

УДК 549.091:553.261

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮВЕЛИРНОГО КОРУНДА ВЫСОКОЙ АЗИИ

© 2012 г. Е. Н. Терехов, А. П. Акимов

Геологический институт РАН
109017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7
E-mail: tereh@ilran.ru

Поступила в редакцию 20.06.2012 г.

Впервые рассмотрена проблема генезиса благородного корунда района Высокой Азии с позиции региональной тектоники. Одним из важнейших событий в тектонической эволюции региона, которое фиксируется всеми современными методами исследований, явился подъём к поверхности в неоген-четвертичное время глубинных пород (эксгумация) и именно с этим событием мы связываем формирование корундовой минерализации. Тектоническая эрозия более 15 км разреза привела к выделению флюидов, которые и предопределили формирование разнообразных метасоматитов, в том числе и корундосодержащих. Наличие минеральных “двориков” вокруг корундов, линзовидно-ветвистая форма корундосодержащих тел, приуроченность корунда к различным типам пород, а также совместное его месторасположение с другими разновидностями драгоценных камней, всё это указывает на огромную роль флюидов в формировании корундовой минерализации. Главным фактором формирования корундовой минерализации является глубинный флюид, обогащенный: Al, Ti, PЗЭ, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, поэтому формирование корундосодержащих пород происходило на путях миграции этих флюидов, а важнейшим структурным фактором их локализации являлись участки осаждения компонентов из этих флюидов, каковыми являются границы силикатных и карбонатных пород, разломные зоны, краевые части жестких блоков, обрамления куполов, а также нижние части лежащих складок.

Ключевые слова: рубин, сапфир, тектоника, структура, эксгумация, флюид.

ВВЕДЕНИЕ

Страны Высокой Азии известны месторождениями драгоценных камней, среди которых почетное место занимают благородные разновидности корунда: рубины и сапфиры. И если в Индии, Афганистане и Пакистане они разрабатывались уже много веков, то месторождения этого камня на территории Таджикистана – бывшей республики СССР – были открыты сравнительно недавно в основном геологами треста “Кварцсамоцветы” [28, 33]. Несмотря на многовековую историю добычи, многие аспекты геологии, а тем более тектонического положения месторождений и проявлений благородного корунда, остаются малоисследованными. Подобная тенденция характерна для большинства месторождений рубина и сапфира в мире, что объяснимо труднодоступностью для исследователей месторождений столь дорогого камня, вся информация для которых является конфиденциальной, и геологи часто попадают туда после того, как месторождения уже полностью отработаны [61]. Авторы детально изучили некоторые проявления корунда на Памире, которые рассматриваются нами как эталоны, а благодаря современным технологиям, нам удалось составить представление о геологической ситуации для

других районов и месте процессов корундообразования в эволюции всего региона Высокой Азии.

Большинство корундовых проявлений в регионе, так же как и другие самоцветы, приурочено к образованиям гранулитовой или амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 1), которые трактуются как докембрийские. В рамках геосинклинальной модели выходы подобных образований рассматривались как срединные массивы – выступы докембрийского фундамента в киммерийско-альпийской и частично герцинской складчатых системах [23]. В плит-тектонических построениях сущность жестких блоков как микроконтинентов осталась в принципе той же, только в интерпретациях структур ведущую роль получили надвиги и покровы [30]. С появлением фиш-трекового метода большое внимание стало уделяться исследованиям по проблеме эксгумации метаморфических комплексов [42, 50, 54]. Следует отметить, что подобные вопросы решались и ранее на основе литологических исследований, но их результаты не привлекали внимания тектонистов. Так, было показано, что до рубежа 10 млн. лет в осадочных отложениях Таджикской впадины не было обломков глубокометаморфизованных пород [4]. То же было установлено для Предгималайского прогиба, что говорит о молодом

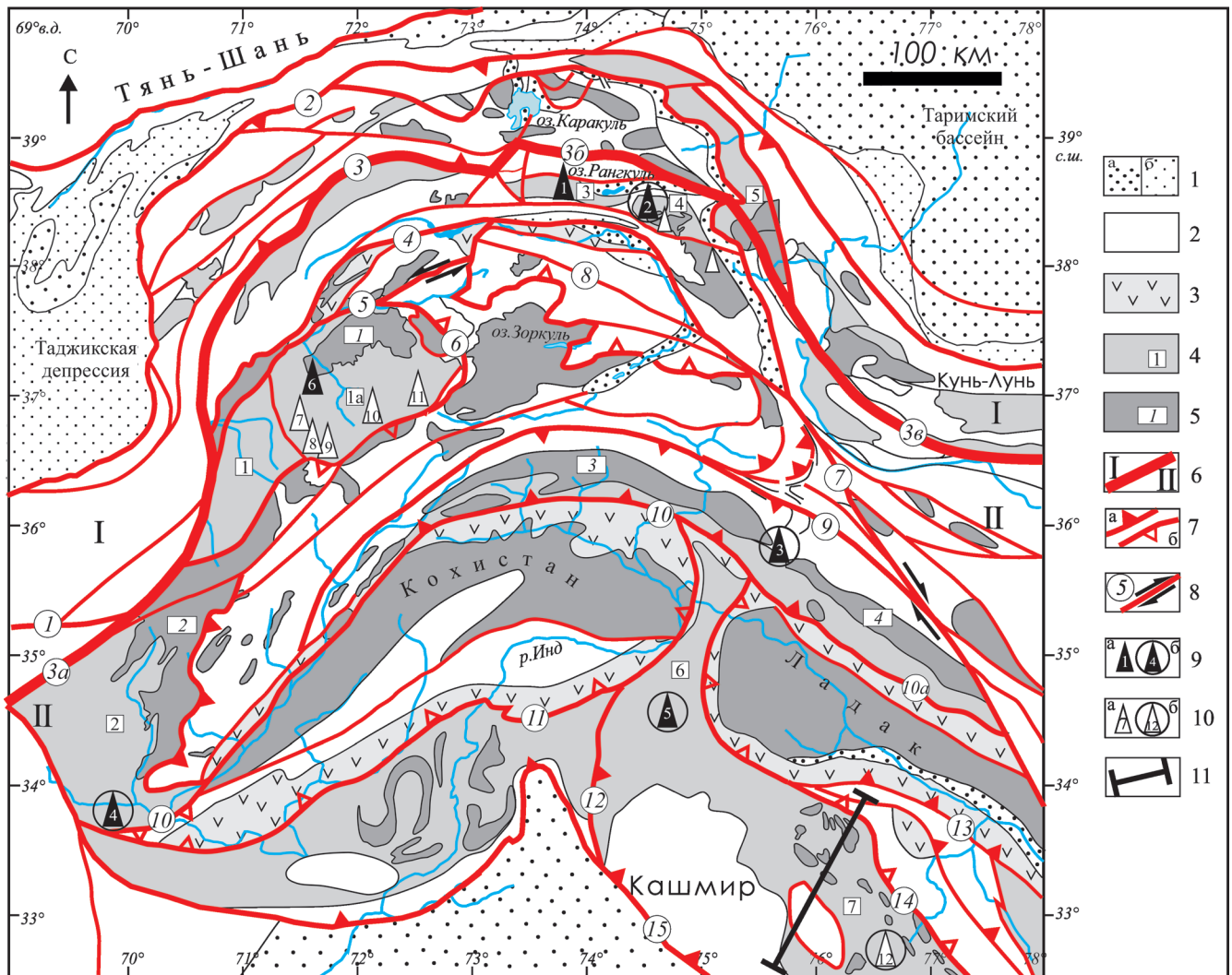


Рис. 1. Положение корундовой минерализации в структуре Высокой Азии.

1 – неоген-четвертичные (а) и неогеновые (б) отложения предгорных и межгорных прогибов; 2 – палеозой-мезозойские отложения; 3 – офиолиты; 4 – кристаллические породы и названия выступов глубинных пород: 1 – Бадахшанский, 1а – Юго-Западный Памир, 2 – Нуристанский, 3 – Джаланский, 4 – Шатпутский, 5 – Кунгур-Мустаата, 6 – Нанга-Парбат, 7 – Высокие Гималаи (хр. Занскар); 8 – гранитоиды (мел-неоген), массивы: 1 – Хорогский, 2 – Лагман, 3 – Каракорумский, 4 – Балторо; 6 – граница геоструктурных зон герцинского (I) и киммерийско-альпийского (II) поясов; 7–8 разломы: 7а – надвиги, 7б – сбросы, 8 – сдвиги, и названия разломов (цифры в кружках): 1 – Андарабский, 2 – Дарвазский, 3 – Ванчский, 3а – Гератский, 3б – Акбайталский, 4 – Рушанско-Пшартский, 5 – Гунтский, 6 – Мац-Кокбайский, 7 – Каракорумский сдвиг, 8 – Карасу, 9 – Чиргал (Верх. Хунза), 10 – Каракорум-Кохистанская сutura (Главный Каракорумский разлом), 10а – Драсс, 11 – Индская сutura, 12 – Рупал, 13 – Верхнеиндская сutura, 14 – Занскар (Южно-Тибетский детачмент), 15 – Главный пограничный разлом; 9 – проявления (а) и месторождения (б) рубина и их названия: 1 – Сасыкский и 2 – Кукуртский камне-самоцветные узлы (Восточный Памир), 3 – Хунза (Каракорум), 4 – Джигдаллек (Нуристан), 5 – Нангимали (Нанга-Парбат), 6 – Зирпарчов и Дальнее (ЮЗ Памир); 10 – проявления (а) и месторождения сапфира (б) и их названия: 7 – Стаж и Авдж, 8 – Яхшволь и Сумджин, 9 – Ишкашим, 10 – Ямчун, 11 – Лянгар (все ЮЗ Памир), 12 – Сумджам (Кашмир); 11 – линия разреза (рис 4а).

возрасте вывода глубинных пород к поверхности. Эти данные были подтверждены многочисленными работами по эксгумации кристаллических пород Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Кунь-Луня. Везде выход к поверхности данных образований (эксгумация) осуществлялся в период 25–1 млн. лет, а до этого исследованные метаморфиты были на глубинах 20–25 км – в зоне пластичных дефор-

маций [63]. Причем эксгумация глубинных пород происходила не за счет общего воздымания территории, а контролировалась отдельными структурами. Все это заставило тектонистов обратить внимание на структуры, которые могли контролировать быстрый и эффективный вывод глубинных пород к поверхности. Так был выделен Южный Тибетский сброс, который, по мнению ряда исследовате-

лей, обусловил эксгумацию пластины Высоких Гималаев [43]. Следует отметить, что эта крупнейшая в мире (более 2 тыс. км) сбросовая зона. Подобные структуры, но меньшего размера, стали выделяться и в других местах этого региона [50]. Причем многие пологие структуры, которые ранее трактовались как надвиги, стали рассматриваться как сбросы [49]. Другим аспектом работ по эксгумации пород явилось изменение взглядов на роль процессов растяжения в структурно-вещественной эволюции региона. Появились работы, в которых отмечается значительная роль процессов растяжения в формировании структуры региона [46]. Причиной процессов растяжения большинство исследователей первоначально считали коллизию Индии и Азии и последующий за ней тектонический коллапс. Однако, по мере появления все большего количества фактов о структурах растяжения, многие аспекты коллизионных явлений ставятся под сомнение. Прежде всего, это образование гигантских объемов гималайских гранитов А-типа, а также связанных с ними пегматитов. Последние исследования показали синхронность процессов гранитообразования и эксгумации [45, 48, 52], при этом громадное большинство гранитов этого региона имеет молодые радиологические датировки: 25–3 млн. лет. Их часто называли коллизионными, однако собственно коллизия произошла 50–55 млн. лет назад. На основе палеомагнитных данных разработана схема схождения Индостана с Азией в интервале 84–0 млн. лет [56], при этом, периоды максимального развития гранитов коррелируются с наименьшими скоростями сближения. Молодой (постскладчатый) щелочной магматизм региона, который ранее рассматривался как результат отрыва слэба, также вполне объясним и другими процессами. Увеличенная мощность коры в регионе и причины горообразования, получили альтернативное объяснение [18]. Помимо сбросов, которые не всегда можно идентифицировать, важным признаком обстановки растяжения являются предгорные и межгорные впадины и блоки глубинных пород, которые стали рассматриваться в качестве метаморфических ядер. Долгое время месторождения драгоценных камней, приуроченные к метаморфизованным породам предположительно архей-протерозойского возраста, также считались древними. Но ситуация и здесь меняется. Появились данные о молодом возрасте пегматитов и сопутствующей им минерализации, а затем и для некоторых корундовых проявлений получены молодые датировки: 20–3 млн. лет [7, 26, 29].

Уход Российских геологов с Памира, привел к тому, что тенденция пересмотра кинематики разломов не коснулась этого региона. Так, в работах крупнейших знатоков Памира Б.Р. Пашкова и В.И. Буданова [21], пологие разломы Южного Памира хоть и рассматриваются как миоценовые, но трактуются как надвиги, а вопросы появления ме-

таморфических пород на поверхности, то есть главного структурообразующего явления, даже не обсуждаются. В нашей статье не затрагиваются глобальные причины молодых процессов растяжения в регионе, а рассматривается только их связь с формированием корундовой минерализации, возраст которой нами считается синхронным с позднеогеновыми процессами эксгумации.

ОСОБЕННОСТИ КОРУНДОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

На территории Восточного и Центрального Памира во времена СССР, было выявлено большое количество корундовых проявлений, входящих в Кукуртский и Сасыкский камнесамоцветные узлы [2]. В пределах первого узла на месторождении Снежное были добыты кристаллы рубина до 2 кг, хотя мнения об их качестве являются неоднозначными. Судя по большому количеству весьма дешевого рубина с Восточного Памира на камнесамоцветных ярмарках России, Западной Европы и Пакистана, это месторождение активно разрабатывается. Согласно тектоническому районированию, данные проявления приурочены к Центрально-Памирской зоне, для которой характерны выступы глубокоизмененных пород, обрамленных зональными комплексами, известными как термальные купола [6]. Нами изучался Кукуртский узел, приуроченный к образованиям музкольской серии [22]. Метаморфиты в тесной ассоциации с гранитами и мигматитами слагают Шатпутский выступ, который отличается от складчатого, но менее метаморфизованного палеозой-мезозойского “чехла” (рис. 2). Значительная часть выступа сложена гранитами Шатпутского комплекса с возрастом 20 млн. лет, а метаморфические породы представлены гранито-гнейсами, слагающими Зорбурулюкский купол, мраморами и силикатными разностями. Метаморфиты прослеживаются на запад, где выделяется Джаланский выступ с корундовой минерализацией и месторождениями кордиерита, скаполита, берилла и коллекционного кианита (Сасыкский узел) (рис. 1) [16]. С востока Шатпутский выступ граничит с горным массивом Кунгур – Мустаата, где известны наиболее молодые процессы эксгумации: 5–1 млн. лет [42], а с юга ограничен сдвиго-сбросом. Метаморфические породы музкольской серии долгое время были в центре споров об их возрасте. Часть исследователей, основываясь на высоком метаморфизме, связывала их образование с докембрийским этапом развития. Другие настаивали на молодом возрасте и их стратиграфическом родстве с палеозойскими и даже мезозойскими образованиями [9]. По компромиссной точке зрения, главная роль в формировании музкольского комплекса принадлежит докембрийским событиям, а в альпийское время эти породы и их обрамление были подвергнуты мета-

морфизму, что подтверждается радиологическими исследованиями, согласно которым породы 20 млн. лет назад подверглись переработке, с интенсивным перемещением флюидов, особенно вокруг ядерных структур, типа Зорбурулюкского купола. В гранито-гнейсах ядра, миграция флюидов имела локальный характер и для них получен возраст 520 млн. лет [6].

Основой для анализа структурного положения камнесамоцветной минерализации явилась карта Кукуртского узла, составленная в экспедиции ЦентрКварсамоцветы, в создании которой авторы принимали участие (рис. 2). Эта карта – пример деталь-

ных геологических работ (м-б 1 : 10 000) на базе фототеодолитной съемки и характеризуется тем, что все точки наблюдений имели инструментальную привязку. В ходе этих работ был детально изучен Зорбурулюкский купол и его соотношения с Шатпутским гранитным массивом и жильными образованиями, и была выделена тектоническая зона, ограничивающая с юга поле распространения кристаллических пород. В пределах этой зоны, получившей название Шатпутский разлом, развита милонитизация, пегматиты, кварцевые жилы и дайки сиенитов. Структурные элементы пород, примыка-

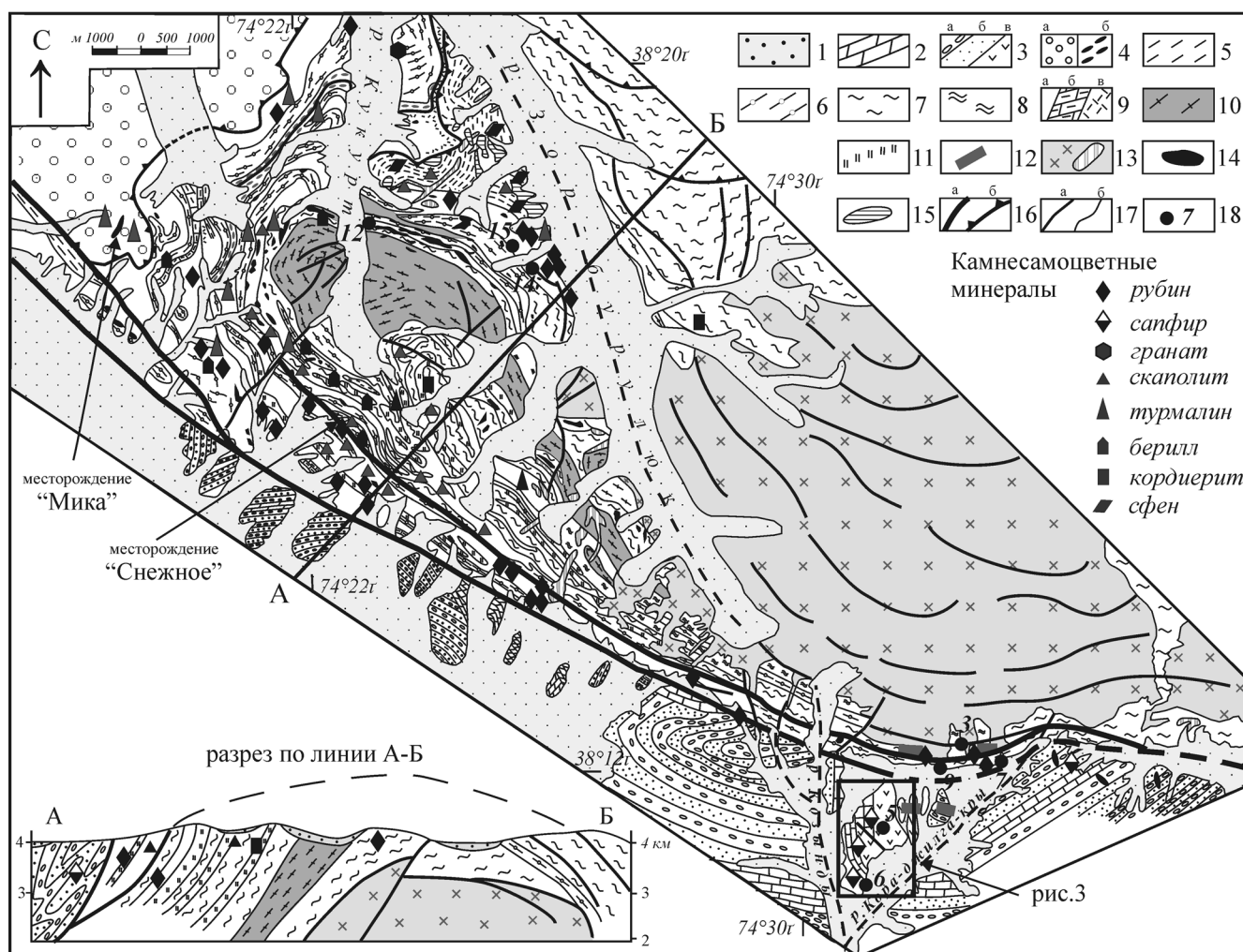


Рис. 2. Геологическая карта Кукуртского камнесамоцветного узла (западная часть Шатпутского выступа).

1 – четвертичные отложения; 2–3 – слабометаморфизованные пермо-триасовые отложения: 2 – мрамора, 3а – конгломераты, 3б – песчаники и алевролиты, 3в – вулканиты; 4–8 – образования музкольской серии: 4 – метапесчаники (4а) и метаконгломераты (4б), 5 – биотитовые сланцы, 6 – высокоглиноземистые гнейсы, 7 – биотитовые гнейсы, 8 – биотит-амфиболовые гнейсы; 9 – карбонатные породы: а – мрамора, б – силикатные мрамора, в – брекчированные; 10 – гранито-гнейсы зорбурулюкского комплекса; 11 – диопсидовые породы; 12 – дайки сиенитов (постскладчатые); 13 – граниты и жилы Шатпутского комплекса; 14 – пегматиты; 15 – щелочные габбро; 16 – сдвиго-сброс (а), сброс (б); 17 – структурные линии (а) и геологические границы (б); 18 – номера точек корундовой минерализации.

ющих к разлому с севера, параллельны плоскости сместителя, падающей на юг под углами 85–75°. Слабометаморфизованные породы южного блока, представленные мраморами, песчаниками, конгломератами и, реже, вулканитами, примыкают к разлому под различными углами. Все данные указывают на сбросо-сдвиговую природу этого разлома. Наиболее молодыми магматическими образованиями являются сиениты неогенового возраста, слагающие круто наклоненные дайки протяженностью в первые сотни метров, при мощности 50–90 см, ориентированные вдоль разлома. Дайки секут породы по обеим сторонам разлома. Они характеризуются высоким суммарным содержанием РЗЭ, $(La/Yb)_n > 120$ и обогащены: Ba, Rb, Sr, Zr, F [36]. Сиениты не несут следов тектонических деформаций – то есть являются постскладчатыми.

Корундсодержащие породы приурочены к обрамлению гранито-гнейсового ядра и к его ЮВ продолжению, которое в некоторых работах именуется как Тураколинская группа месторождений (рис. 2) [16]. На карте показаны только крупные проявления, отдельные находки отмечаются почти повсеместно. Наиболее распространен корунд красного и розового цвета среди мраморов, где он встречается как в форме единичных зерен, так и агрегатов, находящихся в ассоциации с флогопитом, кальцитом, скаполитом, кианитом, рутилом и турмалином, которые все вместе слагают линзы на контактах силикатных пород с мраморами. Максимальное развитие рубиновая минерализация получила в раздувах зон – гнездах, заполненных каолиноподобной глиной с большим количеством изумрудно-зеленого фуксита, а также турмалина и пирита [33]. Кристаллы рубина достигают размера в первые десятки сантиметров. Самая крупная линза (м-е Снежное) имеет мощность 1.2 м и протяженность около 16 м. Размеры линз по падению в десятки раз превышают размеры по простиранию [38]. На наш взгляд, линзы, вытянутые по падению разлома, можно считать макролинейностью, приуроченной к плоскостям Шатпутского разлома и оперяющих его зон. Вытянутость линз по падению разлома указывает на его сбросовую природу. Во всей толще мраморов, обрамляющих купол, встречается рубин в виде вкрапленников, но наибольшие концентрации отмечены в ЮВ части структуры, на участке почти полного выклинивания мраморов. Здесь в каждом десятом образце мрамора по ходу маршрута можно встретить одиночные кристаллы рубина размером до 1–2 мм и редко – до 5 мм. Следует отметить, что кажущееся одиночное расположение кристаллов обманчиво – почти всегда они окружены своеобразной рубашкой из слюды или плагиоклаза, а под микроскопом видны и мелкие кристаллы турмалина – то есть тех минералов, которые слагают линзовидные тела с рубином. В восточной части района, там, где уже нет мрамор,

имеются многочисленные находки мелких зерен корунда, приуроченных к внешним частям овоидов в гранито-гнейсах (т. 3, 7 на рис. 2). Овоиды образованы не одним кристаллом, как это обычно бывает в метаморфических комплексах, а представлены агрегатом из мелких зерен флогопита, кианита, скаполита, альбита, биотита, мусковита, графита, турмалина, рудных – то есть, представлены теми же минералами, которые слагают линзы корундосодержащих пород, причем калишпат и плагиоклаз в овоидах являются реликтовыми. Размер овоидов 1–2 см. Зоны овоидов с корундом параллельны Шатпутскому разлому и встречаются без видимых закономерностей. Отмечается, что местами в гнейсах постепенно развиваются овоидальные ядра, порода приобретает облик оолитоподобной, происходит перекристаллизация и уменьшение содержаний темноцветов. Ориентированы эти образования параллельно мигматитовой полосчатости, но наложены на нее. Мощность зон “оолитовых” пород 20–50 см, по простиранию они прослежены на 10–15 м, контакты с вмещающими гнейсами постепенные. Иногда встречаются одиночные зоны, но чаще, это сгусток, состоящий из 3–5 зон на расстоянии друг от друга в первые метры. Зоны овоидальных пород секутся “послойными” пегматитами Шатпутского комплекса, которые залегают на 10–20° круче, чем мигматиты. Здесь же картируются кварцевые жилы и дайки сиенитов, ориентированные вертикально. В СВ крыле Зорбурулюкского купола встречаются тела амфиболитов мощностью до 5 м, которые контактируют с брекчированными мраморами. На границе этих пород встречаются вытянутые по длинной оси бочонковидные кристаллы розовых корундов размером до 3–4 см (т. 14). Мощность зоны развития корунда около 2 м. В ЮВ части района встречено пегматитовое тело с плохо оформленными кристаллами корунда серого цвета размером до 5 см в поперечнике (т. 9). По составу, пегматит относится к Шатпутскому гранитному комплексу [36]. Отдельные зерна корунда найдены и в протоловке пегматитов, обрамляющих Зорбурулюкский купол (т. 12), но визуально и в шлифах они не наблюдались. Генезис одиночных зерен корунда в мраморах – “рассеянный”, тип минерализации до сих пор является дискуссионным. Долгое время господствовало представление о том, что корунд в мраморах имеет метаморфогенное происхождение за счет исходной примеси глинистых продуктов выветривания [27, 38]. Но затем появились данные, позволяющие усомниться в такой модели, так как во многих “чистых” мраморах без какой-либо примеси пелитового материала встречаются вкрапленники корунда с центрами кристаллизации, характерными для образования кристаллов из флюида [13].

Особый интерес представляют находки тонких пластинок корунда синего цвета среди слабометаморфизованных пород к югу от Шатпутского разло-

ма (т. 5 и 6) (рис. 2 и 3). В междуречье р. Козынды и р. Кора-Джилга-Кры нами [14] и в верховьях последней – К.Т. Будановой [5] было **обнаружено множество** проявлений “корундитов” на границах мраморов и силикатных пород, представленных вулканитами и алевро-песчаниками. Возраст последних был определен как пермо-триасовый. Форма площадей развития синего корунда весьма разнообразная: от причудливо амебовидной до изометричной, реже линзовидной. Здесь выделяются ранние мелкозернистые разности “корундитов”, состоящие из графита, корунда, кианита, ильменита, рутила, плагиоклаза – (обр. 5/12, 6/5, 7, 8) и поздние – перекристаллизованные крупнозернистые разности, состоящие из корунда, кианита, рутила, фуксита, турма-

лина, скаполита, альбита (обр. 5/5, 5/13, 6/6, 6/14). Ширина линз “корундитов” достигает 15 м, а участки перекристаллизованных пород имеют мощность 1–2 м (рис. 3б, в). Тела корундитов окружены переходной зоной, состоящей из мусковит-биотитовых сланцев со ставролитом, в которых по плоскостям сланцеватости развиты корунд-кианитовые ассоциации, где корунд представлен тонкозернистыми агрегатами и скелетными кристаллами. Породы насыщены тонкодисперсным графитом и рудным минералом. Переход от неизмененных алевролитов и вулканитов к разностям, содержащим на плоскостях сланцеватости и трещин черные турмалины и скелетные формы кианита и корунда, постепенный. При этом меняется валовый состав пород. Возрас-

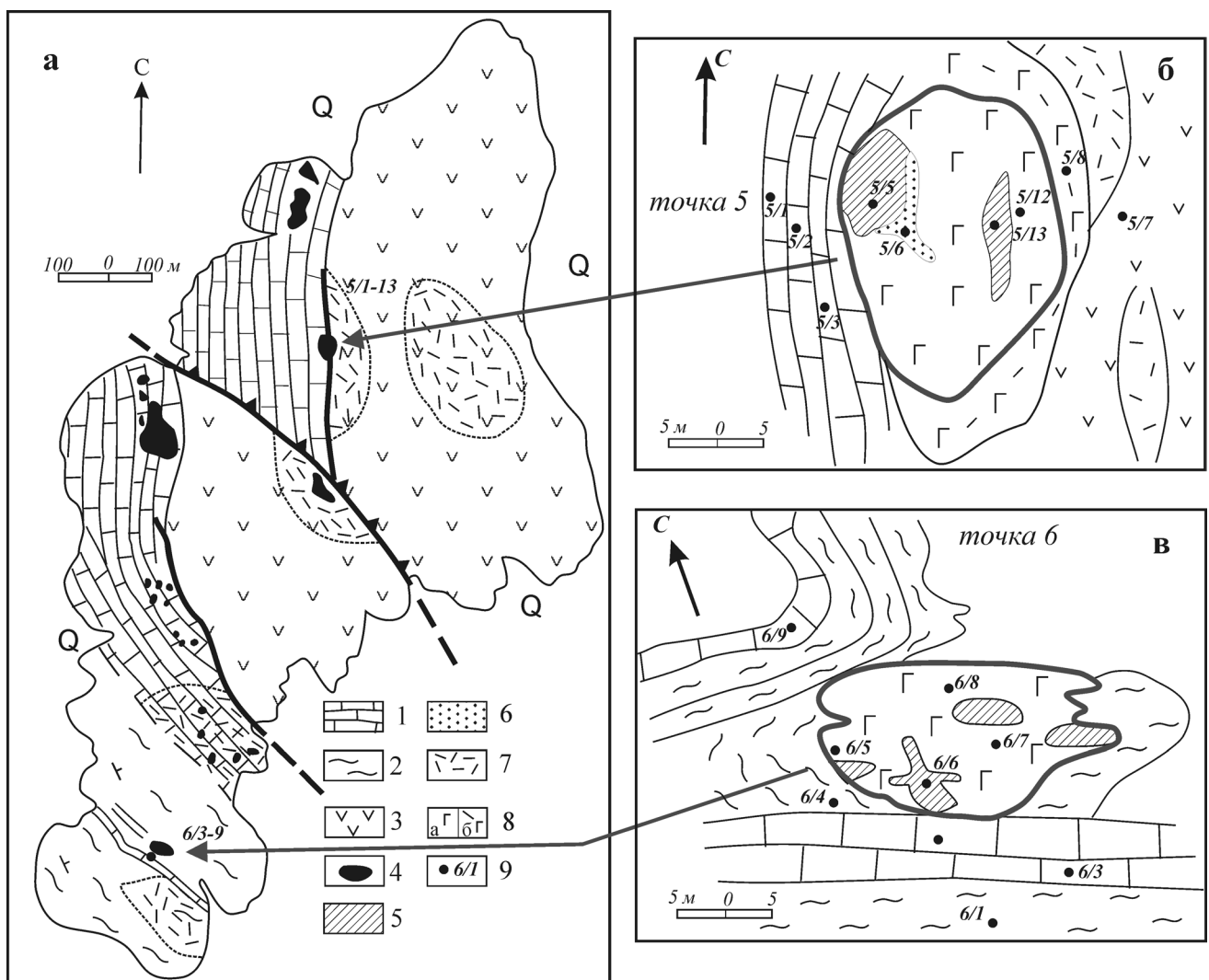


Рис. 3. Структурное положение корундовой минерализации (сапфир) в слабометаморфизованном комплексе обрамления Шатпутского метаморфического ядра (а) и форма корундитовых тел (б и в).

1 – мраморизованные известняки; 2 – алевролитовые сланцы; 3 – метавулканиты; 4 – корундитовые тела (а); 5–6 перекристаллизованные корундиты (б, в); 7 – площадь развития сноповидных турмалинов на плоскостях трещин; 8 – корундиты: а – ранние, б – с реликтами вмещающих пород; 9 – точки опробования (анализы в работе [36]).

тает в 2 раза количество Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 [36]. Появление кианита и корунда в трещинах не связано с увеличением степени метаморфизма, когда во всей массе породы возникают новообразования, как это бывает в зональных комплексах, а вероятно обусловлено кристаллизацией корунда и кианита из насыщенной глиноземом газовой фазы, наподобие образования корунда в верхней части домны [37]. Следует отметить, что в районе развития синих корундов распространены дайки сиенитов и такие же щелочные породы слагают “Южный” дайковый пояс, расположенный в 30 км южнее [20]. Щелочные породы слагают дайки и небольшие массивы, которые часто на 50% состоят из фрагментов нижнекоровых пород: гранулитов и эклогитов. Среди этих обломков одному из авторов (А.П. Акимову) встретились разности с синим корундом. К сожалению, в дальнейшем данные находки не были повторены. Следует отметить, что во многих местах Мира, сапфиры с табличной формой кристаллов приурочены к щелочным породам: лампрофиры Монтаны (США), сиениты Хибин, миаскиты Урала, сиениты о. Мадагаскар и т.д. Это позволяет считать, что широко проявленный в Памиро-Гималайском регионе неогеновый щелочной магматизм, мог влиять на создание благоприятной среды для формирования корундов.

Для Кукуртского узла, характерно развитие скаполита и турмалина, которые являются сквозными и встречаются в пегматитах, сланцах, мраморах, гранитах и метасоматитах, что также указывает на высокую флюидную активность. Большинство проявлений корунда в метаморфическом комплексе приурочено к линейным структурам (зонам расщепления и контактам различных пород), конформным тектоническим элементам. Структурное положение корундовых проявлений в слабометаморфизованных отложениях принципиально другое, и здесь выделяются изометричные по форме проявления метасоматитов, напоминающие трубки взрыва (рис. 3).

По составу все корундосодержащие разности имеют общие признаки: повышенные концентрации Al_2O_3 (22–51%), TiO_2 , K_2O , Ba, Zr, Y, V, Ni, Co, F, B, Zr, Cr [36], иногда на несколько порядков, по сравнению с вмещающими породами. Максимальные концентрации РЗЭ характерны для “ранних” корундитов, расположенных среди слабометаморфизованных отложений. Для них типичны высокие $(\text{La/Yb})_n = 127\text{--}220$ и отрицательные Eu аномалии. Близкие содержания РЗЭ получены и для фуксит-корундовых и амфибол-корундовых пород из музкольского комплекса (образцы точек: 15 и 14). Меньшие концентрации РЗЭ характерны для пород в ассоциации с очковыми мигматитами (тт. 7 и 3). По мере приближения к корундосодержащим породам во вмещающих разностях возрастают концентрации РЗЭ, хотя для перекристаллизованных корундитов из точек 5 и 6 отмечены наименьшие содержания РЗЭ и положительная Eu аномалия, что

указывает на интенсивный вынос РЗЭ на этапе перекристаллизации и очищения от таких элементов как: Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O и привнос Cr, Sn и, особенно, бора. Можно констатировать, что в восточной части Центрального Памира на этапе вывода глубинных пород к поверхности имели место аллохимические преобразования, приуроченные главным образом к тектоническим границам различных по составу пород. Для этого периода характерно проявление щелочного магматизма, который сопровождался потоком флюидов, обогащенных Cl, F, B, способствующих переносу в газовой фазе: Fe, Al, Cr, K, Ba, Zr, Sr, РЗЭ и других элементов [39].

Важную роль для понимания генезиса Шатпутского выступа играют жильные образования, представленные пегматитами, кварцевыми и альбитовыми жилами, которые являются индикаторами условий растяжения и характеризуют процесс эксгумации глубинных пород. Пегматиты Кукуртского узла [32] являются уникальными по разнообразию цветных камней. Здесь встречаются: полихромный турмалин, топаз, аквамарин, воробьевит, данбурит, скаполит, морион, амазонит, лунный камень. Пегматиты весьма многочисленны и имеют разнообразные формы и размеры, часто обладают неповторимой индивидуальностью. Некоторые исследователи все пегматиты района связывают с гранитами Шатпутского комплекса [10], хотя их соотношения могут оказаться более сложными. Основная масса пегматитов – это мелкие бескорневые тела, по форме сходные с перевернутыми каплями, и ими насыщена внешняя зона Зорбурулюкского купола. Они прослеживаются вдоль Шатпутского разлома на юго-восток, где бывают как каплевидной формы, так и вытянутой по простиранию разлома, а иногда появляются в слабометаморфизованном комплексе (рис. 2). Корундосодержащие породы образовывались раньше пегматитов, но впоследствии те и другие подверглись однотипным метасоматическим преобразованиям: альбитизации, скаполитизации, хлоритизации, которые фиксировали спад давления и температур в этих комплексах. Кварцевые жилы распространены среди пород музкольского комплекса и также фиксируют условия регрессивного этапа метаморфизма. Особенно широко они развиты вдоль Шатпутского разлома, где залегают параллельно его простиранию. Не вызывает сомнения приуроченность камнесамоцветной минерализации к обрамлению Зорбурулюкского купола и его “хвостоподобному” окончанию вытянутому вдоль Шатпутского разлома (рис. 2). Формирование купола часто рассматривается как результат выжимания пластичного гранито-гнейсового материала Шатпутским гранитным массивом. Но на наш взгляд, формирование этой антиформы, прежде всего, связано со сбросо-сдвиговыми подвижками Шатпутского разлома, который изначально был пологим сбросом и только на заключительных этапах эво-

люции при формировании метаморфического ядра и его изостатическом всплывании, приобрел крутое падение. Именно пологая тектоническая граница являлась барьером для глубинных флюидов, которые и сформировали всю гамму метасоматических пород. При ее разрушении имел место резкий спад давления, образовались пегматиты, и произошел прорыв флюидов в верхний, слабометаморфизованный чехол, где формировались синие корунды, альбит-скаполитовые метасоматиты и турмалины на плоскостях сланцеватости. Лево-сдвиговые подвижки по Шатпутскому разлому предопределили локальное надвигание фронтальной части купола на СЗ. В тыловой части структуры, на левом водораздельном борту р. Зорбурулюк, в обстановке растяжения формировались жильные тела гранитов Шатпутского массива, выполняющие трещины отрыва. Благоприятными участками для корундообразования явились боковые ограничения Зорбурулюкского купола, который в грубой схеме можно сравнить с лежащей складкой. В ее основании в условиях большей концентрации флюидов происходила кристаллизация рубиноподобных разновидностей. Южнее Шатпутского разлома в слабометаморфизованном комплексе, который, исходя из модели пологого сброса, изначально залегал над Зорбурулюкским куполом, существовали условия растяжения и в отдельных местах была весьма благоприятная обстановка для поступления флюидов, переноса глинозем. Результатом осаждения явились корундовые проявления, в которых форма кристаллов корунда в виде тонких пластинок является наиболее характерной для кристаллизации из газов [37]. Близкие петрогеохимические признаки, характер распределения петрогенных и редких элементов корундовых проявлений, гранитоидов Шатпутского комплекса и щелочных пород, указывают на то, что в их формировании принимали участие глубинные флюиды. Они явились причиной формирования гранитоидов, сиенитов и корундосодержащих пород. Для поздних периодов эволюции этой единой флюидно-магматической системы характерно накопление Al, Ti, PЗЭ, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, B [36]. Специфика проявления этих процессов способствовала формированию уникальной глиноземистой минерализации Кукуртского узла: турмалина, скаполита, нефелина, кордиерита, граната, корунда. Следует отметить, что Шатпутский разлом, контролирующий вывод к поверхности метаморфического ядра, является СЗ окончанием крупнейшего в регионе Каракорумского сдвига (рис. 1), вдоль простирания, которого фиксируются наиболее молодые возраста эксгумации и проявления лампрофилов [42, 59]. Молодость Шатпутского выступа определяется и тем, что вдоль его южного обрамления развиты межгорные красноцветные отложения южнокараджилгинской серии, позднемиоценового возраста, которые прорваны дайками граноди-

оритового состава, вероятно синхронными границами метаморфического ядра [8].

Таким образом, в отношении генезиса корундовой минерализации Кукуртского узла, которую мы рассматриваем как эталонную для всего региона, возможны следующие выводы: 1) корундосодержащие породы образуются практически по всем видам субстрата: гнейсам, амфиболитам, мигматитам, пегматитам Шатпутского выступа и слабометаморфизованным пермо-триасовым породам обрамления, в процессе их формирования происходит возрастание содержаний Al, Ti, PЗЭ, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, B, по сравнению с породами субстрата [36]; 2) присутствие минералов, содержащих Cl, B или F – скаполит, флогопит, биотит, мусковит, турмалин, эпидот, ставролит, наблюдаемых в парагенезисе с корундом, свидетельствует о высокой активности этих элементов в процессах петрогенеза; 3) одинаковые закономерности поведения редких элементов при формировании корундовой минерализации, гранитоидов Шатпутского комплекса и сиенитов дайкового пояса указывают на единый глубинный источник; 4) близкие петрогеохимические и минералогические особенности корундосодержащих метасоматитов из Музкольского комплекса и слабометаморфизованных пермо-триасовых пород свидетельствуют о единых закономерностях формирования; 5) разнообразие корундовых проявлений: в слюдах, амфиболитах, пегматитах, “трубках взрыва”, также “рассеянный” тип в мраморах и “оолитовый” – в гнейсах являются результатом единого, но поразному выраженного процесса, из-за своего структурного положения и состава вмещающих пород; 6) формирование корундовой минерализации контролировалось тектоническими нарушениями этапа вывода к поверхности в неоген-четвертичное время пород Шатпутского выступа, который относится к структурам метаморфических ядер.

Каракорумские рубины – аналоги Восточно-Памирской минерализации

Геолого-минералогическая ситуация, напоминающая Кукуртский самоцветный узел, известна в Пакистане, в Каракоруме, в долине реки Хунза (рис. 1) [53]. Здесь согласные линзы рубинсодержащих мраморов залегают в силлиманит и гранат-содержащих гнейсах и мусковитовых сланцах, реже присутствуют гранатовые амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы. Грубозернистые мрамора белого и светло-серого цвета, иногда битуминозные – темно-серые, мощностью от 1 до 10 м. Этот разрез относится к метаморфическому комплексу, который расположен южнее осевых батолитов Каракорума. Метаморфиты секутся пегматитами, аплитами и лампрофирами. К северу от месторождения рубина возрастает количество мигматитов, и метаморфический комплекс постепенно пе-

переходит в центральное гранодиоритовое ядро Каракорума. Начальный этап формирования этого батолита укладывается в интервал 110–70 млн. лет [44], а в неогене эти породы претерпели структурно-вещественные преобразования. Дайки лампрофиров и трахитов с возрастом 20 млн. лет [57] секут как породы ядра, так и метаморфического обрамления. Причем восточнее, в районе Балтора, лампрофиры секут граниты с возрастом 17–19 млн. лет [54]. Рубин сопровождается шпинелью, флогопитом, хлоритом, зеленым турмалином, сфеном, рутилом, апатитом, пиритом. Его кристаллы имеют размеры до 15 мм, а образцы наиболее хорошего качества встречаются в виде изолированных зерен (см. “рассеянный” тип минерализации в Восточном Памире) в светлых мраморах. Кристаллы с включениями приурочены к флогопит-хлоритовым зонам. Здесь обнаружены необычные по составу амфиболы (паргасит) с очень высокими содержаниями алюминия, которые являются наивысшими из известных в природе для Са-амфибола (22.6% Al_2O_3). Высокие содержания глинозема в амфиболах характерны и для других корундовых проявлений, в частности, для Кийостровского на Белом море, Рай-Из на Урале. Сравнивая геолого-минералогическую ситуацию Кукуртского узла и проявления Хунза, легко заметить много общего. Прежде всего, это однотипная структурная обстановка – метаморфизованные силикатные и карбонатные породы в обрамлении купола более древних пород гранито-гнейсового состава и наличие молодых неогеновых гранитов и щелочных пород. Два типа корундовой минерализации: рассеянной и линзообразной также характерны для обоих районов. Повсеместное развитие вторичных минералов, замещающих ранние ассоциации, свидетельствует о том, что корундосодержащие породы образовывались на начальной стадии регрессивных преобразований глубинных пород, связанных с эксгумацией Каракорумского ядра.

Корундовая минерализация Бадахшанского массива

Глубокометаморфизованные породы Юго-Западного Памира и Северного Афганистана традиционно объединялись в составе Бадахшанского массива, который рассматривался как жесткая глыба в Альпийском складчатом поясе [23]. В настоящее время этот массив делится на Бадахшанский и Нуристанский (рис. 1). Исторически геологические исследования этого района в основном были направлены именно на изучение древних структуро-породообразующих процессов. Отчасти из-за этого, под влиянием идей “древности” этих комплексов многочисленные и уникальные месторождения драгоценных камней этого района связывались с докембрийской историей. А это – шпинелевое и клиногумитовое месторождение Кухилал, лазури-

товое – Ляджвардара, а также проявления турмалина и других “пегматитовых” самоцветов в районе Хорога, Кухилала и Ишкашима. Тем не менее, в работе Л.Н.Россовского [26] был обоснован альпийский возраст значительной части пегматитов Северного Афганистана, причем это было сделано еще до того, как были получены молодые фиштрековые возраста эксгумации метаморфических пород Гималаев и Каракорума, косвенно указывающие и на молодость самоцветной минерализации. Но его работы не получили дальнейшего развития, и возраст большей части месторождений драгоценных камней Бадахшанского массива ныне считается докембрийским [16]. В пределах этого массива достаточно условно выделяется два типа корундовой минерализации, связанной с мраморами (рубины) и плаггиоклазитами (сапфиры).

Рубиновое месторождение Джигдаллек расположенное в 60 км к юго-востоку от г. Кабул в долине р. Джигдаллек (правый приток р. Кабул) известно со средневековья. Его структурное положение двойственно: с одной стороны оно приурочено к краевой части Нуристанского массива, к субширотным структурам, параллельным краевому разлому (сбросу), контролирующему вывод глубинных пород к поверхности, а с другой стороны, эти структуры являются юго-западным окончанием Главного Каракорумского разлома в восточной части которого расположено месторождение Хунза (рис. 1). Карьеры по добыче рубина хорошо видны на космических снимках, по результатам дешифрирования которых, район месторождения характеризуется моноклинальным залеганием пластов, представленных гнейсами и мраморами (серия Нуристан) с крутым падением. Эти породы переслаиваются друг с другом, мощность мраморов меняется от 0.5 до 300 м, протяженность – от первых сотен метров до 8 км. Гнейсы представлены кианит-амфибол-пироксеновыми, пироксен-биотитовыми, биотит-амфиболовыми и переходными разностями, а мрамора характеризуются примесью доломита (MgO – от 0.68 до 4.78%) [25]. Несмотря на кажущийся моноклиальный разрез, в реальности эта структура, вероятно, представляет собой пакет тектонических пластин с фрагментами изоклинальных складок, из-за чего резко меняется мощность отдельных “пластов”. Подобное напластование можно трактовать как серию тектонических пластин, образующих структуру типа “конского хвоста”, приуроченную к западному окончанию Главного Каракорумского разлома. Гнейсы и мраморы прорваны жилами гранитов и пегматитов комплекса Лагман. В пегматитах присутствует биотит, шерл, мусковит, берилл. Мощность этих тел – от 0.2 м до 8 м, длина – от первых метров до 150 м. Рубин встречается только в мраморах. Выделяются две рубинсодержащих полосы мраморов: северная и южная, удаленные на 600–800 м друг от друга и сходящиеся к за-

паду. Ширина полос – от 200 до 400 м и в их пределах расположены участки, обогащенные рубином. Характерная особенность рубин-содержащих мраморов – их крупнокристаллическое строение. Рубин приурочен к зонкам мощностью 2–3 см, ориентированным вдоль слоистости мраморов и состоящим из: флогопита, хромфлогопита, клиногумита, шпинели, хромдиопсида, паргасита, диопсида, пирита, хлорита, дравита и белой глинки. Их протяженность – первые метры. Иногда минерализованные зоны по простираению переходят в маломощные прослои дистен-силлиманитовых гнейсов. Некоторыми исследователями этот факт рассматривается как признак метаосадочной природы рубинов [16], но, на наш взгляд, кианитовые гнейсы сами появляются в результате метасоматической обработки глиноземсодержащими флюидами. Рубин распространен в зонах неравномерно, образуя гнездообразные скопления. Кристаллы рубина, как правило, плохо огранены, часто встречаются со своеобразной кривогранной, как бы оплавленной поверхностью. Иногда наблюдались кристаллы шпинелевого габитуса. Размер прозрачных рубинов меняется от долей миллиметра до 2 см. Цвет его красновато-сиреневый, вишневый с фиолетовым оттенком и, редко, наиболее ценный – карминно-красный. Крайне неравномерное распределение различных минералов может указывать на формирование этой ассоциации в потоке флюидов, пронизывающих тектоническую зону окончания Главного Каракорумского разлома. Рубины в мраморах известны и на ЮЗ Памире (Зирпарчов, Дальнее), но они имеют только коллекционное значение.

Наибольшую известность в литературе получили корундовые плагиоклазиты ЮЗ Памира [28]. Они были открыты и детально изучались в 70–80-х гг. прошлого века, в те времена, когда методика облагораживания темно-синих сапфиров была еще малоизвестна. Возможно, из-за этого и не было выявлено промышленных месторождений сапфира, хотя многие образцы из этого района имеют не только коллекционное, но и ювелирное значение. На космических снимках Южный Памир и его ближайшее окружение выглядят как единый структурный ансамбль в виде овально-кольцевой структуры, вытянутой в СВ направлении. В структуре выделяется центральное ядро (купол), представленное на местности ЮЗ Памиром и восточной частью Бадахшана, которое окружено сериями параллельных дуг. В ядре этого купола развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, а по краям степень метаморфизма уменьшается. Наиболее изученная северная граница распространения кристаллических пород на всем своем протяжении совпадает с Гунтским левым сдвигом, к которому приурочена интенсивная мигматизация. Поэтому контакт между кристаллическими породами и прилегающими к ним с севера палеозойско-мезозойскими толща-

ми выглядит “постепенным”. К этим же разломам приурочены дайки щелочных пород плиоценового возраста, аналогичные щелочным дайкам Шатпутского разлома [20]. К востоку от р. Пяндж эта тектоническая зона почти полностью выполнена мел-неогеновыми гранитами хорогского комплекса, которые в районе г. Хорог залегают круто, а далее к востоку вылаживаются до субгоризонтального положения. Восточная часть массива ограничена Мац-Кокбайским пологим разделом, который деформирует плиоценовые породы и считается надвигом [21], хотя именно по этому разлому произошло вскрытие кристаллических пород ЮЗ Памира, то есть он является сбросом. Южная граница массива ЮЗ Памира обнажена в районе п. Ишкешим. Здесь наблюдается “постепенный” структурный контакт кристаллических пород с триасовыми сланцами, так как полосчатость кристаллических пород полого падает на юг под расщепленными в том же направлении черными сланцами, а сам контакт залечен гранитами, выше которых расположены тела пегматитов. Внутренняя структура ЮЗ Памира остается неясной. Из-за этого существуют различные взгляды на взаимоотношения комплексов пород, выделяемых в составе горанской, хорогской, даршайской и других свит. Низы разреза ЮЗ Памира и, соответственно, ядро массива сложены породами горанской свиты, а все остальные последовательно залегают на них, полого падая на ЮВ. Ранее соотношения этих комплексов рассматривались как литологические и, соответственно, весь разрез стратифицировался [2]. В дальнейшем часть пород была отнесена к бластомилонитам или диафторитам по гранулитам, а границы комплексов стали интерпретировать как тектонические [30]. В породах ЮЗ Памира часто видна очень сложная изоклинальная складчатость, складки течения, плейчатость, зоны послонных перемещений, и на все это наложены пологие зоны бластомилонитов, которые и являются границами этих “свит”.

На Юго-Западном Памире корундовые проявления расположены вдоль западного склона Ишкешимского хребта и приурочены к плагиоклазитам, которые в свою очередь тяготеют к линзам магнетитовых мраморов горанской серии. Корундовые плагиоклазиты образуют жилородные и будиноподобные тела (мощностью от первых миллиметров до первых метров), согласные метаморфической полосчатости и приуроченные к границам контрастных по составу пород. Наиболее крупные тела плагиоклазитов, обладающие зональным строением, имеют секущее положение по отношению к линзам форстеритовых пород, которые, в свою очередь, образуют согласные тела вдоль контактов мраморов и гнейсов. Механизм формирования корундовых плагиоклазитов, а их часто называют десилицированными пегматитами, весьма спорный. По мнению одних исследователей, вне-

дрение пегматитов и последующее за ним их преобразование происходило в условиях амфиболитовой фации, а образование собственно форстеритов – в более ранний этап гранулитового метаморфизма, то есть, это разорванные во времени явления [29]. Магнетиты в виде реликтов сохраняются среди форстеритовых, реже энстатитовых пород. По мнению других исследователей, корундовые плагиоклазиты формируются близко–одновременно с образованием магнезиальных абиссальных скарнов в условиях метаморфизма гранулитовой фации [17]. На это указывает характер зональности, имеющей вид единой метасоматической колонки с экзо- и эндоконтактовыми частями. Кроме корунда здесь встречаются другие глиноземистые минералы: диаспор, шпинель, корундофиллит, а так же дравит, флогопит, амфиболы. Максимальное проявление десиликации демонстрируют плагиоклаз–корундовые породы, в которых количество корунда достигает 70%, содержание SiO_2 составляет 7.6–17.1%, а Al_2O_3 – 84–76%. Идея десиликации пегматитов в гипербазитах (известняках) для объяснения генезиса плюмазитов (корундоносных фельшпатоидов) и слюдитов была выдвинута Дю-Тойтом на материале Трансвааля, поддержанна А.Е. Ферсманом и в то же время подвергнута резкой критике со стороны В.Н. Лодочникова [12], указавшего на несостоятельность гипотезы при объяснении ряда вопросов: 1 – мощность реакционных зон значительно выше мощности зон корундоносности, 2 – количество новообразованного альбита зачастую превышает в реакционных зонах количество исходного пегматита, 3 – ассоциация возникающих минералов часто является гидротермальной, 4 – пегматиты, контактирующие с плюмазитами, чаще моложе корундоносных пород. С тех пор основные противоречия “за” и “против” этой модели остаются в силе, что на наш взгляд требует принципиально новых решений и, особенно, в вопросах понимания места корундообразования в геологической эволюции региона.

Один из типов метасоматитов, отвечающий начальным стадиям эксгумации, изучался в горанской толще [15]. Ее породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Метасоматиты с кордиеритом, корундом, корнерупином, турмалином, флогопитом и хлоритом развиты в долине р. Стаж (правый приток р. Пяндж) на участке, где наблюдается переслаивание доломитовых и магнетитовых мраморов, амфибол–пироксеновых и биотитовых плагиосланцев, плагиомигматитов с лейкократовыми гранитами и пегматитами. В магнезиальных мраморах на контактах с гранитоидами распространены кордиеритовые и кордиерит–плагиоклазовые породы, а в краевых зонах – шпинель, энстатит, и форстеритовые скарны. Контакты кордиеритовых пород с гранитоидами и скарнами резкие. Общая мощность метасоматитов, сложен-

ных кордиеритсодержащими породами, варьирует от 5 см до 10 м. Кордиерит–плагиоклазовые породы – массивные, крупно–гигантозернистые, с гранобластовой структурой. В них преобладает плагиоклаз (65–95%), а также присутствуют кианит, энстатит и форстерит. Кордиеритовые породы сформировались в результате взаимодействия гранитоидов с магнезиальными мраморами в результате выноса кремния и накопления алюминия. В дальнейшем при уменьшении P и T , вероятно происходил интенсивный вынос кремния и накопления алюминия во вновь формируемых метасоматитах, что привело к появлению глиноземистых ассоциаций с корнерупином, турмалином, корундом, скаполитом, а также лазуритом. Таким образом, на стадии, предшествующей главной стадии декомпрессии формировались высокоглиноземистые ассоциации за счет карбонатных пород. По мере перемещения объектов в поле низких температур развивались последовательные ассоциации: 1 – рутил, силлиманит, кварц, корнерупин, корунд, скаполит; 2 – корнерупин, амфибол, скаполит; 3 – турмалин, флогопит; 4 – тальк, хлорит. Эти минеральные ассоциации и последовательность их смены почти полностью совпадает с особенностями минерального состава корундсодержащих метасоматитов Восточной части Балтийского щита, которые также отвечают эксгумационному этапу эволюции глубинных комплексов [35]. Надо отметить, что четкой границы между плагиоклазитами с корундом и корундовой минерализацией в мраморах не существует. Часто плагиоклазиты образуют небольшие линзы или будиноподобные тела в мраморах. В свою очередь, и корунды имеют постепенные цветовые переходы от ярко синих к голубым, бесцветным, розовым и красным, а их форма меняется от тонких пластинок к бочонковидным и даже почти игольчатым кристаллам.

Характерной чертой метаморфических ядер являются пегматиты [31], что можно объяснить декомпрессией и выделением летучих. В ЮЗ Памире также выделяется несколько типов пегматитов, отвечающих разным этапам эксгумации глубинных пород. Пегматиты глубинной формации приурочены исключительно к нижнему структурному этажу, в строении которого участвуют мраморно–гнейсовые комплексы, часть этих пегматитов преобразована в десилицированные жилы, содержащие корунд, шпинель и дравит. Редкометалльные, менее глубинные пегматиты, развиты шире и встречаются также и среди пород обрамления кристаллического массива. Эти пегматиты сопоставляются с Хорогским плутоном неогенового возраста, и они отвечают стадии эксгумации Бадахшанского массива, но и для корундовых плагиоклазитов известны молодые возраста 8–24 млн. лет (K–Ar метод) [29], хотя традиционно их считают докембрийскими [16]. Все это позволяет рассматривать кольцевую структуру, в центре которой, обнажаются кристал-

лические породы ЮЗ Памира и СВ части афганского Бадахшана, как структуру растяжения, сходную с “комплексом метаморфических ядер”, а камнесамоцветную минерализацию считать молодой – синхронной с процессами эксгумации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАШМИРА

Исторически наиболее известными являются сапфиры Кашмира (м-е Сумджам). Большая часть камней была добыта еще в конце XIX в., хотя в продаже до сих пор появляются отдельные камни возможно оттуда, но их место добычи вызывает споры у исследователей, так как много оснований предполагать, что они добыты на о. Мадагаскар. Надо отметить, что не только геология района развития сапфиров Кашмира весьма проблематична, но даже точная географическая привязка этих месторождений отсутствует. В статье [40], на которую часто ссылаются [51], приводится разрез месторождения, где сапфирсодержащие тела (пегматиты?) расположены среди переслаивающихся гнейсов и доломитизированных известняков (мраморов?), залегающих субгоризонтально (рис. 4б). Эта толща графитизирована, местами амфиболитизирована и гранитизирована. Кальцитовые мраморы иногда переходят в доломитовые, и здесь выделяется типичная кальцифировая ассоциация: форстерит, диопсид, клиногумит, шпинель, апатит, турмалин и др. В мраморах наблюдаются линзовидные тела актинолит-тремолитовых пород, сложенных волокнистыми и лучистыми агрегатами оливково-зеленого и ярко зеленого цвета, содержащими оливин и тальк. Эти линзы имеют размеры от 3 до нескольких сотен метров в длину при максимальной мощности до 30 м. Иногда их описывали как купферритовые амфиболиты (магнезиально-щелочные амфиболы, близкие паргаситу) [12]. То есть, вся эта ассоциация не похожа на слабометаморфизованные породы Тетиса, которые слагают синформу Кашмир вблизи месторождения, а более напоминает кристаллические породы Высоких Гималаев (рис. 1). На месторождении, комплекс гнейсов и мраморов прорван полевошпатовыми жилами, которые в местах пересечения с биотитовыми гнейсами обычно содержат кварц и поэтому ошибочно именуется пегматитами. Там, где эти жилы не содержат кварца и окружены тремолит-актинолитовой оторочкой, в них в наивысшей концентрации содержится сапфир. Сапфир изредка отмечается и в тремолит-актинолитовых породах. На контакте кварц-полевошпатовых жил с графитсодержащими биотитовыми гнейсами встречаются розовые сапфиры, находящиеся в ассоциации с кварцем, слюдой, черным турмалином и красным гранатом, что также приводит к неверной диагностике жил как пегматитов. Все исследователи месторождений Кашмира единодушны во мнении, что тремолит-актинолитовые метасоматиты –

важная составляющая часть корундоносного комплекса. Иногда подчеркивается их сопутствующее корундам образование в качестве неперенной оторочки корундоносных полевошпатовых жил, но это не совсем верно, поскольку отмечаются полевошпатовые жилы, не имеющие оторочек, и тремолит-актинолитовые обособления без полевошпатовой составляющей. К сопутствующим сапфиру минералам относятся рубеллит, дравит, аквамарин, гамбергит, топаз, аметист, кианит, эвклаз. Почти все корунды Кашмира зональны, что объясняется микровключениями жидкостей, обуславливающий бархатный блеск кристаллов. Сапфиры часто пятнисты, окраска зон и пятен меняется от бледной до лазуритовой, темно-синей. Добыча корунда осуществляется обычно из верхнего слоя жил до глубины 10 футов, в которых полевошпатовый материал представлен в основном белой глиной (занорышами).

Район месторождения Сумджам приурочен к хребту Заскар, являющимся СЗ окончанием Высоких Гималаев, которые по современным взглядам представляют тектоническую пластину лежащего крыла Южно-Тибетского сброса. Этот сброс, протягивающейся вдоль всего простирания Гималаев, контролировал вывод глубинных пород к поверхности и формирование гранитов. Он начал развиваться 20–25 млн. лет назад, что соответствует самым древним возрастам Гималайских гранитов, а вывод к поверхности глубинных пород произошел значительно позже 10–0 млн. лет назад. В СЗ части Гималаев эта тектоническая зона известна как разломная зона Занскар и именно она определяет структуру этого района [49]. Здесь выделяется сложный пакет, состоящий из лежащих складок, для которых характерны разные уровни глубинности формирования Гималайских гранитов (рис. 4а) [59]. В нижней части разреза известны только мигматиты, по составу отвечающие этим гранитам, в средней – более крупные послойные обособления и только в верхней части известны перемещенные тела гранитов. Ранее считалось, что лежащие складки – это результат горизонтального сжатия, но в последние годы показано, что это не так, и они являются элементом лежащего крыла сбросов, то есть режима растяжения [47]. Именно при подвижках по сбросу Заскар происходила декомпрессия, что сопровождалось обильным выделением флюидов, а породы лежащего крыла в виде лежащих складок, осложненных диапировыми куполами, перемещались к поверхности. В момент этих движений, то есть после 20 млн. лет назад, и были образованы граниты и большое количество самоцветов, в том числе и сапфиры. Можно предположить, что известный разрез месторождения сапфира Сумджам, где пласты залегают субгоризонтально (рис. 4б), есть не что иное, как фрагмент лежащей складки, и вполне вероятно, что к нижнему – лежащему крылу одной из складок и приурочено данное месторождение (рис. 4а).

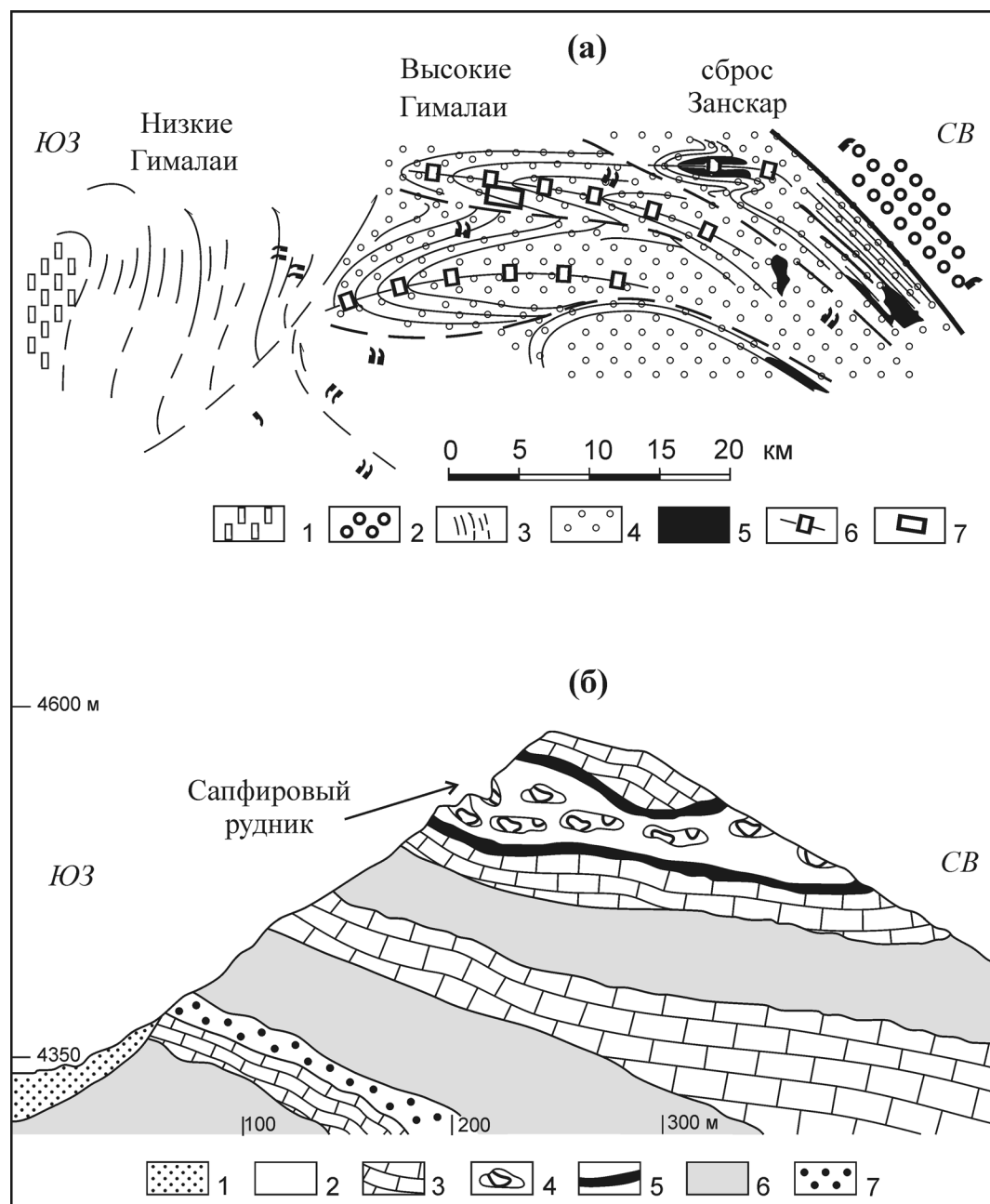


Рис. 4. Предполагаемая геологическая ситуация в районе сапфирового месторождения Сумдхам, хребет Занскар (разрез) (а), по [59], и разрез месторождения (б), по данным [40] из работы [51].

а: 1 – мезозойские вулканиты (траппы), 2 – осадки Тетиса, 3 – палеозой-мезозойские отложения, 4 – глубокометаморфизованные образования, 5 – гималайские граниты, 6 – оси лежащих складок, 7 – предполагаемое геологическое положение месторождения сапфира Сумдхам.

б: 1 – рудоносная осыпь 2 – актинолит-тремолитовые породы, 3 – мрамора, 4 – жилы и линзы пегматоидов, 5 – гранатосодержащие гнейсы, 6 – графитизированные биотитовые гнейсы, 7 – роговообманковые гнейсы.

Если это так, то возраст корундовой минерализации безусловно молодой – соответствует формированию лежащей складки. Следует отметить, что подобная закономерность – приуроченность корундовых проявлений к нижнему крылу лежащих складок – характерна и для детально изученных анало-

гичных объектов восточной части Балтийского щита [35]. Тем не менее, к генезису этого месторождения много вопросов. Так, судя по описаниям, комплекс одних сопутствующих минералов отвечает скарным, связанных с сиенитами (гамбергит, дравит, эвклаз), другие – эруптивным брекчий оливи-

новых базанитов типа мончикит-камptonита (баркевикит). Много неясного и в развитии минералов коры выветривания. В частности, развивающийся по полевоому шпату диксит обычно считается гидротермальным. Часть исследователей считает, что сапфиры Кашмира образуются в мраморах эоценового возраста, возможно, что на это может указывать известный рисунок с субгоризонтальным залеганием пластов, тем более, что вблизи месторождения развиты осадки Тетиса. Поэтому, судя по некоторым описаниям [12], можно допускать, что все же часть сапфиров могла образоваться и в среде представленной эоценовыми (слабометаморфизованными) известняками, то есть в ситуации, подобной той, что мы наблюдали на Восточном Памире.

В 150 км севернее, уже в пределах Пакистанской части Кашмира расположена группа месторождений рубина Нангималя (Азат). Это недавно открытое месторождение, камни с которого первоначально выдавались за образцы с месторождений Джигдаллек и Хунза. В настоящее время оно активно разрабатывается и его материал поставляется на рынки. Условия работ на этом месторождении и его географическое положение описаны на сайте: <http://www.fieldgemology.org/gemology>. В структурном аспекте месторождение приурочено к одной из наиболее известных структур региона – Нанга Парбат или Западно-Гималайскому синтаксису, сложенному кристаллическими породами, аналогичными образованиям Высоких Гималаев, но отличающимися от них более молодыми возрастами эксгумации [60, 63]. Это труднодоступный горный регион, где СЗ Гималайские простирания пород круто меняются на ЮЗ. Причины формирования столь необычного по форме выхода докембрийского фундамента долгое время не обсуждались и ограничивались только констатацией молодости гранитов и пегматитов (5–1 млн. лет). И только в рамках признания большой роли процессов растяжения в формировании структур Высокой Азии, появились структурные модели эволюции массива Нанга Парбат. Так, в последние годы активно обсуждается возможность интерпретации этой структуры в качестве метаморфического ядра. Причем, если ранее разломы, ограничивающие Нанга Парбат, интерпретировались как центроклинальные [55], что характерно для покровов, то в последних работах они уже имеют периклинальные падения [41] (рис. 1) – то есть, эта структура – воздымающийся купол, сложенный гранито-гнейсами. Судя по описаниям на указанном сайте, здесь так же, как и на Восточном Памире, известно два типа рубиновой минерализации, одна – “рассеянная” в мраморах, а другая – линзовидная, приуроченная к контактам мраморов с силикатными породами. Размер кристаллов рубина до 2 см и он встречается в ассоциации с пиритом и фукситом. В пределах массива Нанга Парбат известно большое количество са-

моцветов связанных как с пегматитами, так и с метасоматитами. Это турмалины, аквамарины, кунциты, топазы. Не вызывает сомнений приуроченность камнесамоцветной минерализации к современному этапу эксгумации этой структуры.

За пределами района, показанного на рис. 1, в Непале известно недавно открытое месторождение рубинов и сапфиров, приуроченное к лежащему крылу Южно-Тибетского сброса [62]. Как и в других местах, корунды встречаются в линзах и в виде рассеянной вкрапленности среди доломитовых мраморов в ассоциации с турмалином, бериллом, гранатом, шпинелью, апатитом, цирконом, эпидотом, лепидолитом и другими самоцветами. Очевидно, что и здесь корундовая минерализация приурочена к весьма древним метаморфическим породам, выведенным к поверхности в позднем миоцене.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

До настоящего времени многие исследователи ассоциируют условия образования корунда с высокими параметрами P и T , хотя в литературе уже давно обсуждается необычайно широкий диапазон P - T условий стабильности корунда. Например, известны случаи его образования при лесных пожарах, приуроченных к латеритным почвам или аутигенного корунда в бокситах [61]. В тоже время, корунды известны в алмазах и эклогитах. При этом, весьма парадоксальным выглядит тот факт, что широчайший петрогенетический спектр нахождения корундов в природе (то есть, легче сказать, в каких породах он не встречается) не коррелирует с менее широким спектром минералов, непосредственно ассоциирующих и включенных в корунде. При этом почти всегда наблюдается своеобразная отгороженность корунда от многих породообразующих минералов, так как он как бы отделяется от главных минеральных компонентов вмещающих пород одним или несколькими новообразованными (обычно реакционными) минералами, получившими название “рубашек”, “двориков”, “реакционных кайм”. Чаще всего это плагиоклаз, шпинель, кианит, форстерит, каолин, тальк. Характерной особенностью Высокой Азии, так же как и других районов мира, является комплексность месторождений драгоценного камня. Не только в регионе вообще, но даже в конкретных точках корундовой минерализации всегда в той или мере присутствуют и другие драгоценные камни. И это несмотря на то, что по современным взглядам данные минералы относятся к различным геолого-генетическим типам: пегматитам, метасоматитам, гидротермальным жилам, корам выветривания. Поэтому их постоянная ассоциация наводит на мысль о каких-то общих причинах, контролирующих совместное формирование. Но и сами месторождения корунда, то есть их приурочен-

ность к различным ассоциациям, весьма характерна, что и показано для Восточного Памира, где они встречаются в мраморах, гнейсах, мигматитах, амфиболитах, трубках взрыва и т.д. Подобная закономерность (комплексность различных генетических типов и формаций) является характерной для большинства районов распространения корундовой минерализации в мире. Причем, если в каком-то районе был известен, только один тип корундовой минерализации, то почти, всегда со временем находили и другие. Так, в Бирме корунды обнаружены на одних и тех же площадях в гнейсо-кварцитах (сапфиры), мраморах (рубины), плагиоклазитах (цветные сапфиры) и в трубках взрыва щелочных базальтов (сапфиры). В Монтане (США) – в плагиоклазитах из гнейсо-кварцитов (цветной сапфир), дайках и туфах (синий сапфир). На Мадагаскаре – в плагиоклазитах (цветной сапфир) и трубках базальтоидов (синий сапфир), мраморах (рубин), анортозитах (рубин). Такая же картина распределения корундов и ассоциаций их спутников наблюдается в других районах: Кортланд (США) в мраморах, метагипербазитах, плагиогнейсах; в Танзании, Австралии. В России: на Анабаре, Туве, Урале, в Карелии и на Кольском п-ове. Эта комплексность объяснима тем, что формирование различных генетических типов (корундоносных формаций) происходило в разных продуктивных системах под воздействием одной материнской системы с привнесением Si, Al, щелочей и ряда других элементов. При этом комплексность корундоносных формаций сопряжена с развитием и других типов камнесамоцветной минерализации, формирующейся в результате воздействия той же материнской системы на другие продуктивные системы, иногда образованные на других, более ранних стадиях (отсюда сопряжения корундовой минерализации, например с бериллиевой). Так, в Бирме, Афганистане, Пакистане, Африке и в других местах, в том числе в бывшем СССР (Памир, Урал, Тува), корундовые формации развиваются с камнесамоцветными формациями гранитных пегматитов (циркон, топаз, аквамарин, берилл, рубеллит, полихромный турмалин), редкометалльных пегматитов (кунцит, турмалин, воробьевит, хрусталь), гипербазитов (хризолит, жадеит) или гнейсов (рубин, шпинель, сапфир, скаполит, кордиерит, дравит) [1].

Определяющим фактором формирования рубинов или сапфиров является наличие или отсутствие хрома во флюидной материнской системе. На примере Юго-Западного и Восточного Памира отчетливо проявлена структурная закономерность появления сапфира и рубина. Одни приурочены к секущим жилам, другие к послойным телам. Известно, что красный цвет рубинов определяется, прежде всего, наличием хрома (до 2%) в его составе. Долгое время хром, так же, как и алюминий, рассматривался как весьма инертный элемент с ограни-

ченным характером перемещения при метаморфотометасоматических процессах, хотя уже давно предполагается и высокая его активность, особенно с такими анионами как фтор и хлор [61]. На примере Восточного Памира и других месторождений, на основании ассоциации корунда с хлор и фторсодержащими минералами (скаполит, турмалин) была предложена модель переноса глинозема и хрома флюидами, содержащими эти элементы [36]. Помимо редкого хромита, концентратором хрома является фуксит. В свою очередь фукситовые сланцы развиваются исключительно вдоль простиранья структурных элементов. Известно, что хром образует с галогенами, особенно с хлором, подвижные газовые соединения. Секущие тела корунд-содержащих пород можно рассматривать как бывшие сквозные трещины со свободным дренажом хромистого хлорина, удаляющего из системы избытки свободного хрома, тогда как в согласных телах подобного удаления не происходит, и хром может войти в структуру новообразованного минерала – корунда. Именно подобным удалением свободного хрома за счет эффективного истечения газов можно объяснить появление сапфира в лампрофирах и базальтах, имеющих высокие концентрации этого элемента. Таким образом, окраска корунда может быть функцией скорости процесса, чем быстрее происходит декомпрессия (эксгумация) и соответственно быстрее происходит удаление флюидов с хромом, тем больше шансов для появления сапфира и меньше – для рубина.

ОБСУЖДЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КОРУНДОВ

Безусловно, что “краеугольным камнем” формирования корундов является высокое содержание глинозема. Самое простое считать, что это обогащение является осадочным и не допускать различные по сложности механизмы концентрации глинозема. Многие исследователи так и поступают, выделяя метаморфический тип корундовой минерализации [16, 17, 29, 61]. Однако, даже в случае с бокситами – наиболее богатыми глиноземом осадочными породами, почти всегда наблюдается их приуроченность к бортам рифтов, то есть структурный фактор ответственен и за их локализацию. Очевидно, что корунд-содержащие породы Высокой Азии приурочены к блокам горных пород, испытавших молодую эксгумацию. Подобные процессы могли осуществляться при тектонической денудации, когда породы, слагающие лежащие крылья сбросов под действием изостазии всплывали и формировали метаморфические ядра. Фактор тектонической эрозии 15–20 км разреза, помимо декомпрессионного выброса флюидов, обеспечивающих перенос химических элементов и совместное формирование всей гаммы самоцветной минерализации, имеет и другой – малоисследованный аспект. Это

свойство изменения координационного числа алюминия в соединениях при изменении давления. Так, при уменьшении давления глинозем из шестерной позиции переходит в четверную, при этом его соединения становятся более подвижными [35 и ссылки в ней]. Последний факт объясняет приуроченность высокоглиноземистых минералов вообще и корундов в частности к блокам пород, испытавших эксгумацию – то есть декомпрессию, так как не надо искать мантийных источников алюминия.

Анализ минеральных ассоциаций показывает, что корунд-содержащие породы начинают формироваться в условиях *P-T* параметров, соответствующих границе гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, но основная масса этих тел образуется на втором этапе, отвечающем высокотемпературной амфиболитовой фации [61]. На третьем же этапе происходит регенерация корунда, шпинели, турмалина, очищение их от механических примесей и формирование глин (магалов) и собственно ювелирных разностей. Вся эта последовательность в геодинамическом аспекте соответствует эксгумации кристаллических пород. Независимость корундообразования от состава среды, разнообразие форм проявлений в разных комплексах доказывает более глубокое заложение источника материнской системы и особое ее состояние, определяющее возможность появления множественных типов камнесамоцветной минерализации. Такому состоянию может соответствовать только ювенильный газ. Возможность газотранспортировки составных компонентов многих цветных камней и в частности корунда и шпинели показана при их синтезировании довольно давно [37]. Роль газообразных фтористо-водородных соединений также раскрыта, и доказано, что газообразные потоки гидридов алюминия, кремния, углерода могут переносить с собой Al, Cr, V, Ti, Ni [34], а выявление самородного алюминия в самых разнообразных породах, образованных при участии щелочного метасоматоза, указывает на газо-диффузионный характер формирования пород, в которых он обнаружен [11]. В последние годы все большее внимание исследователей привлекает проблема флюидизатов, которые, возможно, являются принципиально новым типом пород, имеющим тот же ранг, что и осадочные, магматические и метаморфические, и их главная особенность состоит в том, что они образуются под воздействием газа, флюида или даже холодной плазмы [19]. В основном флюидизатные образования изучались в рамках проблемы поиска алмазов, но и в отношении корундов многие закономерности подобной кристаллизации вполне приемлемы. В настоящее время не вызывает сомнения, что корунд образуется в условиях повышенных температур и давлений при смене щелочных, восстановительных потенциалов в газовой колонне на кислую, газифлюидальную. Смена щелочных условий

в этой газовой-диффузионной системе на кислую (например, углекислую при реакции встречи с известняком) приводит к геологически мгновенной отдаче тепла и вскипанию. т.е. формированию автобрекчий (эксплозий). В условиях открытых трещин, то есть высокой проницаемости среды, тот же процесс приводит к быстрому осаждению компонентов и формированию наждаков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, авторы впервые рассмотрели проблему образования корундов Памиро-Гималайского региона с позиции региональной тектоники. Очевидно, что месторождения благородного корунда Высокой Азии приурочены к структурам, которые в современных тектонических схемах имеют принципиальные различия и отделены друг от друга офиолитовыми швами альпийского возраста. Какой бы ни была интерпретация этих швов (бывшие океаны, моря или рифты), ясно, что они изначально разделяли эти структуры. Поэтому развитие корундовой минерализации в этих структурах указывает на её молодой возраст, то есть, к этому моменту структуры были уже собраны вместе и не следует говорить о докембрийском возрасте корундовой минерализации. При этом важнейшим событием в регионе, которое фиксируется всеми доступными современными методами исследований, явился вывод к поверхности в неоген-четвертичное время глубинных пород и именно с этим событием мы связываем формирование корундовой минерализации. Причины этого гигантского по масштабу процесса эксгумации (более 30% поверхности занята кристаллическими породами), остаются дискуссионными. Но тектоническая эрозия более 15 км разреза не могла не привести к выделению флюидов, которые и предопределили формирование разнообразных метасоматитов, в том числе корунд-содержащих. Наличие минеральных “двориков” вокруг корундов, линзовидно-ветвистая форма корунд-содержащих тел, приуроченность корунда к различным типам пород, а также совместное его нахождение с другими видами драгоценных камней, все это указывает на роль флюидов в формировании корундовой минерализации. Учитывая, что главным фактором ее формирования является глубинный флюид, обогащенный: Al, Ti, P3Э, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, представляется неоспоримым, что формирование корунд-содержащих пород происходило на путях миграции этих флюидов. Принципиальная возможность кристаллизации корунда из газовой фазы, что мы предполагаем для природных объектов, подтверждена экспериментами по его выращиванию методом ХТР (химико-транспортных реакций) [24]. При этом важнейшим структурным фактором являлись участки осаждения компонентов из этих флюидов, каковыми являются границы сили-

катных и карбонатных пород, разломные зоны, краевые части жестких блоков, обрамления куполов, а также нижние части лежащих складок. При этом остается не совсем ясным, являются ли эти флюиды продуктом декомпрессии воздымающихся масс гранито-гнейсового состава или они же сами предопределили неоген-четвертичную эксгумацию глубинных масс земной коры в пределах Высокой Азии, которая, в конечном счете, и контролировала тектоническое положение корундовой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов А.П. Генетическая классификация корундовой минерализации // Тр. I Всесоюзн. совещ. Черноголовка, 1989. С. 3–7.
2. Баратов Р.Б., Буданов В.И. Геологические очерки Памиро-Алая. Душанбе: Дониш, 2005. 235 с.
3. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: ЛГУ, 1963. 244 с.
4. Бельский В.А. Некоторые особенности новейшей тектоники юго-западного Дарваза // Геотектоника. 1971. № 4. С. 69–78.
5. Буданова К.Т. Минералого-петрохимическая характеристика высокоглиноземистых пород восточной части Центрального Памира // Изв. АН Респ. Таджикистан. Отд. наук о Земле. 1993. № 1. С. 26–33.
6. Горюхов И.М., Мельников Н.Н., Дюфур М.С. и др. Rb-Sr системы в породах Центрального Памира: влияние альпийского метаморфизма // Геохимия. 1993. № 10. С. 1457–1469.
7. Дмитриев Э.А. Геологический и K-Ar возраст рубиновой минерализации Центрального Памира // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: тез. докл. Всесоюзн. совещ. Киев: Изд-во АН СССР, 1990. С. 110–113.
8. Дронов В.И., Бронникова А.М. Стратиграфия и возраст южно-караджилгинской серии (P_2-N_1) на юго-восточном Памире // Изв. АН Тадж. ССР, Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1986. Т. 102, № 4. С. 120–121.
9. Дюфур М.С., Котов Н.В. Термодинамические условия проявления процессов метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1972. № 10. С. 50–65.
10. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Граниты Шатпутского комплекса и жильные образования Кукуртского самоцветного узла // Геология и Геофизика. 1996. Т. 37, № 7. С. 76–87.
11. Зотов И.А., Олейников Б.В., Округин А.В. Оценка физико-химических условий проявлений и устойчивости самородных проявлений металлов в магматических образованиях // Докл. АН СССР. 1980. Т. 225, № 5. С. 1260–1264.
12. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
13. Кисин А.Ю. Особенности минералов из корундовых парагенезисов в мраморах Кочкарского антиклинария // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. С. 89–95.
14. Круглов В.А., Терехов Е.Н., Левицкий В.И. О новом типе корундовой минерализации на Восточном Памире // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 50–66.
15. Левицкий В.И., Сапожников А.Н., Терехов Е.Н. и др. Особенности минералогии и петрологии метасоматических пород с кордиеритом и корнерупином // Минералогический вестник: Киев. 1990. Т. 198. С. 58–68.
16. Литвиненко А.К. Нуристан-Южнопамирская провинция докембрийских самоцветов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 4. С. 305–312.
17. Литвиненко А.К. Минералогия сапфиро- и рубиноносных метасоматитов Юго-Западного Памира. Липецк: ЛГПУ, 2006. 128 с.
18. Лутков В.С., Дронов В.И., Минаев В.Е. и др. Геологическая эволюция и генетическая природа Центрального Памира (Восточный сектор Альпийско-Гималайского пояса) // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 4. С. 507–509.
19. Махлаев Л.В., Голубева И.И. Магматогенные флюидизированные (псевдооживленные) системы и их роль в порообразовании и сопутствующей минерализации // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 143–159.
20. Могаровский В.В., Агеева Л.И., Дмитриев Э.А. и др. Региональный пояс щелочных базальтоидов и лампрофиров южного Памира // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 3. С. 686–690.
21. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника ранних киммерид южного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
22. Пашков Б.Р., Дмитриев Э.А. Музкольский кристаллический массив (Центральный Памир) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 3. С. 18–32.
23. Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области // Геотектоника. 1971. № 4. С. 31–39.
24. Родионов А.Я., Коновалова Т.Н., Махов В.Г. и др. Кристаллизация корунда из газовой фазы в открытой и закрытой фторсодержащих системах // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1988. Вып. 708. С. 107–129.
25. Россовский Л.Н. Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 74–87.
26. Россовский Л.Н. Возраст редкометалльных пегматитов и пегматитоносных гранитов Альпийско-Гималайского складчатого пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. С. 27–34.
27. Россовский Л.Н. Месторождения рубина и сапфира Альпийско-Гималайского складчатого пояса и условия их формирования // Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе. 1987. С. 36–38.
28. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Корундовые плагиоклазиты Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 3. С. 663–666.
29. Россовский Л.Н., Морозов С.А. Особенности формирования гранитных пегматитов, залегающих в магнетитовых мраморах Юго-Западного Памира // Зап. ВМО. 1991. Т. СХХ, № 4. С. 34–42.
30. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р. и др. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сек-

- тора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167–175.
31. *Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.
 32. *Скригитиль А.М.* Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира // Мир камня. 1996. № 11. С. 11–17.
 33. *Скригитиль А.М., Свирид С.В.* Благородный корунд в Музколь-Рангульской зоне Восточного Памира // Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья: тез. докл. М.: ВИЭМС, 1985. С. 55–56.
 34. *Соболев Б.П., Новоселова А.В.* О роли фтористых соединений в переносе бериллия и образовании фенакита // Геохимия. 1959. № 1. С. 20–28.
 35. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундосодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.
 36. *Терехов Е.Н., Круглов В.А., Левицкий В.И.* Редкоземельные элементы в корундосодержащих метасоматитах и связанных с ними породах Восточного Памира // Геохимия. 1999. № 3. С. 238–250.
 37. *Тимофеева В.А., Ямзин Н.Н.* Образование корунда и шпинелей из газовой фазы // Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР. 1956. Вып. 12. С. 67–72.
 38. *Шамси-Заде А.* Генезис благородного корунда в мраморах // Советская геология. 1989. № 9. С. 40–46.
 39. *Andersen G.M.* Is there alkali-aluminum complexing at high temperatures and pressure? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2155–2161.
 40. *Atkinson D., Kothavala R.S.* Kashmir sapphire // *Gems & Gemology*. 1983. S. 83. P. 64–73.
 41. *Bouilhol P., Burg J., Bodinier J. et al.* Magma and fluid percolation in arc to forearc mantle: Evidence from Sapat (Kohistan, Northern Pakistan) // *Lithos*. 2009. V. 107. P. 17–37.
 42. *Brunel M., Arnaud N., Tapponnier P. et al.* Kongur Shan normal fault: Type example of mountain building assisted by extension (Karakoram fault, eastern Pamir) // *Geology*. 1994. V. 22, № 8. P. 707–710.
 43. *Burg G.-P., Guirand M., Chen G.M. et al.* Himalayan metamorphism and deformation in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 69. P. 391–400.
 44. *Crawford M.B., Searle M.P.* Field relationships and geochemistry of pre-collisional (India-Asia) granitoid magmatism in the central Karakoram, northern Pakistan // *Tectonophysics*. 1992. V. 206. P. 171–192.
 45. *Edwards M.A., Harrison T.M.* When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the high-Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite // *Geology*. 1997. V. 25, № 6. P. 543–546.
 46. *England P., Houseman G.* Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94, № B12. P. 17561–17579.
 47. *Froitzheim N.* Formation of the recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland) // *Geology*. 1992. V. 20, № 10. P. 923–926.
 48. *Harris N., Massey J.* Decompression and anatexis of Himalayan metapelites // *Tectonics*. 1994. V. 13, № 6. P. 1537–1546.
 49. *Herren E.* The Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India) // *Geology*. 1987. V. 15. P. 409–413.
 50. *Hodges K., Bowring S., Davidek K. et al.* Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges // *Geology*. 1998. V. 26, № 6. P. 483–486.
 51. *Hughes R.W.* Ruby and Sapphire. Colorado, USA: RWN, Publishing Boulder, 1997. 511 p.
 52. *Noble S.R., Searle M.P.* Age of crustal melting and leucogranite formation from U-Pb zircon and monazite in the Western Himalaya // *Geology*. 1995. V. 23, № 12. P. 1135–1138.
 53. *Okrusch M., Bunch T.E., Bank H.* Paragenesis and Petrogenesis of a Corundum-Bearing Marble at Hunza (Kashmir) // *Min. Depos.* 1976. V. 11. P. 278–297.
 54. *Parrish R.R., Tirrul R.* U-Pb age of the Baltoro granite, northwest Himalaya, and implications for monazite U-Pb systematics // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1076–1079.
 55. *Schider D.A., Edwards M.A., Kidd W.S.F. et al.* Early Miocene anatexis identified in the western syntaxis, Pakistan Himalaya // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 167. P. 121–129.
 56. *Searle M., Corfield R.I., Stephenson B. et al.* Structure of the Indian continental margin in the Ladakh-Zaskar Himalayas: implication for the timing of obduction of the Spontang ophiolite, India-Asia collision and deformation events in the Himalaya // *Geol. Mag.* 1997. № 134 (3). P. 297–316.
 57. *Searle M.P., Grawford M.B., Rex A.J.* Field relations, geochemistry, origin and emplacement of the Baltoro granite, Central Karakoram // *Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1992. V. 83. P. 519–538.
 58. *Searle M.P., Parrish R.R., Tirrul R. and Rex D.C.* Age of crystallization and cooling of the K2 gneisses in the Baltoro Karakoram // *J. Geol. Soc., London*. 1990. V. 147. P. 600–606.
 59. *Searle M., Water D.J., Rex D.C. et al.* Pressure, temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zaskar // *J. Geol. Soc.* 1992. V. 149. P. 753–773.
 60. *Seeber L., Pecher A.* Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform // *Geology*. 1998. V. 26, № 9. P. 791–794.
 61. *Simonet C., Fritsch E., Lasnier B.* A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration // *Ore Geol. Rev.* 2008. V. 34. P. 127–133.
 62. *Smith C.P., Gubelin E.J., Basset A.M. et al.* Rubies and fancy-color sapphires from Nepal // *Gems & Gemology*. 1997. V. 33. P. 24–41.
 63. *Smith H.A., Chamberlain C.P., Zeitler P.K.* Documentation of Neogene regional metamorphism in the Himalayas of Pakistan using U-Pb monazite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 93–105.

Рецензент А.И. Русин

Tectonic setting and genesis of the gem corundum deposits of High Asia

E. N. Terekhov, A. P. Akimov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences

First consider the problem of the genesis of noble corundum High Asia region from the perspective of regional tectonics. One of the most important events in the tectonic evolution of the region, which is fixed with modern research methods, was the Neogene-Quaternary exhumation of underlying rocks and with this event we attribute the formation of gem-quality corundum deposits. Tectonic erosion of more than 15 km thick section led to the release of fluids and determined the formation of a variety of metasomatites, including corundum-bearing rocks. The presence of mineral “yards” around corundum, lens-branched form of corundum-bearing bodies, the association of corundum to the different types of rocks, as well as its co-location with other varieties of gems, all point to the crucial role of fluids in the formation of corundum mineralization. The main factor in the formation of corundum mineralization is deep fluid enriched by Al, Ti, REE, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, so the formation of corundum-bearing rocks occurred on the migration along ways of these fluids. The major structural factor in their location is the site of deposition of these fluid components, what are the boundaries of silicate and carbonate rocks, fractured zones, the margins of rigid blocks, frames of domes, as well as the lower parts of the recumbent folds.

Key words: *ruby, sapphire, tectonics, structure, exhumation, fluid.*