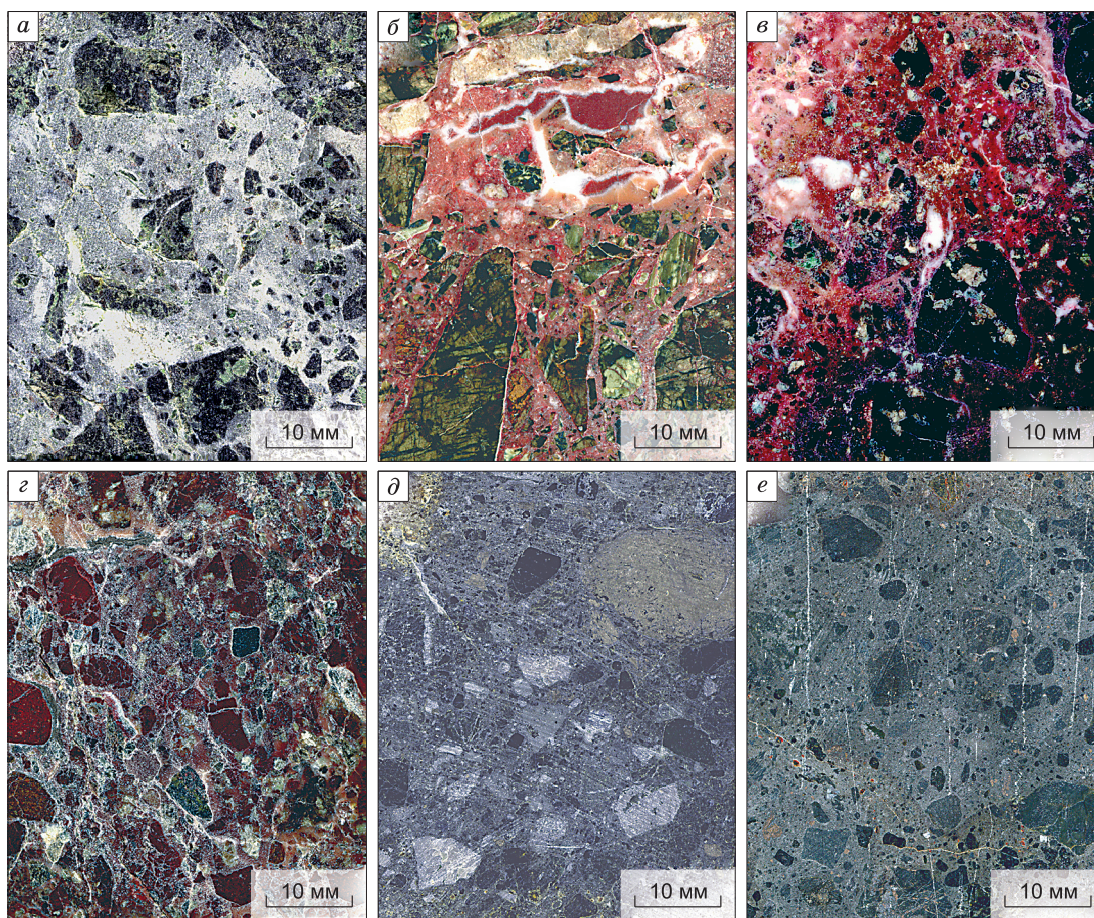


Рис. 4. Типы серпентинит-карбонатных брекчий из олистостром и рудовмещающих зон Главного Уральского разлома.

Офикальциты: *a* — I тип (обр. И04-20); *б* — II тип (обр. 645-3); *в* — III тип (обр. 648-30); *г* — IV тип (обр. И04-11); сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии: *д* — I тип (обр. И04-3-1), *е* — II тип (обр. И04-3-4).

90 %, определялся путем его растворения разбавленной соляной кислотой и оптическими методами ($N_0 = 1.520$). Незначительная часть карбоната представлена арагонитом ($N_0 = 1.530$), магнезитом (положительная реакция с дифенилкарбазидом), сидеритом (положительная реакция с железисто-синеродистым калием [Современные методы..., 1968]).

II тип офикальцитовых брекчий (см. рис. 4, *б*) наиболее распространен, сложен обломками серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов и карбонатов, сцементированных гематит-кварц-карбонатным матриксом. Обломки серпентинитов и апосерпентинитовых тальк-карбонатных метасоматитов имеют угловатую и округлую формы, размеры от 0.1 мм до 2 см и в целом аналогичны таковым из предыдущего типа.

Различие заключается в присутствии значительного количества обломков известняков (до 30 %), содержащих бентосную фауну (единичные находки криноидей и водорослей) и калькаренитов с градиционной слоистостью. Обломки сложены микрозернистым и среднезернистым кальцитом (до 0.5 мм). Среди обломков аксессуарных минералов встречаются отдельные зерна хромшпинелидов с размером 0.3—0.8 мм (иногда до 1.5 мм), магнетита и редко рутила. Цемент брекчий представлен гематит-карбонатными и кварц-гематит-карбонатными микрозернистыми разностями (до 0.08 мм).

III тип офикальцитовых брекчий (см. рис. 4, *в*) сложен обломками ранних брекчий, серпентинитов, карбонатов, сцементированных существенно гематит-карбонатным матриксом (см. табл. 1). Обломки серпентинитов сходны с таковыми из вышеописанных двух типов. Отличие заключается в присутствии большого количества обломков тальк-карбонатных метасоматитов, сложенных тальком, хлоритом и карбонатами с сохранившимися реликтами серпентина. Значительную часть породы составляют округлые и угловатые гематитизированные обломки более ранних офикальцитов, часто окремненных, и карбонатов размером до 2—3 см. Из мономинеральных обломков встречаются плагиоклазы, амфиболы,

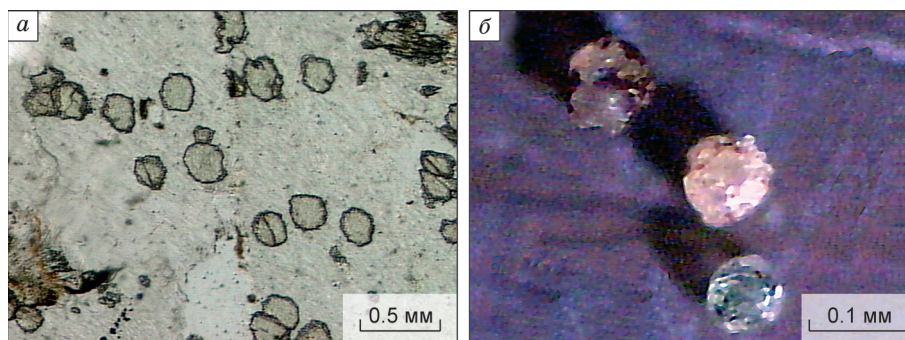


Рис. 5. Микрофотографии гранатов из офикальцитов:

а — шлиф 746-3А (проходящий свет, без анализатора); *б* — гранаты из шлихов.

пироксены, магнетит, хромит и гранаты. В протолочках из офикальцитов также были установлены титаномагнетит, ильменит, рутил, сфен, пирит и пирротин, что говорит о совместном разрушении с серпентинитами титаносодержащих пород, вероятно, даек титанистых габбро-пегматитов, установленных на рудных полях.

К обломкам тальк-карбонатных метасоматитов в офикальцитах приурочен гранат, который представлен округлыми зернами и сростками размером от 0.03 до 0.3 мм (рис. 5, *а*). Рентгеноструктурными исследованиями установлены гранаты трех рядов: спессартин (розовый), гидрогоосуляр (зеленоватый) и гранат ряда андрадит—шорломит (сероватый с магнетитовой оторочкой) (см. рис. 5, *б*).

Матрикс брекчий представлен мелкозернистым микритовым кальцитом с размером зерен от 0.01 до 0.04 мм. Местами встречается более поздний друзовидный кальцит с размером зерен от 0.04 до 0.1 мм, имеющий отчетливую спайность. Брекчии секутся более поздними жилами хризотил-асбеста, кальцита и кварца мощностью до 2—3 мм. В зальбанде одной из кварцевых жил был обнаружен пирит.

IV тип офикальцитовых брекчий (см. рис. 4, *з*) сложен обломками окремненных ранних брекчий, серпентинитов и гематит-кварцевых пород, сцементированных кварц-гематит-карбонатным матриксом. Округлые и угловатые обломки серпентина бутылкочно-зеленого цвета размером до 1 см сложены α -лизардитом, хризотилом и антигоритом. Значительная часть обломков частично или полностью замещена хлоритом, тальком и карбонатом, другие окварцованы. Отмечается наличие обломков гематит-кварцевых пород и более ранних офикальцитов размером до 3 см. Из аксессуарных минералов в цементе наблюдаются обломки зерен хромшпинелидов, магнетита и гранатов, аналогичных таковым из предыдущих типов.

Карбонат-гематит-кварцевый матрикс представлен микрозернистыми срастаниями кальцита и кварца, окрашенных гематитом в красно-бурые цвета. Он сечется более поздними жилками кальцита, которые, в свою очередь, секутся жилками кварца, мощность которых достигает 2 мм.

Наиболее широко представлены офикальциты II и III типов, которые слагают значительную часть разрезов на Байгускаровском участке, а также выявлены на Казанском участке и Ишкининском рудном поле. Офикальциты I типа образуют главным образом незначительные тела на Ишкининском и Казанском участках Ивановско-Дергамышского рудного поля. Офикальциты IV типа представлены преимущественно небольшими блоками, развитыми в олистостроме Ишкининского рудного поля.

На Ишкининском месторождении в подрудной зоне среди тальк-карбонатных метасоматитов имеются тела сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий (см. рис. 4, *в, з*). Их характерной особенностью является присутствие наряду с обломками серпентинитов и карбоната пирит-пирротиновых рудокластов. Было выделено два типа брекчий, различающихся составом цемента и относительным содержанием рудокластов.

В I типе сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий обломки представлены аподунитовыми серпентинитами, тальк-карбонатными метасоматитами, кальцитом, рудокластами и хромшпинелидами, сцементированными тальк-серпентин-карбонатным цементом с сульфидной вкрапленностью (сульфидной «пылью») (см. рис. 4, *д*).

Серпентиниты представлены угловатыми и редко округлыми обломками размером от долей миллиметра до 30—35 см, сложенными аподунитовыми разностями. В обломках серпентин образует футляровидные полигональные структуры α - и β -лизардита со шнуровидным окаймлением хризотила и «каплями» магнетита вокруг β -лизардита, подчеркивающими реликтовые мозаичные структуры размером от 0.4 до 1.5 мм. Значительная часть обломков подверглась карбонатизации и оталькованию, также отмечена хлоритизация. Некоторые обломки полностью замещены тальком и карбонатом, часто имея округлую

форму, и секутся жилками кальцита и сульфидов, мощность которых достигает 0.5 мм. Обломки карбонатов представлены как единичными кристаллами кальцита размером от 0.5 мм до 2—3 см с хорошо проявленной спайностью, так и зернистыми массами, сложенными мелкими кристаллами кальцита с размером зерен до 0.1 мм.

Рудокласты сложены халькопирит-пирит-пирротинowymi (5%), халькопирит-пирротинowymi (5%), пирит-пирротинowymi (10%) и пирротинowymi (80%) разностями. Размер рудокластов изменяется от долей миллиметров до 2—3 см. По морфологии преобладают округлые и угловатые формы, но встречаются и обломки сложных очертаний с зазубренными «рваными» краями. Пирротин составляет 90% объема всех сульфидов и представлен обломками кристаллов размером от 0.005 до 2 см и сростками с другими сульфидами, а также наблюдается в виде тонких ксеноморфных сростаний с кальцитом, серпентином, тальком в цементе брекчий. В скрещенных николях видны двойники деформации. Пирит ассоциирует с пирротином и халькопиритом, редко наблюдаются отдельные кристаллы кубического габитуса. Размер зерен пирита не превышает 0.5—1 мм. Халькопирит встречается в сростаниях с пирротином, редко в виде рваных мономинеральных обломков и больше характерен для второго типа брекчий.

Цемент брекчий представлен тальк-серпентин-карбонатными микрокристаллическими зернами алевритопелитовой размерностью (менее 20 мкм) и многочисленными вкраплениями рудной «пыли». Цемент имеет массивную однородную текстуру темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, который меняется в зависимости от соотношения в нем кальцита, серпентина, талька и сульфидов. Часто по цементу развиваются хлорит и гидроксиды железа, образующиеся при окислении сульфидов.

II тип сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий содержит значительно меньше рудокластов и более хлоритизированный цемент (см. рис. 4, а). Серпентинит присутствует в виде угловатых обломков от 0.1 мм до 10 см, минеральный состав которых идентичен вышеуказанному типу. Наряду с серпентинитами также встречаются обломки тальк-карбонатных метасоматитов, карбонатов, сульфидов (главным образом пирротина) и хромшпинелидов. Цемент брекчий тальк-серпентин-хлорит-кальцитовой с рудной «пылью», цвет серый с зеленоватым оттенком. В обломках тальк-карбонатных метасоматитов встречаются единичные зерна граната размером 0.05—0.1 мм с бугорчатой поверхностью. По морфологии зерна граната схожи с гранатом из офикальцитовых брекчий.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИКАЛЬЦИТОВ

Состав апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов исследован А.С. Варлаковым [1978], который установил, что железистость серпентинитов варьирует от 0.09 до 0.17, основность меняется от 1.49 до 1.72. Химизм серпентинитов Ивановско-Дергамышского рудного поля несколько отличается: железистость серпентинитов изменяется от 0.08 до 0.10, основность варьирует от 1.59 до 1.81. Максимальные значения основности соответствуют высоким значениям железистости, что связывается с влиянием колчеданного оруденения на серпентиниты.

Хромшпинелиды в серпентинитах развиваются в виде акцессорной вкрапленности, иногда в виде цепочечных агрегатов и шпировидных скоплений. Раз-

Рис. 6. Диаграммы $TiO_2-Al_2O_3$ [Kamenetsky et al., 2001] (А) и $Cr\#$ [Dick, Bullen, 1984] (Б) хромшпинелидов из офикальцитов олистостром Главного Уральского разлома.

Поля составов хромшпинелидов: ARC-AB — островодужных андезитобазальтов; SSZ-P — перидотитов надсубдукционных зон; MOR-P — перидотитов срединно-океанических хребтов; MORB — базальтов срединно-океанических хребтов. Хромшпинелиды из: I — офикальцитовых брекчий Дергамышской олистостромы (Байгускаровский участок); II — офикальцитовых брекчий Дергамышской олистостромы (Казанский участок); III — офикальцитовых брекчий Ишкининского рудного поля; IV — сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий Ишкининского рудного поля; V — серпентинитов Ишкининского рудного поля; VI — серпентинитов Дергамышского рудного поля.

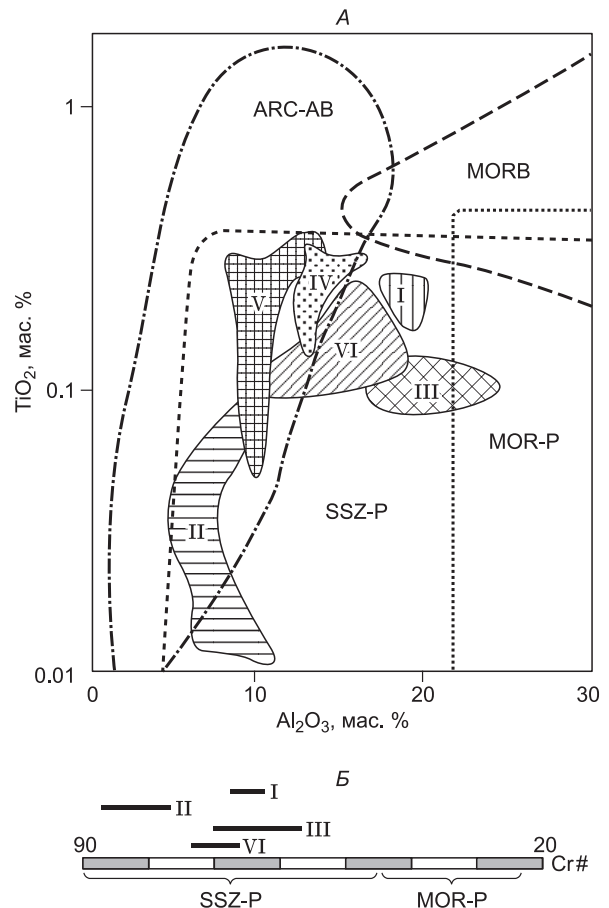


Таблица 2. Средние составы хромшпинелидов из офикальцитов и серпентинитов Главного Уральского разлома

№ п/п	Содержание, мас. %										Параметр			N
	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺					
1	0.03 (0.00—0.13)	0.22 (0.17—0.25)	19.26 (17.35—19.83)	50.75 (49.64—51.56)	11.90 (10.30—12.91)	17.72 (16.48—19.96)	63.88 (62.68—66.31)	55.79 (48.60—61.10)	1.20 (0.10—3.10)				21	
2	0.33 (0.20—0.48)	0.03 (0.00—0.08)	7.29 (4.66—10.53)	61.94 (56.29—64.28)	9.37 (5.56—11.16)	19.49 (16.40—26.48)	84.04 (77.15—87.70)	48.19 (29.50—56.40)	1.70 (0.90—4.05)				18	
3	0.06 (0.00—0.46)	0.01 (0.00—0.03)	19.10 (15.82—24.05)	51.53 (46.72—55.66)	13.35 (10.84—15.17)	14.93 (12.75—17.64)	63.97 (56.38—70.36)	62.36 (52.33—68.79)	0.68 (0.00—2.35)				45	
4	0.37 (0.31—0.47)	0.27 (0.14—0.57)	13.71 (11.98—16.09)	48.87 (43.88—52.07)	9.33 (7.59—11.18)	26.70 (22.88—28.57)	70.51 (66.63—73.37)	45.82 (32.90—53.80)	9.89 (6.85—14.90)				15	
5	0.09 (0.00—0.38)	0.15 (0.00—0.36)	12.09 (8.28—19.26)	56.50 (49.24—62.17)	10.66 (7.10—13.68)	20.21 (15.25—23.69)	75.88 (63.22—82.20)	51.91 (35.60—63.90)	3.65 (0.20—6.70)				88	
6	0.24 (0.00—1.06)	0.17 (0.00—0.40)	12.87 (7.89—18.77)	55.97 (49.27—60.82)	11.37 (7.29—15.47)	18.72 (13.85—24.86)	74.66 (64.20—83.01)	55.14 (41.80—72.70)	3.15 (0.45—7.00)				58	

Примечание. Хромшпинелиды из: 1 — офикальцитов Ишкининской олистостромы (Казанский участок); 2 — офикальцитов Ивановско-Дергамышской олистостромы (Байгускарковский участок); 3 — офикальцитов Ивановско-Дергамышской олистостромы (Казанский участок); 4 — сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий Ишкининского месторождения; 5 — серпентинитов Ишкининского месторождения, по [Дунаев, Зайков, 2005]; 6 — серпентинитов Дергамышского месторождения, по [Дунаев, Зайков, 2005].

ΣFeO = FeO + Fe₂O₃, N — число анализов. В скобках даны интервалы колебаний. Основные расчетные параметры: Cr# = 100Cr/(Cr + Al + Fe³⁺), Mg# = 100Mg/(Mg + Fe²⁺), Z Fe³⁺ — доля трехвалентного железа в R³⁺. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе JEOL JСХА-733 (ИМин УрО РАН, аналитик Е.И. Чурин).

мер зерен колеблется от 0.1 до 3 мм. По морфологии выделены гипидиоморфные и ксеноморфные разности, реже отмечены идиоморфные кристаллы. Наибольшим распространением пользуются ксеноморфные округлые и амебовидные выделения.

Анализ химического состава хромшпинелидов из офикальцитовых брекчий показал, что их состав в матриксе брекчий и в обломках серпентинитов схож и аналогичен составу хромшпинелидов из апогартбургитовых серпентинитов рудных полей (табл. 2). На классификационной диаграмме фигуративные точки попадают в поле надсубдукционных перидотитов островодужных окраин (рис. 6). По геохимическим характеристикам хромшпинелиды из офикальцитов Ишкининского рудного поля и Казанского участка Ивановско-Дергамышского рудного поля близки друг другу: хромистость их лежит в пределах 60—70 %, а магнезиальность — 49—61 %. Хромшпинелиды Байгускарковского участка характеризуются повышенной хромистостью (77—88 %) и пониженной магнезиальностью (30—56 %). Хромшпинелиды из офикальцитов обладают повышенными концентрациями алюминия и незначительными — трехвалентного железа, концентрации титана и марганца не превышают 0.48 и 0.25 мас. % соответственно.

Исследования изотопных отношений δ¹³C/¹²C и δ¹⁸O/¹⁶O в кальците из карбонатных образований олистостром и рудных полей показали наличие двух интервалов значений фигуративных точек (табл. 3). Первое поле характеризует изотопные соотношения в кальците из линз органогенных силурийских и девонских известняков со значениями δ¹³C/¹²C в интервале -9...-13 ‰ относительно стандарта PDB, δ¹⁸O/¹⁶O в интервале +19...+25 ‰ относительно стандарта SMOW, которые типичны для органогенных известняков (рис. 7). Второе поле соответствует кальциту из руд, жилков в метасоматитах и цемента офикальцитов, которое характеризуется значениями соотношений изотопов δ¹³C/¹²C в интервале -6...-11 ‰ (PDB) и значениями соотношений изотопов δ¹⁸O/¹⁶O в интервале +8...+14 ‰ (SMOW). Эти соотношения характерны для карбонатов, имеющих гидротермальный генезис.

Геохимические особенности карбонатного матрикса показывают повышенные содержания кобальта, не характерные для среднестатистических карбонатных пород, что наряду с присутствием среди

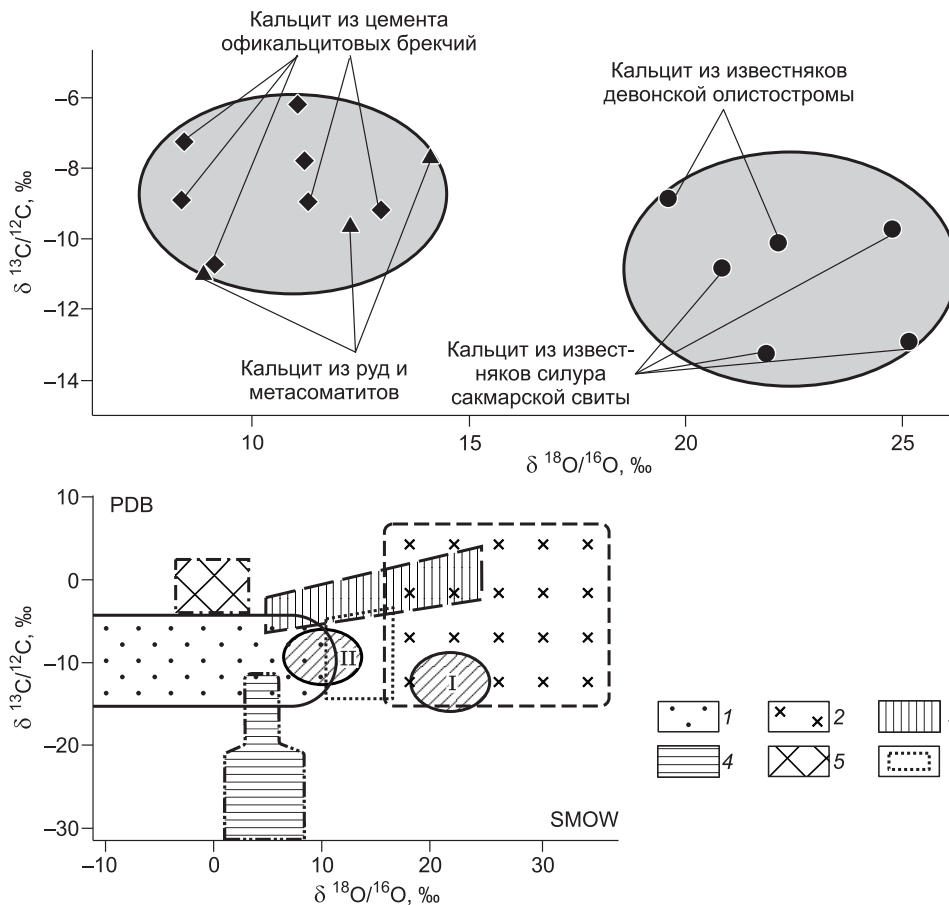


Рис. 7. Диаграмма значений соотношений изотопов $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных образованиях.

Поля составов [Фор, 1989; Интерпретация..., 2001; Гулий, Вада, 2003; Леин, 2004; Владыкин и др., 2004]: 1 — гидротермальные карбонаты; 2 — органогенные известняки; 3 — карбонатиты; 4 — аутигенные карбонаты морских осадков; 5 — карбонаты и би-карбонаты морской воды; 6 — карбонаты метасоматического генезиса. I — карбонаты органогенных известняков Ишкининской олистостромы; II — карбонаты из офикальцитов Ишкининской олистостромы.

обломков офикальцитов тальк-карбонатных метасоматитов говорит о прямой связи их с гидротермальными растворами, формировавшими кобальт-медно-колчеданные залежи.

Исследования флюидных включений в кальците из карбонатных жил и офикальцитов Ишкининского и Ивановско-Дергамышских рудных полей показали, что наиболее высокотемпературными являются самые ранние офикальциты I типа (рис. 8), образование которых происходило под поверхностью морского дна. Температуры гомогенизации включений в кальцитовом цементе составили 210—250 °С, а соленость 3.5—4.0 мас. % экв. NaCl. Офикальциты других типов, формировавшиеся в придонных условиях, показали более низкие значения температуры, составившие 140—180 °С для офикальцитов II и III типов Ишкининского рудного поля и 100—150 °С для офикальцитов II типа Ивановско-Дергамышского рудного поля. Соленость растворов, участвовавших в формировании офикальцитов,

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита из карбонатных образований Ишкининского рудного поля

Опробованный материал	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ VPDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ VSMOW, ‰
Кальцит жилок из офикальцитов	-6.2...-10.8 -8.3 (2)	8.3...11.0 9.1 (2)
Кальцитовый цемент из офикальцитов	-7.7...-14.1 -9.6 (4)	11.2...18.4 13.2 (4)
Шлиры кальцита в рудах	-10.9	8.8
Кальцит жилок из тальк-карбонатных метасоматитов	-7.8...-9.6 -8.7 (2)	14.1...12.2 13.1 (2)
Кальцит жилок из серпентинитов	-10.8...-13.9 -11.9 (2)	20.7...25.0 22.9 (2)
Кальцит из линз известняков в олистостромах	-8.7...-13.3 -10.5 (4)	19.4...24.7 21.9 (4)

Примечание. Изотопный анализ углерода и кислорода проводился на аппаратуре Delta+ Advantage (Thermo Finnigan), аналитик С.А. Садыков (ИМин УрО РАН, г. Миасс).

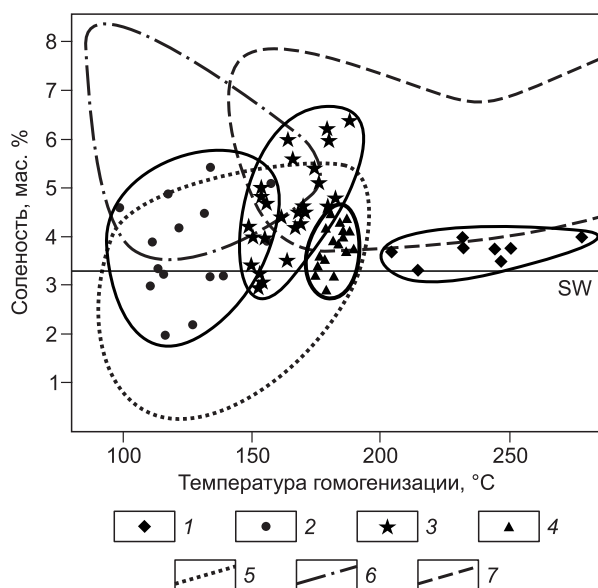


Рис. 8. Соотношение солености раствора во включениях и температур их гомогенизации из карбоната офикальцитов.

1—4 — офикальциты ГУРа: 1 — I тип (Ишкининское месторождение); 2 — II тип (Ишкининское и Дергамышское месторождения); 3 — III тип (Ишкининское месторождение); 4 — карбонатные жилы (Ишкининское месторождение); 5 — карбонатные прожилки с сульфидной минерализацией Ишкининского месторождения [Юминов и др., 2002]; 6 — карбонатный матрикс офикальцитов Квебекских Аппалачей [Chi, Lavoie, 2000]; 7 — ангидрит-сульфидная минерализация гидротермального поля Рейнбоу в ультрамафитах [Бортников и др., 2004]. SW — средняя соленость морской воды при нормальных условиях (25 °С).

близка солености морской воды и составляет 2.0—6.0 мас. % экв. NaCl, что говорит о ее значительном участии в формировании гидротермальных растворов.

Данные о параметрах гидротермальных растворов для кальцита из жил в тальк-карбонатных метасоматитах и колчеданных рудах Ишкининского рудного поля ранее были получены А.М. Юминовым с соавторами [2002]. Методами криометрии и гомогенизации флюидных включений установлен хлоридный состав растворов с соленостью 0.3—4.5 мас.% экв. NaCl и температурами гомогенизации 130—160 °С. На Ивановско-Дергамышском рудном поле флюидные включения в кварце из сульфидно-кварц-карбонатных жил показали значения концентрации солей в растворах 1.3—2.7 мас.% экв. NaCl, а температуры гомогенизации включений составили 130—150 °С [Анкушева, 2006], что близко данным, полученным ранее.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Офикальциты из олистостром аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги имеют гидротермальное происхождение, в пользу чего свидетельствует ряд данных: минералогический и текстурно-структурные особенности, изотопные значения С и О, ассоциация с обломками тальк-карбонатных метасоматитов. Исходя из схожих геохимических, изотопных и термобарогеохимических характеристик карбонатов в офикальцитах, рудах и тальк-карбонатных метасоматитах, а также по наличию в составе офикальцитов обломков тальк-карбонатных пород, можно говорить об общности их образования в процессе гидротермальной деятельности, приводившей к рудоотложению в ультрамафитах.

Температуры и соленость растворов, участвовавших в образовании офикальцитов, постепенно падали с 240—280 °С на ранних стадиях формирования под океаническим дном до 100—160 °С в придонных условиях на поздних этапах. Данные температуры типичны и для ряда других офикальцитов, известных в мире. Так, для офикальцитов Квебекских Аппалачей термобарогеохимическими исследованиями флюидных включений установлены температуры растворов 100—170 °С [Chi, Lavoie, 2000]. Несколько меньшие температуры (50—90 °С) зафиксированы на гидротермальном поле Лост-Сити в Срединно-Атлантическом хребте [Леин и др., 2004], что, вероятно, связано со спецификацией флюида.

Тела офикальцитов из олистостром Главного Уральского разлома сложены несколькими морфологическими типами, изучение которых позволило предложить модель их образования. В перидотитах офиолитового комплекса серпентинизация ультрамафитов и их деформация приводили к образованию трещин, по которым проникали рудоносные гидротермальные растворы, формировавшие тальк-карбонатные метасоматиты и кобальт-медно-колчеданные руды. С этой стадией связано формирование линейных тел сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий в подрудных зонах. В кровле серпентинитовых массивов на поздних стадиях колчеданного рудоотложения или на периферии рудных полей в результате эволюции гидротермального флюида, выраженного его постепенным ощелачиванием в придонных условиях, происходило формирование разнообразных подводных карбонатных жил, серпентинит-карбонатных брекчий и построек офикальцитов в устьях гидротермальных источников на морском дне. Выносившийся в результате эманаций обломочный материал цементировался гидротермальным карбонатом, который осаждался в результате резкого падения температуры и давления.

В офикальцитах довольно часто встречаются органогенные обломки, которые свидетельствуют о наличии фауны, живущей на гидротермальных полях вблизи источника эманаций. Так, в офикальцитах

олистостром Главного Уральского разлома известны единичные находки измененных фрагментов криноидей и водорослевой фауны. В офикальцитах Баэр-Басситского офиолитового массива (Сирия) определены планктонные формы фораминифер и кальцисферулид [Книппер и др., 1987]. В Квебекских Аппалачах (Канада) известны офикальциты с остатками бактериальных матов [Lavoie, 1997]. В зоне Камчатско-Алеутского сочленения также известны офикальциты, в которых найдены скелеты раковин фораминифер [Савельев и др., 2007]. На современном гидротермальном поле Лост-Сити установлена деятельность термфильных сульфатредуцирующих микроорганизмов [Леин и др., 2004].

Многочисленные тектонические подвижки и эродирование кровли серпентинитовых массивов, переыв и переотложение с последующей цементацией новыми эманациями гидротермальных растворов, приводили к формированию нескольких морфологических типов офикальцитов, среди которых можно выделить три основные ступени гидротермальных процессов. Высокотемпературные карбонатные растворы (240—280 °С) приводили к формированию офикальцитов I типа, обломки которых преимущественно представлены серпентинитами. Среднетемпературные растворы (180—220 °С) обусловили образование крупных подводящих карбонатных жил и офикальцитов II и частично III типов с характерными кварцевыми прожилками и тальк-карбонатными метасоматитами, с которыми ассоциируется образование граната в офикальцитах. Низкотемпературные растворы (100—170 °С) формировали офикальциты III и IV типов.

Гранаты, установленные в офикальцитовых брекчиях кобальт-медно-колчеданных месторождений ГУРа, приурочены, главным образом, к среднетемпературному типу, формирование которого шло при температурах не ниже 150—190 °С, установленных по флюидным включениям в карбонатной матрице брекчий. Сходные низкотемпературные гидротермальные гранаты андрадитового и гидрогроссулярового рядов в офикальцитах были зафиксированы также в Швейцарских Альпах [Peters, 1965] и Апеннинах [Geloni, Gianelli, 2007], где предполагаемые температуры их формирования составляли около 170 °С.

Последующие эрозионные процессы, переотложение и переыв морской водой, цементация осадочным карбонатным илом с примесью кремнезема приводили к формированию IV типа офикальцитов, характеризующегося разнообразным составом обломков, среди которых часты обломки более ранних офикальцитов.

Аналогичные процессы наблюдаются сегодня и на современных гидротермальных полях в срединно-океанических хребтах [Bonatti et al., 1974; Леин и др., 2004; Ludwig et al., 2006] и островных дугах [Fryer, 1992; Савельев и др., 2007]. Наличие в составе офикальцитов Главного Уральского разлома хромшпинелидов, характерных для надсубдукционных перидотитов, указывает на то, что формирование брекчий происходило в островодужных структурах.

Впоследствии при образовании олистостромовых толщ, на островодужном склоне в аккреционной призме Западно-Магнитогорской островной дуги происходила эрозия кровли серпентинитовых массивов и разрушение гидротермальных построек с вовлечением их в олистостром, в которой они в настоящее время и сосредоточены. Накопление олистостром, начавшееся в конце эйфеля и продолжавшееся вплоть до живета, характеризуется двумя основными этапами: вулканогенно-осадочным и кремнеобломочным, между которыми происходили процессы разрушения офиолитов аккреционного комплекса и офикальцитов. Решающим фактором в образовании офикальцитов являются гидротермальные процессы, связанные с колчеданным рудоотложением, а поздние субаквальные оползневые обрушения лишь приводили к вовлечению тел офикальцитов в осадочные толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офикальциты из нижнедевонских олистостром, перекрывающих кобальт-медно-колчеданные месторождения зоны Главного Уральского разлома, представляют собой гидротермальные серпентинит-карбонатные брекчии, сложенные угловатыми и округлыми обломками серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов, карбонатов, кремней и других пород размером от долей миллиметра до 3—5 см. Они сцементированы микритовым и друзовидным гематит-кальцитовым матриксом с примесью арагонита, магнезита, сидерита и кварца.

Образование офикальцитов происходило в придонных условиях аккреционной призмы в раннем девоне. Офикальциты формировались при эманациях на морское дно остывающих гидротермальных растворов, характеризующихся температурами, близкими 100—280 °С, после завершения колчеданного рудоотложения. Их образование происходило в несколько стадий и связано с формированием в кровле серпентинитовых массивов серпентинит-карбонатных брекчий и карбонатных построек, которые разрушались, переотлагались и цементировались новыми порциями гидротермальных растворов и карбонатными илами. Эти карбонатные постройки сходны с таковыми на современных гидротермальных полях, установленных в срединно-океанических хребтах и на активных континентальных окраинах.

Выявление четырех основных типов офикальцитов отражает разные этапы формирования тел и порций гидротермальных растворов, с одной из которых, характеризующейся температурами 170—

190 °С, связано формирование в офикальцитах гранатов. Они ассоциируются с обломками тальк-карбонатных метасоматитов и кварцевыми жилами в офикальцитах.

Накопление олистостром в аккреционной призме Западно-Магнитогорской островной дуги, происходившее в раннесреднедевонский период, приводило к разрушению кровли аккреционного комплекса и попаданию в них тел офикальцитов.

Присутствие офикальцитов в офиолитовых комплексах свидетельствует о наличии на морском дне активных средне- и низкотемпературных гидротермальных процессов, формировавших карбонатные породы, а также возможном наличии более высокотемпературного колчеданного оруденения, что может рассматриваться как один из поисковых признаков на кобальт-медно-колчеданное оруденение в ультрамафитах сутурных зон.

Авторы благодарны коллегам за ценные консультации и помощь при проведении исследований: В.В. Масленникову, А.М. Юминову, И.Ю. Мелекесцевой, Н.И. Вализер, Н.Н. Анкушевой, С.А. Садыкову, Е.И. Чурину, П.В. Хворову, Е.Д. Зенович, М.Н. Маляренко.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (07-05-00260-а), гранта молодых ученых УрО РАН, интеграционного проекта совместных исследований УрО–СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Анкушева Н.Н. Физико-химические условия формирования сульфидно-кварцевой минерализации Ивановского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс, ИМин УрО РАН, 2006, с. 233—237.

Аргюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 1998, 156 с.

Берзин Н.А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчинско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1979, с. 104—129.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М., Наука, 2006, 527 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—28.

Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 1, с. 74—87.

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М., Наука, 1978, 238 с.

Владыкин И.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С. Геодинамика и изотопия С и О карбонатитов Сибири // XVII симпозиум по геохимии изотопов им. В.П. Виноградова. М., ГЕОХИ РАН, 2004, с. 57—58.

Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Коротеев В.А., Некрасов Г.Е., Савельев А.А., Шараськин А.Я., Заборовская Н.Б. Нижнедевонская переотложенная серпентинитокластовая кора выветривания (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые, 2003, № 3, с. 227—236.

Геологический словарь. Т. 2. М., Недра, 1973, 455 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов. Серия методических руководств по геологическому анализу при геологическом картировании. М., Роскомнедра, 1992, 232 с.

Гулий В.Н., Вада Х. Макро- и микровариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатов докембрия Алданского щита // Геохимия, 2003, № 5, с. 482—491.

Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медно-колчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс, ИМин УрО РАН, 2005, 112 с.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М., Наука, 1-е изд., 1991, 206 с.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М., Наука, 2-е изд. (дополненное), 2006, 429 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005, № 3, с. 73—98.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс, ИМин УрО РАН, 2001, 313 с.

- Иванов К.С.** Основные черты геологической истории (1.6—0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1998, 252 с.
- Интерпретация геохимических данных.** Учебное пособие / Ред. Е.В. Складов. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.
- Книппер А.Л.** Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я.** Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника, 1998, № 5, с. 19—31.
- Книппер А.Л., Копаевич Л.Ф., Рукие М.** Возраст и происхождение офикальцитов Баэр-Басситского офиолитового массива (Северо-Западная Сирия) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1987, № 6, с. 124—128.
- Леин А.Ю.** Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 1, с. 3—35.
- Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Ульянов А.А., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Иванов М.В.** Новый тип гидротермального поля на Срединно-Атлантическом хребте (поле Лост-Сити, 30° с.ш.) // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 3, с. 380—383.
- Леонов М.Г.** Олисторомы и их генезис // Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
- Макарычев Г.И., Куренков С.А.** Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1974, № 4, с. 22—34.
- Масленников В.В.** Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс, Геотур, 1999, 348 с.
- Медно-колчеданные месторождения** Урала: Геологические условия размещения / Ред. Смирнов В.И. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1985, 288 с.
- Мизенс Г.А.** Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне—ранней перми юга Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, 190 с.
- Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А., Аристов В.А., Дубинина С.В.** Ордовикские вулканогенные и девонские серпентинитовые колчеданосные комплексы на Южном Урале: состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы междунар. конф. XIII чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007а, с. 48—52.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А.** Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюл. МОИП, Отд. геол., 2007б, т. 82, вып. 1, с. 32—47.
- Савельев Д.П., Савельева О.Л., Кувикас О.В.** Офикальцитовые брекчии п-ова Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле, 2007, № 1, вып. 9, с. 73—78.
- Серавкин И.Б.** Типы колчеданных месторождений Южного Урала и источники рудного вещества // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы междунар. научн. конф. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007, с. 58—62.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа, Полиграфкомбинат, 2001, 318 с.
- Симонов В.А., Зайков В.В., Колмогоров Ю.П.** Геохимия базальтоидов из офиолитовых и сутурных зон Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов—2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс, ИМин УрО РАН, 2002, с. 17—26.
- Современные методы** минералогического исследования. М., Недра, 1968, ч. 2, 320 с.
- Стратиграфия** и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа, УНЦ РАН, 1993, 217 с.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.
- Юминов А.М., Симонов В.А., Зайков В.В.** Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Ишкининском колчеданном месторождении (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 12. Миасс, ИМин УрО РАН, 2002, с. 98—110.
- Bailey E.B., McCallien W.J.** Some aspects of the Steinmann trinity, mainly chemical // Geol. Soc. London, 1960, v. 116, p. 365—395.
- Bernoulli D., Weissert H.** Sedimentary fabrics in serpentinite breccias (ophicalcites) and their significance, South Pennine Arosa Zone, Switzerland // Ofioliti, 1984, 9 (3), p. 679.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.** Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994, p. 117—130.
- Bonatti E., Emiliani G., Ferrara G., Honnorez J., Rydell H.** Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial Mid Atlantic Ridge // Marine Geol., 1974, v. 16, p. 83—102.

Bonney T.G. Notes on some Ligurian and Tuscan serpentinites // *Geol. Mag.*, 1879, v. 6, № 2, p. 362—371.

Bortolotti V., Passerini P. Magmatic activity. Development of the Northern Apennines geosyncline // *Sedim. Geol.*, 1970, v. 4, № 3/4, p. 599—624.

Carlson C. Stratigraphic and structural significance of foliate serpentinite breccias, Wilbur Springs // *Depositional facies of sedimentary serpentinite: selected examples from the Coast Ranges, California. Field Trip Guidebook № 3*, 1984, p. 108—112.

Chi G., Lavoie D. A combined fluid-inclusion and stable isotope study of Ordovician opicalcite units from Southern Quebec Appalachians, Quebec // *Geol. Surv. Canada*, 2000, 9 p.

Cornelius H.P. Petrographische Untersuchungen in den Bergen Zwischen Septiner — und Julierpass. Diss. N. Jahr. Min., 1912, 35 p.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, № 86, p. 54—76.

Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks / Ed. G.V.M. Kluwer. Dordrecht, The Netherlands, 2003, p. 506—508.

Folk R.L., McBride F. Possible pedogenic origin of Ligurian opicalcite: a Mesozoic calichified serpentine // *Geology*, 1976, № 4, p. 327—332.

Fryer P. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentinite seamount on the Marianna and Izu-Bonin forearc // *Proc. ODP. Sci. Results*, 1992, v. 125, p. 593—614.

Geloni C., Gianelli G. A preliminary geochemical model of the fluid-rock interaction processes forming the eastern Liguria opicalcite (Northern Apennines, Italy) // *Per. Miner.*, 2007, v. 76, p. 137—154.

Haggerty J.A. Evidence from fluid seeps atop serpentine seamount in the Mariana Forearc: clues for emplacement of the seamounts and their relationships to forearc tectonics // *Marine Geol.*, 1991, v. 102, p. 293—309.

Hisada K., Nakazawa E., Arai S. Sedimentary origin of opicalcite in the Sambagawa metamorphic rocks, Kanto Mountains, Central Japan // *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, 1993, v. 19, p. 43—47.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in Main Uralian Fault zone (South Urals) / PhD Dissertation. Freiberg University of Mining and Technology. Freiberg, 2003, 113 p.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 665—671.

Lavoie D. Hydrothermal vent bacterial community in Ordovician opicalcite, southern Quebec Appalachians // *J. Sedim. Res.*, 1997, v. 67, p. 47—53.

Lavoie D., Cousineau A.P. Ordovician opicalcites of Southern Quebec Appalachians: a proposed early seafloor tectonosedimentary and hydrothermal origin // *J. Sedim. Res.*, 1995, v. 65 (2), p. 337—347.

Ludwig K.A., Kelley D.S., Butterfield D.A., Nelson B.K., Fruh-Green G. Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, № 70, p. 3625—3645.

Peters T. A water-bearing andradite from the Totalp serpentine (Davos, Switzerland) // *Amer. Miner.*, 1965, v. 50, p. 1482—1486.

Saleeby J., Sharp W.D. Opicalcites and related rocks of the Kings-Kaweah ophiolite belt, Southwest Sierra Nevada foothills // *Amer. Geophys. Union*, 1977, v. 58 (12), p. 1245.

Sinha A.K., Mishra M. Ophicarbonates associated with the ophiolitic melange of western Ladakh Himalaya: a possible genesis // *Ofioliti*, 1995, 20 (1), p. 33—39.

Surour A.A., Arafa E.H. Ophicarbonates; calichified serpentinites from Gebel Mohagara, Wadi Ghadir area, Eastern Desert, Egypt // *J. African Earth Sci.*, 1997, v. 24 (3), p. 315—334.

Treves B.E., Harper G.D. Exposure of serpentinites on ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine opicalcites // *Ofioliti*, 1994, v. 19, p. 435—466.

Treves B.E., Hickmott D., Vaggelli G. Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine opicalcites // *Ofioliti*, 1995, v. 20 (2), p. 111—122.

Trommsdorff V., Evans B.W., Pfeifer H.R. Ophicarbonate rocks: metamorphic reactions and possible origin // *Archives des Sciences Geneve*, 1980, v. 33, p. 361—364.