

И.А. Бакшеев, И.А. Екименкова

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ
САМОЦВЕТОВ**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет
Кафедра минералогии

И.А. Бакшеев, И.А. Екименкова

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОЦВЕТОВ

Учебно-методическое пособие

Рекомендовано УМС геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова
в качестве учебно-методического пособия для студентов,
обучающихся по направлению «Геология»

Москва
2025

Рецензенты

*ККабедра минералогии и геммологии Российского Государственного
Геологоразведочного Университета им. Серго Орджоникидзе*

*Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана,
с.н.с., к.г.-м.н. М.С. Алфедова*

Бакшеев И.А., Екименкова И.А.

М53 Месторождения самоцветов: Учебно-методическое пособие
(в электронном виде). МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический фа-
культет, 2025. – 441 с.

В основу настоящего учебного пособия положены материалы лекций по курсу «Месторождения драгоценных камней» для студентов и магистрантов кафедры минералогии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Для каждого рассмотренного камня приводятся общие сведения о камне, география месторождений, обстановки формирования, характеристика месторождений. При характеристике конкретного месторождения дается его краткое геологическое описание, описание добываемого драгоценного камня, отдельно описываются включения и параметры минералообразования, приводятся сведения об составе стабильных изотопов, даются существующие представления о генезисе.

Пособие может быть полезно студентам направления «Геология», специалистам геммологам и всем, кто интересуется драгоценными камнями и их происхождением.

УДК 553.8
ББК 26.342

Предисловие	4
Месторождения хризолита.....	6
Месторождения хромдиоксида	32
Месторождения корунда	40
Месторождения гранатов	130
Месторождения топаза	182
Месторождения ювелирного берилла (кроме изумруда)	213
Месторождения изумруда	250
Месторождения шпинели.....	330
Месторождения аметиста.....	345
Месторождения нефрита.....	381
Список литературы	412

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу настоящего учебного пособия положены материалы лекций авторов по курсу «Месторождения драгоценных камней» для студентов и магистрантов кафедры минералогии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Используются данные, опубликованные как в отечественной, так и зарубежной литературе.

Несмотря на то, что существует обширная научная литература, посвященная различным проблемам изучения месторождений драгоценных камней, учебных изданий с систематическим изложением всех аспектов этой дисциплины нет. Отчасти этот пробел могут восполнить монографии Е.Я. Киевленко «Геология самоцветов» (2001) и «Поиски и оценка месторождений драгоценных камней» (1980), Е.Я. Киевленко с соавторами «Геология месторождений драгоценных камней», Я.П. Самсонова и А.П. Туринге «Самоцветы СССР» (1984). Однако эти книги были изданы давно и самому позднему из них уже почти четверть века. С тех пор накопилось много новой информации по геологическому строению и генезису месторождений, характеристикам добываемых из них драгоценных камней.

Предлагаемое учебное пособие соответствует университетской программе курса и рассчитано на студентов, освоивших курсы общей минералогии, кристаллографии и кристаллохимии, физики минералов, методов минералогических исследований, а также петрографии, геологии полезных ископаемых, генетической минералогии. Пособие может быть полезно студентам геологических специальностей вузов, специалистам геммологам и всем, кто интересуется драгоценными камнями и их происхождением.

В пособии есть интерактивная навигация, также пособие сопровождается тестами по месторождениям каждого вида драгоценного камня. Это даст возможность студентам проверять свои знания. Кроме того, поскольку пособие электронное, то в нем раз-

мещены ссылки на различные сайты, где размещены высококачественные фотографии драгоценных камней из того или иного месторождения.

В настоящее время в пособии описаны коренные месторождения ювелирных хризолита, хромдиопсида, корунда, граната, топаза, берилла и отдельно изумруда, шпинели, аметиста, нефрита. Электронная форма публикации дает возможность легко дополнять и исправлять пособие.

При описании месторождений мы придерживались следующей общей схемы: общие сведения о камне, география месторождений, обстановки формирования, характеристика месторождений. В целом месторождения каждого камня описываются в порядке от магматических и пегматитовых к скарновым, грейзеновым, собственно гидротермальным, до метаморфогенных и гипергенных. Безусловно, что нет какого-либо драгоценного камня, чьи месторождения охватывали бы весь диапазон генетических обстановок. При характеристике конкретного месторождения дается его краткое геологическое описание, описание добываемого драгоценного камня (размер, форма, цвет, химический состав, в том числе примесные компоненты), отдельно описываются включения минеральные, расплавные, газово-жидкие и параметры минералообразования, получаемые в результате их исследования, приводятся сведения об составе стабильных изотопов, даются существующие представления о генезисе.

Разделы корунд и изумруд написаны при участии Елены Вячеславовны Стариковой (Институт им. Карпинского).

В конце пособия приведены обширные списки литературы по каждому из описанных видов самоцветов (350 наименований).

Иллюстрации, заимствованные из различных литературных источников, большей частью адаптированы для учебного пособия. Пособие содержит большой объем фотоматериалов ограненных, неограненных камней, а также включений в них. Авторы благодарны за предоставленные фотоматериалы Ильдару Ахметзянову, [GemLovers](#) и Дмитрию Синеву, Геммологический центр МГУ.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОЛИТА

Магматические месторождения:

- **ультраосновные щелочные массивы центрального типа** (Кугдинское месторождение, Ковдорское проявление);
- **кимберлиты** (трубка Удачная-Восточная, Буэлл Парк);
- **базальты и щелочные базальтоиды** (Токское (Восточная Сибирь), Сан-Карлос (США), Блэк Рок Саммит);

Постмагматические месторождения (Зебергед, (Египет), Пьяунгаун (Мьянма), Сапат (Пакистан)).

Хризолитом (от латинского *chrysolithus* – «золотистый камень») называют зеленую и желтую прозрачную ювелирную разновидность оливина (Рис. 1). Ранее хризолитами именовали многие желто-зеленые камни, и этот термин (обычно с географическим пояснением) в дальнейшем широко использовался в торговле самоцветами. Так, восточным хризолитом обозначали соответственно окрашенный сапфир, бразильским – хризоберилл, саксонским – топаз, цейлонским – турмалин, уральским – демантоид, богемским – молдавит или влтавин (тектит). В Великобритании и США прозрачный оливин предпочитают именовать перидотом. Это название, возможно, происходит от арабского фаридат – изумруд бедняка или латинского *paederot*, означающего разновидность опала.

Столетия назад добыча хризолита осуществлялась исключительно ночью, поскольку горняки полагали, что камень впитывает солнечный свет в течение дня и выпускает его ночью. Древние егип-

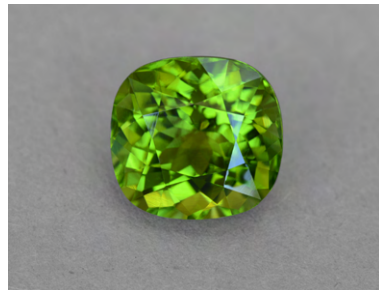


Рис. 1. Хризолит, 7.79 карат, Пакистан. Фото: Gemlovers

тяне называли сияющий хризолит «камнем солнца». Древние римляне тоже верили, что перидот светится в темноте, и поэтому называли их «вечерним изумрудом».

Археологические находки в Александрии, Греции, Италии и Иерусалиме свидетельствуют, что хризолит как драгоценный камень был известен в Древнем Египте и античном Средиземноморье. Его источником, вероятно, служило крупнейшее месторождение на острове Зебергед в Красном море. Позднее хорошие камни попадали в Европу как трофеи крестовых походов. В Индии и других странах Азии, начиная со средних веков, использовался главным образом бирманский хризолит. В средние века хризолит был маяком света, его носили как амулет против колдовства и зла. Одежды священнослужителей украшают хризолиты. В современной Германии в Кёльнском соборе в Храме Трёх Королей есть кристалл хризолита.

Лучшими считаются зеленые разновидности с золотистым оттенком – так называемые «вечерние изумруды». Самые крупные ювелирные хризолиты с массой в ограненном виде 310 карат (Зебергед) и 287 карат (Мьянма) хранятся в США в Смитсоновском институте.

В минералогии хризолитом называются минералы группы оливина с содержанием фаялитового компонента от 10 до 30%.

Окраска хризолита варьирует в широком диапазоне оттенков зеленого и желтого цвета: светло- и бутылочно-зеленого, желто(золотисто)-зеленого, оливкового, табачного, зеленовато-желтого и коричневого. Установлено, что зеленый компонент окраски связан с Fe^{2+} , а желтый – с изоморфной примесью Fe^{3+} . В окраске яркого салатово-зеленого хризолита из кимберлитовых трубок Якутии принимает участие хром.

В хризолите встречаются включения хромита и шпинели, хромдиоксида, биотита, флогопита, очень редко халькопирита. В норвежском хризолите тончайшие чешуйки биотита, ориентированные в трех направлениях, создают эффект шестилучевой звезды. Для некоторых хризолитов характерны округлые расплавные включения или микроскопические газово-жидкие многофазовые включения в форме отрицательных кристаллов, содержащие растворы хлоридов Na, Ca и K, углекислоту. В хризолите из палласитов наблю-

дались включения никелистого железа и вытянутые иглоподобные каналы.

Обстановки формирования хризолита. Форстерит и высокомагнезиальный оливин очень широко распространены в природе, они являются главными породообразующими минералами гипербазитов, а также образуют вкрапленники в базальтах, входят в состав габбро и магнезиальных скарнов. Оливиновыми породами, вероятно, в основном сложена верхняя мантия Земли, о чем свидетельствуют глубинные ксенолиты (оливиновые нодули) в некоторых базальтах, базальтовых туфах и кимберлитах. Оливин присутствует в лунных породах, каменных и железо-каменных метеоритах. Известны также оливин-содержащие гидротермально-метасоматические жилы и прожилки в серпентинитах офиолитовых формаций и оливинитах ультраосновных щелочных массивов.

Однако месторождения ювелирного хризолита, имеющие практическое значение, редки, что вызвано необходимостью особо благоприятных условий для образования прозрачных, красиво окрашенных и достаточно крупных кристаллов хризолита. Другая весьма существенная причина заключается в слабой устойчивости магнезиальных оливинов при метаморфизме и выветривании. Минерал легко превращается в серпентин, слюдо- и глиноподобные минералы. Поэтому хризолит сохраняется только в свежих породах, слабо затронутых эпигенетическими изменениями.

География месторождений. Месторождение хризолита на острове Забергед в Красном море (Египет) уникально по длительности эксплуатации и очень высокому качеству ювелирного сырья. Почти все выдающиеся кристаллы хризолита в музеях мира имеют египетское происхождение. Хороший хризолит добывается в Мьянме на севере Могокского региона. Наиболее крупным поставщиком рядового хризолита являются месторождения в штатах Аризона и Нью-Мексико (Сан-Карлос, Буэлл-Парк и др.). Проявления и месторождения хризолита известны в Норвегии, Германии, Китае (Горы Чанбэй), Эфиопии, Австралии, Антарктиде, Пакистане, Саудовской Аравии, Бразилии, Мексике, Южной Африке, на Гавайях.

В России хризолит встречается в значительном количестве в кимберлитовых трубках Якутии. Из кимберлитовых месторождений

особого внимания заслуживает богатая хризолитом трубка Удачная-Восточная в Западной Якутии. На севере Красноярского края в 1965–1980 гг. изучалась хризолитоносность массивов ультраосновных щелочных пород (Кугда, Бор-Урах). Проявление хризолита обнаружено в Ковдорском ультраосновном щелочном массиве на Кольском полуострове. В Амурской области в 1981 году было открыто Токское месторождение, связанное с четвертичными базальтами.

Магматические месторождения

Магнезиальный оливин является главным породообразующим минералом гипербазитов и входит в состав субщелочных и щелочных базальтов. Прозрачный хризолит сравнительно крупного размера, пригодный для использования в ювелирных целях, образуется на ранних стадиях кристаллизации магматических расплавов в виде порфировых вкрапленников и крупнозернистых сегрегаций. Ювелирный хризолит в основном содержится в нодулях грубозернистых оливиновых пород (оливинитов, перидотитов), включенных в базальты и кимберлиты, которые в большинстве случаев принято рассматривать как ксенолиты глубинных ультраосновных пород.

Ультраосновные щелочные массивы центрального типа

Хризолит характерен для массивов, сложенных в основном оливинитами при подчиненном значении пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов. Хризолитовая минерализация развивалась в ходе многостадийного гидротермально-метаморфогенного процесса в ассоциации с клиногумитом, флогопитом, диопсидом и более поздними серпофитом и кальцитом.

Хризолит в массивах ультраосновного щелочного состава обнаружен в России на севере Красноярского края, в Восточном Саяне и на Алдане. Наибольший интерес вызывает Маймеч-Котуйская карбонатитовая провинция в Таймырском автономном округе Красноярского края, где известны крупное Кугдинское и малоизученное Бор-Урахское месторождение хризолита.

Кугдинское месторождение находится в 200 км южнее пос. Хатанга на севере Красноярского края. Оно открыто в 1962 г. В период с 1965 по 1981 гг. выявлены и разведаны четыре минерализован-

ные участка. Кугдинский щелочно-гипербазитовый массив расположен на правом берегу р. Котуй в краевой северной части Сибирской платформы. Он залегает в доломитах кандынской свиты ранне-го-среднего кембрия, имея предположительно триасовый возраст. Массив в плане овальный, его площадь 16.5 км². Центральная часть сложена средне-крупнозернистыми рудными оливинитами, обогащенными титаномагнетитом и перовскитом, которые к северу сменяются мелкозернистыми, практически безрудными оливинитами. Ультраосновное ядро массива почти полностью окружено щелочными нефелин-пироксеновыми породами (мельтейгиты, ийолиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты) и мелилититами. Основные хризолитоносные тела с промышленной хризолитовой минерализацией приурочены к внутренней части интрузива.

Хризолитоносные тела – это одиночные жилы, сложные штокверки и крупные линзовидные изометричные тела с почти непрерывной минерализацией, сгруппированные на трёх участках (Рис. 2). Жилы имеют неправильную форму с резко изменчивой мощностью как по простиранию, так и по падению. Жилы пересекаются и образуют штокверковые зоны. Мощность жил и прожилков от нескольких сантиметров до 1.5 м, длина до 80 м; мощность линз достигает 5.5 м. Контакты хризолитоносных тел чёткие, но не всегда резкие.

Хризолитоносные тела всех типов сложены в основном клиногумитом, серпофитом, флогопитом, оливином. Количественные соотношения минералов изменчивы, преобладают существенно оливиновые и флогопит-оливиновые разности. Краевые части тел обогащены титаномагнетитом. Жилы и линзы зональные. Краевые зоны состоят из коричневого оливина (50-55%), титаномагнетита и перовскита (45-50%). Центральная часть тел – это рыхлая, тонкозернистая оливин-слюдистая масса с прожилками и линзочками жильного перекристаллизованного и новообразованного частично прозрачного оливина (хризолита), ассоциирующего с флогопитом, серпофитом, клиногумитом, кальцитом, диопсидом (Рис. 3). Состав этих прожилков (%): оливин – 60-80, хризолит – до 50, флогопит – 5-15, серпофит, клиногумит, кальцит, диопсид – 1-3, титаномагнетит и перовскит – до 3. Размеры скоплений хризолита от нескольких сантиметров до 0.5 x 0.75 x 3.5 м. Форма мелких скоплений изометричная, крупные вытянуты по простиранию и падению жильных тел.

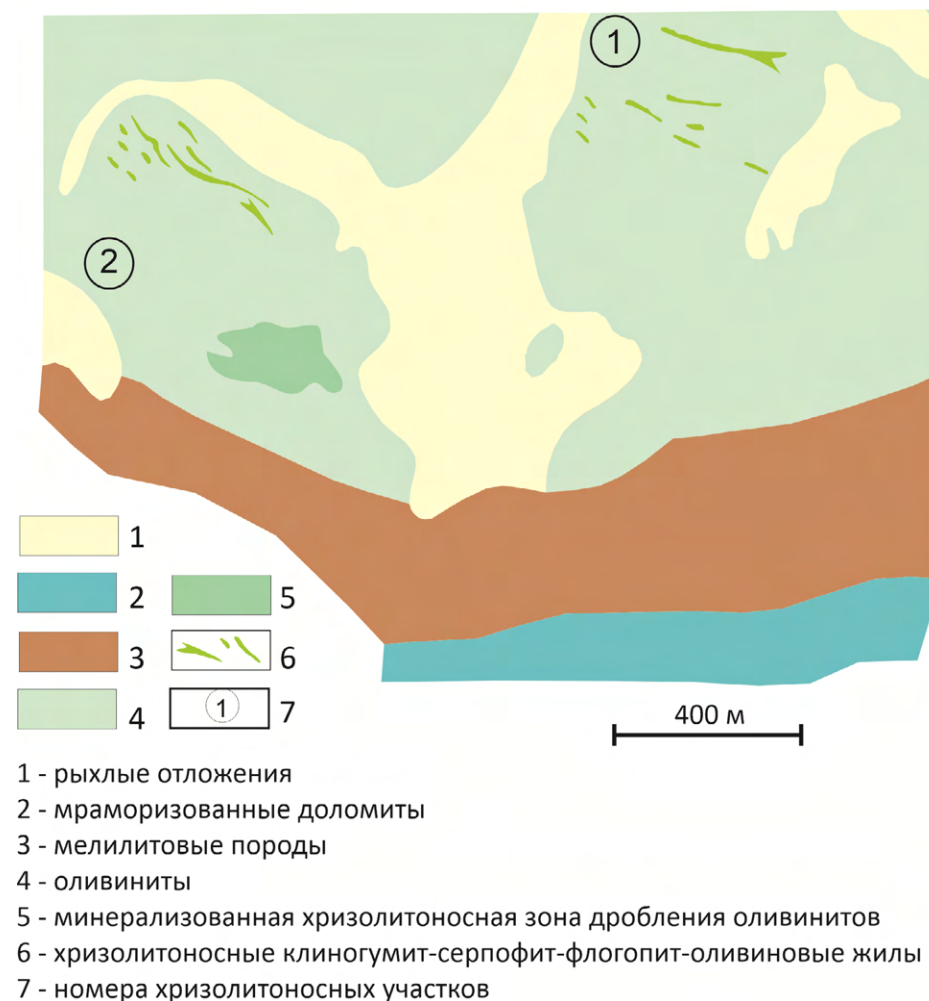
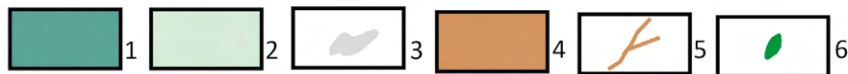


Рис. 2. Схема геологического строения южной части Кугдинского месторождения хризолита, п-ов Таймыр, Россия (по Киевленко, 2001)



3 м



- 1 - рудные оливиниты
- 2 - метасоматически измененные оливиниты
- 3 - скопления титаномагнетита
- 4 - хризолитоносные флогопит-оливиновые жилы
- 5 - прожилки того же состава
- 6 - скопления "хризолитизированного" крупнокристаллического оливина

Рис. 3. Деталь строения хризолитоносной жильной зоны, участок №3, Кугдинское месторождение (по Киевленко, 2001)

Характеристика хризолита. Хризолит чаще всего встречается в скоплениях (гнездах) крупно- и гигантозернистого в основном темного оливина, представляя собой его последнюю генерацию. Он также находится в полиминеральных гнездах вместе с клиногумитом, серпофитом, кальцитом и флогопитом. Хризолитоносные гнезда расположены преимущественно у зальбандов жил, тяготея к участкам зон со сближенными жилами, местам ответвления апофиз и многочисленных фрагментов вмещающих пород внутри мощных жил.

Хризолит хорошего качества ассоциирует главным образом с серпофитом, облекаясь им, а плохой, трещиноватый – с кальцитом. Хризолит, как поздняя генерация оливина, частично или целиком слагает плохо ограненные зерна и остроугольные обломки размером чаще всего 3 x 5 x 5 мм и до 7 x 10 x 15 мм, изредка встречаются и более крупные кристаллы длиной до 3 см. Цвет хризолита желтый, зеленовато-желтый, желтовато-зеленый, оливковый.

В хризолите месторождения Кугда содержится 9.97-11.67 мас.% FeO. Элементы примеси, установленные в хризолите – это марганец (0.39 до 0.53 мас.% MnO), хром (0.01-0.04 мас.% Cr₂O₃), кальций (0.04-0.16 мас.% CaO) и никель (0.3-0.46 NiO) (Золотарев и др., 2003).

Включения в хризолите. В хризолите месторождения наблюдаются многочисленные минеральные включения, представленные волосовидными цепочками кристалликов магнетита. Цепочки приурочены как к краевым, так и центральным частям зёрен хризолита и скорее всего являются результатом распада твёрдого раствора. Так же минеральные включения представлены тетраферрифлогопитом, доломитом, кальцитом и Fe-Ni сульфидом. Кроме минеральных включений хризолит содержит первичные и вторичные расплавные включения. Округлые или короткостолбчатые первичные расплавные включения встречаются по одиночке и небольшими группами. Вторичные расплавные включения залечивают прямолинейные и искривленные микротрещины, наличие которых вызывает помутнение (так называемая «вуаль»). Включения уплощенные и содержат темную фазу, окруженную белой сахаровидной каймой.

Ковдорское проявление расположено в 125 км западнее г. Апатиты. Среднепалеозойский щелочно-гипербазитовый и карбонатитовый массив Ковдор находится в юго-западной части Кольского полуострова в гнейсах и гранитогнейсах беломорской серии раннего архейского возраста. Массив представляет собой многофазное зональное тело, образованное последовательными внедрениями различных силикатных пород (от оливинитов до сиенитов), фоскоритов и карбонатитов. С ним связаны апатит-магнетитовые и флогопитовые месторождения.

Оливин является одним из главных породообразующих минералов массива. Он содержится в разных количествах в гипербазитах (оливинитах, перидотитах, оливиновых пироксенитах), оливин-монтичеллитовых породах, оливинсодержащих щелочных породах (турьяиты, мельтейгит-порфиры), фоскоритах и кальцитовых карбонатитах. Однако хризолит развит только в породах флогопитового комплекса (Sokolov et al., 2006).

Ковдорское месторождение флогопита приурочено к зоне контакта оливинитов и мелилитолитов в северо-западной части Ковдорского массива. Краевая часть рудного тела сложена тонкозернистой флогопит-диопсид-форстеритовой породой, которая постепенно переходит в гигантозернистую разновидность того же состава. Собственно рудное тело состоит из нескольких тел пегматоидных флогопит-диопсид-форстеритовых пород. Центральная часть самого крупного флогопитового тела сложена крупнозернистым форстеритом с гнездами кальцита. Последние содержат хризолит ювелирного качества в ассоциации с апатитом, тетраферрифлогопитом и магнетитом. Хризолит развит в центральных частях идиоморфных призматических кристаллов оливина длиной до 15 см. Цвет хризолита светло-зеленый с желтоватым оттенком, зеленовато-серый. Наиболее качественный зеленоватый (почти бесцветный) хризолит, почти не содержащий включений, добывался из кальцитовых гнезд. Данные электронно-зондового микроанализа свидетельствуют, что хризолит содержит 10.9-12.1 мол. % фаялитового компонента и примеси MnO (0.36-0.66 мас.%), NiO (до 0.2 мас.%) и CaO (0.21-0.44 мас.%).

Включения в хризолите. Ковдорский хризолит обычно содержит включения различных минералов и многофазовые раскристаллизованные расплавные включения (Sokolov et al., 2006). Минеральные включения представлены апатитом, амфиболом, тетраферрифлогопитом, магнетитом. Расплавные включения сложены агрегатом дочерних фаз. Выделяются первичные и вторичные расплавные включения (Sokolov et al., 2006). Первичные включения – это порции расплава, захваченные при кристаллизации хризолита, и они случайно распределены в объеме кристалла. Вторичные включения приурочены к микротрещинам и представляют собой остаточный расплав. В первичных включениях выявлены форстерит, тетраферрифлогопит, клиногумит, магнетит, диопсид, апатит, кальцит и Na-Ca карбонаты. Вторичные включения, кроме диопсида, клиногумита и кальцита, содержат серпентин, доломит, Na-Mg карбонаты, джерфшерит, и сложные карбонаты Ba, Sr и REE.

Кимберлиты

Оливин с высокой магнезиальностью входит в число основных минералов кимберлитов и заключенных в них ксенолитов

оливинитов, дунитов и перидотитов. Оливин из крупнозернистых ксенолитов и порфировых вкрапленников в собственно кимберлитах бывает прозрачным и его можно отнести к хризолиту. Однако в подавляющем большинстве кимберлитовых тел оливин в значительной степени или целиком изменен, замещаясь серпентином и карбонатом. Свежий оливин лучше сохраняется в массивных базальтоидных кимберлитах, иногда встречаются сравнительно мало измененные ксенолиты оливинсодержащих пород. Примерами месторождений в кимберлитах служат алмазоносная трубка Удачная-Восточная в Западной Якутии и неалмазоносные кимберлиты Буэлл-Парка в Аризоне (США). На последнем ювелирный хризолит добывался вместе с пиропом.

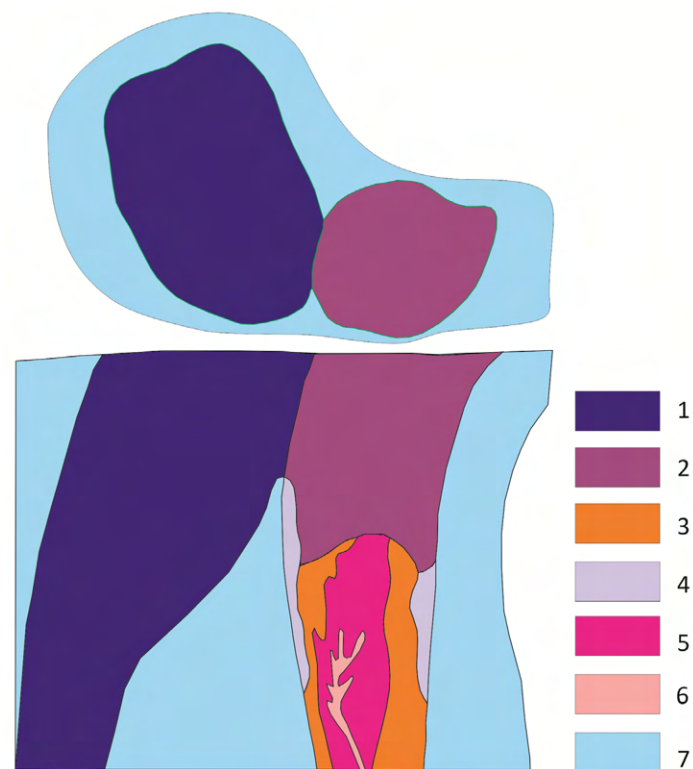
Кимберлитовая трубка Удачная-Восточная открыта в 1955 году на Сибирской платформе на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы в бассейне р. Мархи (северный приток Вилюя). Она залегает в карбонатных породах раннего палеозоя и сопряжена с трубкой Удачная-Западная. В Западной трубке кимберлиты серпентинизированы и почти не содержат свежего оливина.

Геологическое строение. Округлая в плане трубка Удачная-Восточная сложена кимберлитами нескольких фаз внедрения. Верхняя часть до глубины 360-430 м состоит из кимберлитовой брекчии с редкими ксенолитами и массивной (базальтоподобной) основной массы. В эндоконтактной части, начиная с горизонта 430 м и ниже, находится автолитовая брекчия с обломками кимберлита и массивный (базальтоподобный) кимберлит без ксенолитов, а в центре трубки на тех же глубинах – поздняя богатая ксенолитами кимберлитовая брекчия. Последними внедрялись кимберлиты жильной фации по внутренним трещинам (Рис. 4).

Больше всего свежего оливина заключено на глубине в поздней кимберлитовой брекчии (от 13 до 34% от общей массы породы) и вверху трубки в базальтоподобных кимберлитах (от 0.5 до 5%).

Характеристика хризолита. В массивном кимберлите и кимберлитовом цементе брекчии выделяют две основные разновидности вкрапленников оливина: (1) сравнительно крупные угловатые и сглаженные до округлых зерна размером от 2 мм до 2 см и редкие желваки до 7 см в поперечнике, (2) мелкие, обычно не более 0.5-1 мм идиоморфные призматические кристаллы. Хризо-

лит, пригодный для практического использования, возможно отбирать из вкрапленников первой разновидности. В зависимости от окраски выделяются четыре разновидности хризолита: светло-зеленая, зеленая, оливковая и зеленовато-бурая. Особенно красивы светло-зеленые и зеленые разновидности хризолита. Большинство зерен прозрачно. Хризолит из ксенолитов глубинных пород бывает очень светлым, почти бесцветным. Достоинством хризолита является его высокая прозрачность. Трещины в краевых частях зерен – это основной дефект камня.



- 1 - ранняя кимберлитовая брекция
- 2 - кимберлитовая брекция с массивной текстурой основной массы
- 3 - автолитовая кимберлитовая брекция
- 4 - массивный кимберлит
- 5 - поздняя кимберлитовая брекция
- 6 - жильные кимберлиты
- 7 - карбонатные отложения нижнего палеозоя

Рис. 4. Схема геологического строения кимберлитовых трубок «Удачные» (план и разрез) (по Киевленко, 2001)

Хризолит имеет довольно постоянный химический состав. Он содержит Fe 5.30-10.80 мас.% FeO, что соответствует 7-14% фаялитового минала. Постоянно присутствует Cr (0.01-0.03 мас.% Cr₂O₃) и часто Ni (0.20-0.35 мас.% NiO).

Среди твердых включений в хризолите обнаружены пироксены (энстатит и хромдиопсид), хромит, пироп, сульфиды (пентландит, пирротин, халькопирит).

Происхождение вкрапленников оливина в собственно кимберлитах, в том числе, в кимберлитовом цементе брекчий объясняется неоднозначно. Они рассматриваются как результат кристаллизации непосредственно из кимберлитового расплава или как ксенокристаллы разрушенных обломков глубинных оливиновых пород. Вторая точка зрения подтверждается одинаковым составом оливинов вкрапленников в кимберлитах и из ксенолитов оливинитов, дунитов и перидотитов. Особое место занимают крупные вкрапленники-желваки оливина, отличающиеся от других разновидностей, как по своим размерам, так и по набору твердых включений, среди которых преобладают моноклинные пироксены. По мнению некоторых исследователей, такой оливин кристаллизовался раньше других вкрапленников из гипотетического «протокимберлитового» расплава.

Месторождение Буэлл Парк (Buell Park) расположено в резервации индейцев Навахо в графстве Апач в штате Аризона, США. Это комплексное месторождение пироба (аризонского рубина) и хризолита. Оно представляет собой округлую котловину диаметром 3.5 км, заполненную неалмазонасным кимберлитовым туфом с многочисленными обломками боковых и нижележащих пород. Котловина на юго-востоке окаймлена узкой грядой, получившей название Перидот Ридж. Гряда сложена кайнозойскими вулканическими породами с обильными вкрапленниками и зернистыми обособлениями оливина. Хризолит добывался из высыпок на склонах гряды и на прилегающих площадях, встречаясь совместно с пиропом, хромдиопсидом, ильменитом, энстатитом и другими минералами. Кроме того, пироп и хризолит распространены в небольшом холме в центре котловины.

Характеристика хризолита. Большая часть камней имеет размер до 6 мм; изредка находят и более крупные образцы до

2.5 см, но они, содержат многочисленные дефекты. Цвет хризолита желтовато-зеленый и оливковый.

Базальты и щелочные базальтоиды

В качестве источников ювелирного хризолита наиболее привлекательны оливиновые субщелочные и щелочные базальты и базальтоиды с нодулями перидотитов и оливинитов и не затронутые метаморфизмом. Хризолитоносные эффузивы имеют неоген-четвертичный возраст вплоть до современного, и относятся к континентальным формациям.

В основном ювелирный хризолит извлекается из включенных в базальты “зеленых” нодулей гипербазитов (главным образом лерцолитов). Нодули представляют собой ксенолиты вещества верхней мантии, состоящие из форстерита или весьма магнезиального оливина, хромдиоксида и хромшпинелидов. Зеленые нодули обычно сопровождаются порфиоровидными включениями ксенокристаллов хризолита, не извлекающихся из крепкой породы, но участвующих в формировании россыпей. Гораздо меньшее значение имеют «черные» гипебарзитовые нодули, относящиеся к кумулатам, то есть продуктам ранней кристаллизации базальтовых магм с характерными богатыми титаном и бедными хромом клинопироксенами. Оливин в них более железистый. Кроме того, нодули содержат титановый амфибол керсутит и герцинит.

Месторождения хризолита в базальтах распространены шире других. Отрабатываются только тесно связанные с вулканитами элювиально-делювиальные россыпи. Хризолит высоко прозрачен (отсутствуют газово-жидкие включения). Большинство обработанных камней имеют массу, не превышающую 1-2 карата.

Наиболее крупные месторождения находятся на юго-западе США в штатах Аризона и Нью-Мексико (Сан-Карлос, Килбурн Хоул). Они обнаружены в Мексике в штате Чиуауа, в Китае в провинции Хэбэй, в ФРГ в Эйфеле (Драйзер Вейер), в Испании на Канарских островах (Лансароте), в Эфиопии в провинции Сидамо, в Австралии в штате Квинсленд, на Гавайских островах, в Антарктиде на острове Д. Росса и других местах. В России детально изучено Токское месторождение на Становом хребте в Восточной Сибири.

Токское месторождение, Восточная Сибирь расположено в 170 км северо-восточнее ст. Зейск Байкало-Амурской железной дороги. В 1969 году в восточной части Станового хребта в бассейне р. Зеи (приток Амура) в четвертичных базальтах был встречен ювелирный хризолит. Площадь развития этих базальтов, охватывающая Окононское плато вдоль границы Амурской области и Якутии, получила название Токского хризолитоносного района (по реке Ток – притоку Зеи). В 1981 году на этой площади на р. Накит вблизи впадения ее в р. Ток выявлена элювиально-делювиальная россыпь протяженностью 850 м и шириной 20-140 метров. Она сложена щебнисто-суглинистым материалом. В 1991 году начата разработка месторождения, продлившаяся недолго. За время работ всего добыто 81.3 кг кристаллосырья и 1.6 кг сортового хризолита.

Хризолитоносные базальты, с которыми связана россыпь, имеют четвертичный возраст и относятся к Саяно-Байкальской части крупного кайнозойского Центрально-Азиатского вулканического пояса. Они перекрывают докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, аляскитовые граниты и раннемеловые биотит-роговообманковые гранитоиды (Рис. 5).

Базальтовая толща включает четыре лавовых потока, каждый из которых имеет мощность от 25 до 50 м и сложен массивными базальтами с призматической глыбовой отдельностью с маломощными горизонтами лавобрекчий в основании и канатных лав вверху.

Базальты содержат порфировые вкрапленники оливина, реже авгита и санидина и считаются субщелочными. Их примечательной особенностью является наличие прозрачных угловатых ксенокристаллов оливина (хризолита) размером 3-4 мм и более и местами многочисленных нодулей (ксенолитов) лерцолитов величиной от 1.5 до 40 см в поперечнике. Последние состоят из средне- и крупнозернистого прозрачного оливина, являясь главным источником ювелирного хризолита. Скопления лерцолитовых нодулей встречаются главным образом во втором лавовом покрове.

Нодули лерцолитов – это ксенолиты глубинных пород, вынесенные на поверхность базальтовой магмой. Они тяготеют к низам второго покрова, особенно к его подошве из лавобрекчий и пористого шлаковидного базальта. Нодули эллипсоидальные длиной

1-30 см вдоль наибольшей оси и сложены средне-крупнозернистым агрегатом оливина (60-80%) и пироксенов (диопсид, хромдиопсид, авгит, энстатит – 20-40%) с акцессорным хромшпинелидом. Из крупнозернистой части нодулей можно отобрать нетрещиноватые фрагменты зерен хризолита неправильной угловатой формы величиной до 1 см.

Характеристика хризолита. Ксенокристаллы хризолита длиной от 2-4 до 8-15 мм и более сравнительно равномерно сосредоточены в базальте и только вблизи лерцолитовых нодулей их количество и размеры заметно увеличиваются. Основная масса ювелирного сырья, пригодного для огранки, по величине редко превышает 5 x 5 x 4 мм. Хризолит обладает чистой и равномерной зеленой, желтовато-зеленой и яркой золотистой окраской. Ксенокристаллы хризолита с трудом и большими потерями извлекались из крепких вмещающих базальтов. В основном по этой причине коренная хризолитовая минерализация не имеет практического значения.

Месторождение Сан-Карлос (San Carlos), США. Классические месторождения хризолита в базальтах и связанные с ними россыпи известны на востоке штата Аризона и примыкающей части штата Нью-Мексико. В этом районе добывается значительное количество ювелирного хризолита, имеющего в основном небольшие размеры. Сырье обрабатывается на месте индейскими мастерами. Хризолитоносными являются четвертичные базальты лавового поля Датил, развитые по периферии плато Колорадо. Главная фаза вулканизма условно датируется плиоценом. Почти весь хризолит добывается из делювиальных развалов и глинистых продуктов выветривания хризолитоносных базальтов.

Геологическое строение. Месторождение находится в 4 км юго-западнее пос. Сан-Карлос на территории индейской резервации в округе Хила штата Аризона. Столовая гора Перидот-Меца венчается покровом оливиновых базальтов площадью 5.6 x 4.4 км и мощностью от 3 до 30 м. Возраст лав четвертичный. Они подстилаются слегка дислоцированными плейстоценовыми конгломератами, песчаниками, глинами и гравийно-галечными отложениями формации.

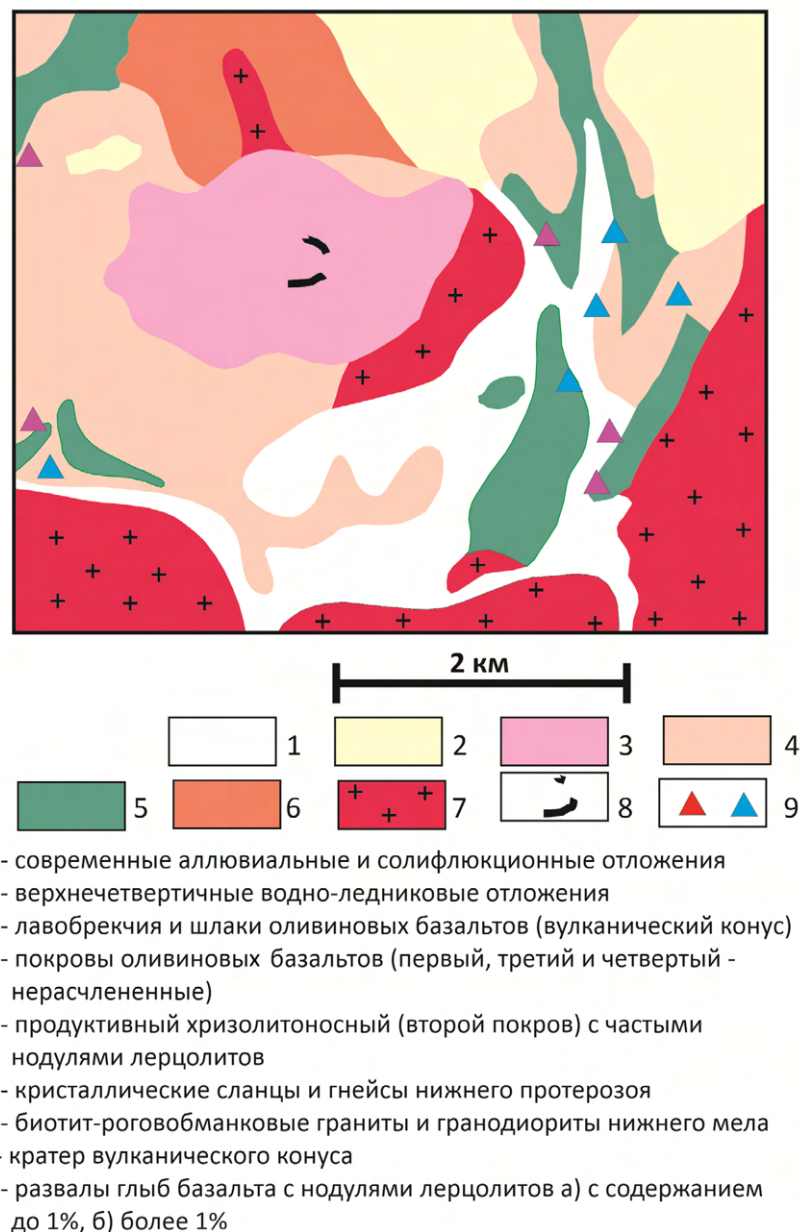


Рис. 5. Схема геологического строения южной части Токского хризолитоносного района, Восточная Сибирь. Участок Иарогда - запад, Токское месторождение - восток (по Киевленко, 2001)

Базальты, пористые тонкозернистые темно-серого до черного цвета. Они сформировались в результате одного извержения. Размер пор варьирует от микроскопического до нескольких см по длинному измерению. В целом поры становятся крупнее ближе к поверхности потока. Порода относится к типичным оливиновым базальтам. Плаггиоклаз (лабрадор) слагает тонкие лейсты, присутствуют субидиоморфные до ксеноморфных зерна оливина и авгита. Кроме того, установлены акцессорные магнетит, апатит, анальцим, диопсид, хромит, биотит, и амфибол. В базальтах наблюдаются небольшие капли темно-коричневого до черного вулканического стекла.

Хризолит слагает сферические, овоидные, угловатые нодулы в пористом базальте. Размер нодул от 1 до 30 см и более. Нодулы по составу и структуре похожи на перидотиты и поэтому могут представлять собой фрагменты вырванных на глубине гипербазитов. Они окружены оболочкой пористого базальта, содержащего амфибол и авгит.

Характеристика хризолита. Генезис оливиновых нодул исключает существование чрезвычайно крупных монокристаллов и плотных масс, подобных тем, которые обнаружены на месторождениях Мьянмы и на острове Зебергед в Красном море. Масса ограненных камней обычно от полукарата до трех каратов. Камни более трех карат очень редки. Исходные кристаллы хризолита достигают 12 мм в длину, изредка 20 мм и более. Цвет хризолита варьирует от очень темно-коричневого, до буровато-зеленого и яркого лимонно-зеленого. Содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) минерале 8-10 мас.%. Установлена небольшая примесь Ni (до 0.30 мас.% NiO), Mn (0.09-0.18 мас.% MnO), Cr (0.03-0.06 мас.% Cr_2O_3) (Koivula, 2005).

Включения в хризолите представлены хромитом и хромистой шпинелью, отрицательными кристаллами, «типа кувшинки», капельками стекла, хромдиопсидом, биотитом (крайне редкий) и дымчатой вуалью.

Хромшпинелиды случайно распределены в объеме кристалла-хозяина и почти всегда связаны с трещинами напряжения, возникшими из-за большего коэффициента расширения у хромшпинелида, чем у хризолита. Отрицательные кристаллы скорее всего

заполнены углекислотой. Дисковидные включения «типа кувшинки» ориентированы в двух направлениях раскола. Плоскости раскола появляются при декрипитации отрицательных кристаллов и отвечают направлениям несовершенной спайности оливина. Предполагается, что такой раскол является результатом нагревания при уменьшении давления в процессе переноса хризолита базальтовым расплавом к поверхности. Так как давление падает, а хризолит продолжает нагреваться, то флюид (возможно, углекислота), заполнявший вакуоль, расширяется, что приводит к разрушению включения и выносу углекислоты вдоль образовавшихся плоскостей. Хризолит месторождения содержит многочисленные крошечные капельки стекла, в которых в свою очередь наблюдаются один и несколько газовых пузырьков. При нагревании между 800 и 900°C, стекло начинает плавиться, пузырьки и расплав становятся подвижными. Предполагается, что газ, заполняющий пузырьки, – это CO_2 . Дымчатая вуаль является результатом распада твердого раствора и/или декорированными дислокациями.

Месторождение Блэк Рок Саммит (Black Rock Summit) расположено в штате Невада в 277 км к северу от Лас-Вегаса. Месторождение связано с потоком лав щелочных базальтов, которые изливались из юго-западной стенки небольшого шлакового конуса. Жерло кратера имеет диаметр 91 м и заполнено затвердевшей лавой. В пределах кратера на поверхности лавы наблюдаются редкие полые внутри выступы, которые называются холмиками (tumuli). Вне кратера преобладают пайхоевые лавы. Остаточные монолитные глыбы пирокластического материала, рассеянные в лаве, могут представлять собой фрагменты, вырванные из стенок кратера. На поверхность выходят три лавовых слоя, отделенных друг от друга шлаковыми горизонтами. Общая мощность лавовых слоев и шлаковых горизонтов превышает 15 м. Порода черного цвета с порфировой и пористой структурой. Наиболее яркой ее чертой являются крупные кристаллы оливина (хризолита), пироксена и плаггиоклаза. Кристаллы хризолита размером более 2 x 2 см растресканы; в центральной части лавового потока они более темные, а более светлый и более желтоватый материал наблюдается в холмиках на периферии лавового потока. Лавы подверглись выветриванию, в резуль-

тате чего из них высвободились кристаллы хризолита, бесцветного плагиоклаза и авгита. Тонкий порошковатый пепел, отвалившийся от внутренних стенок холмиков, просеивается, из него отбирают ювелирный материал. Самая крупная пустота внутри холмика не содержала ничего, кроме хризолита.

Характеристика камня. Цвет хризолита варьирует от светлого желтовато-зеленого до оливково-зеленого, коричневатозеленого и темно-зеленого. Большая часть кристаллов имеет размеры 30 x 14 мм, но они сильно трещиноваты. Из бездефектных блоков получают ограненные камни массой 0.5-15.9 каратов. В кристаллах хризолита не выявлено ни астеризма, ни эффекта кошачьего глаза, которые иногда фиксируются в хризолите из других месторождений. Содержание железа в хризолите варьирует от 10.3 до 13.8 мас.% FeO, отмечается примесь Ni (до 0.3 мас.% NiO) и Mn (до 0.2 мас.% MnO). Концентрация хрома – первые сотые доли мас.% Cr₂O₃ (Führbach, 1998).

Включения в хризолите. Наблюдается 10 типов включений (Führbach, 1998). (1) Очень редкие включения типа кувшинки, образующиеся вокруг отрицательного кристалла. (2) Включения типа гейзера встречаются наиболее часто в хризолите. Они состоят из очень тонких гейзероподобных или волосовидных структур, которые видны лишь при увеличении более 100 крат. (3) Вторым по распространенности типом является молочная масса, которая делает внешне безупречный материал полупрозрачным в проходящем свете. (4) Чёткообразные включения, представляющие собой крошечные кристаллики хромдиопсида. (5) «Печатная плата» – это клубок нитеобразных включений, которые, возможно, являются краями отдельных зерен в блоковой структуре. (6) «Дымчатость», обусловленная дислокациями и напряжениями в структуре минерала, возникающими при неполном распаде твердого раствора в оливине по мере остывания кристалла. (7) Области с «поперечной штриховкой», которые видны в проходящем свете при 10-кратном увеличении и которые не наблюдались в хризолите из других месторождений. Такая «штриховка», по всей видимости является результатом распада твердого раствора. (8) Капли металлического расплава, представленные пирротинном и пентландитом. (9) «Штрихи кистью» – это темные

оранжево-коричневые линии в проходящем свете и белые при темнопольном освещении. Они скорее всего являются тончайшими ла-мелями распада твердого раствора. (10) Вторичные включения.

Постмагматические месторождения

Хризолит может иметь высоко- или среднетемпературное постмагматическое происхождение, образуясь в зонах трещиноватости и дробления гипербазитов в результате перекристаллизации породообразующего оливина или замещения серпентина. Такие месторождения известны в гипербазитовых массивах офиолитовой формации.

Вмещающими породами служат серпентиниты и серпентинизированные перидотиты и дуниты офиолитовой формации в местах развития дайкового комплекса габброидов и плагиогранитов. Иногда хризолитоносные зоны пространственно совмещаются с месторождениями нефрита (Восточные Саяны, Россия) и демантоида (Вальмаленко, Италия).

На некоторых месторождениях возникала возможность свободной кристаллизации хризолита в полостях и зияющих трещинах, что способствовало образованию крупных кристаллов до 5-10 см. Такая ситуация характерна для месторождения Зебергед в Египте, содержащего самый крупный и высококачественный хризолит. К данному типу относится и месторождение в районе Могока (Пьяунган) в Мьянме, геологическое строение которого в опубликованной литературе не освещено. В Афганистане в районе Кандагара более 100 лет добывался хризолит из жил среди серпентинитов. Относительно недавно было открыто месторождение Сапат в Пакистане.

Месторождение Зебергед, Египет. Знаменитое месторождение ювелирного хризолита находится на острове Зебергед (английское название Сент-Джонс) в Красном море в 60 км юго-восточнее мыса Банас на широте Северного тропика. Очевидно, это был упомянутый Плинием Старшим легендарный остров Топазион, где добывались драгоценные камни с «особым родом своей зелени». Месторождение осваивалось в древние века, затем заброшено и снова открыто в 1900 г. Сейчас ведется старательская добыча самоцвета.

Геологическое строение острова связано с формированием рифта Красного моря. В основании стратиграфического разреза лежат докембрийские (?) амфиболизированные кварц-полевошпатовые гнейсы, прорванные плагиоклаз- и амфибол-шпинелевыми перидотитами (лерцолитами). Гнейсы и перидотиты несогласно перекрыты слабо метаморфизованными черными сланцами, слюдястыми кварцитами, песчаниками и известняками свиты Зебергед с фауной позднего мела и эоцена. Прогибы этой толщи заняты эвапоритами позднего миоцена и коралловыми известняками плейстоцена. В перидотитах наблюдаются дайки вебстеритов и долеритов, а по контакту между перидотитами и осадочными породами свиты Зебергед развиты силлы амфибол-альбитовых долеритов мощностью несколько десятков метров. Формирование зебергедских офиолитов датируется поздним олигоценом – ранним миоценом (23.2 ± 5.9 млн лет) (Bosch, Bruguier, 1998).

На острове зафиксированы три изолированных массива гипербазитов (Северный, Центральный, Южный), которые по геофизическим данным на глубине соединяются в единый диапировый массив. Хризолит в основном обнаружен в Южном массиве на восточном склоне Главного перидотитового холма вблизи крупного разлома в зоне неоднократного изменения (фельдшпатизации, амфиболизации и серпентинизации) шпинелевых лерцолитов. Серпентинизированные лерцолиты пересечены хризолитоносными канкринит-оливин-гарниерит-антигоритовыми прожилками, местами группирующимися в овальные штокверки площадью по 35-40 м².

Характеристика хризолита. Кристаллы хризолита длиной до 4 см, редко до 10 см и их сростки встречаются в небольших пустотах – жеодах в раздувах и сопряжениях прожилков. Хризолит достигает очень высокого и даже уникального качества, заслуженно считаясь лучшим в мире. Цвет **желто-зеленый до интенсивного оливкового, иногда травяно-зеленый**. Содержание в хризолите FeO 8-10 мас. %.

Включения в хризолите. Грубых дефектов в кристаллах обычно мало, характерны тонкие залеченные трещинки, в которых наблюдаются тальк, канкринит, гетит, галит, гипс. Мелкие флюидные включения содержат концентрированные рассолы хлоридов

натрия, кальция и калия, а также трудно определимые твердые фазы. Отмечаются включения зерен хромита, окруженные «лепестками» флюидных включений.

Генезис хризолита. Представляется, что процесс хризолитообразования осуществлялся после серпентинизации уже фельдшпатизированных и амфиболизированных перидотитов вслед за становлением комплекса базальтоидов и долеритов. Циркуляция высокотемпературных рассолов (750-900°C), обогащенных летучими компонентами (CO₂, N₂, Cl, S, H₂O), при низком парциальном давлении CO₂ (0.4-0.8 кб) обусловила мобилизацию основных элементов, содержащихся в перидотитах. Затем при охлаждении растворов из них кристаллизовался хризолит.

Месторождение Пьяунгаун (Pyawng-gaung), Могок, Мьянма. Хризолит из знаменитого региона Могок в Мьянме известен с XV века. Его месторождения и проявления находятся в районах Пьяунган, Хтин-Шу Таун и Бернард-Мяо. Рудники, расположенные в первом районе, дают лучший хризолит.

Геологическое строение. Регион Могок (Могокский каменный пояс) расположен в центральной части Могокского метаморфического пояса, протянувшегося на 1000 км и в основном сложенного мраморами, кварцитами, гнейсами, известково-силикатными породами, а также магматическими породами от ультраосновных до кремнекислых. Сложная геологическая структура свидетельствует о неоднократных тектонических процессах, происходивших в регионе. Сочетание многообразия горных пород и тектонических процессов обусловило формирование широкого ряда месторождений самоцветов (рубин, сапфир, хризолит, шпинель).

Месторождение Пьяунгаун находится приблизительно в 10 км к СЗ от г. Могок на горе Таун Ме, самой высокой в пределах Могокского метаморфического пояса. Тела частично серпентинизированных перидотитов заключены в гранат-биотитовых гнейсах и вытянуты вдоль разрывных нарушений, сопряженных с главным широтным разломом Момейк, ограничивающим Могокский каменный пояс на севере. Примерно в 1 км к СЗ от месторождения на поверхность выходят гранитоиды крупного массива Кабаинг, имеющего длительную историю развития от позднего кембрия до миоцена.

Гипербазиты рассланцованы и рассечены трещинами нескольких направлений. Поверхность одних трещин покрыта агрегатами талька, кальцита и доломита. Другие трещины выполнены крупнокристаллическим энстатитом (размер некоторых кристаллов более 10 см) и содержат гнезда с хризолитом. Кроме того, гнезда с хризолитом приурочены к жилам с флогопитом.

Характеристика хризолита. Хризолит обладает темно оливково-зеленым цветом. Масса отдельных кристаллов превышает 10 карат. Хризолит содержит Fe (5.0-12.7 мас.% FeO), Ni (0.16-0.52 мас.% NiO).

Включения в хризолите представлены «листьями кувшинки» вокруг кристаллов хроммагнетита, дисковидными трещинами вокруг мельчайших включений, кристалликами оливина, тальком, антигоритом, магнезитом, рутилом, хлоритом, апатитом, возможно, флогопитом. В основании кристаллов хризолита описаны беловатые включения, сложенные агрегатом антигорита и брусита (Harlow, Thu, 2014) и образовавшиеся до кристаллизации хризолита. Реакция образования брусита и серпентина форстерит + H₂O = антигорит + брусит. Поэтому наличие таких включений предполагает присутствие водного флюида при формировании хризолита.

Генезис хризолита. Наличие водного флюида показывает, что образование хризолита на месторождении связано с растворением первичного магматического оливина и его переотложением в пустотах (гнездах). Полости, вероятно, сформировались при тектонической деформации в ходе подъема перидотитов к поверхности. Возможные температура давление формирования около 370°C и около 2 кб соответственно.

Месторождение Сапат, Пакистан. Месторождение расположено в Северо-Западной Пограничной провинции Пакистана. Оно было открыто в начале 90-х гг. XX века. Месторождение локализовано в Кохистанском террейне,



Рис. 6а

Хризолит месторождения Сапат, Пакистан. Фото: Gemlovers



Рис. 6б

зажатом между Каракорумской плитой на севере и Индийской плитой. Террейн представлял собой активную океаническую дугу в мезозойское время. Базит-гипербазитовый комплекс Сапат, лежащий в основании террейна, сформировался в промежутке между 105 и 99 млн лет и стал магматически неактивным примерно 80 млн лет назад. Тело гипербазитов протяженностью 12 км и шириной 1 км зональное (снизу вверх): (1) гомогенные частично серпентинизированные дуниты с вкрапленностью хромшпинелидов, (2) серпентинизированные дуниты, содержащие хромититовые прослои мощностью до 3 см и рассеченные жилами серпентинитов, (3) ритмично переслаивающиеся дуниты, пироксениты и редкие верлиты, (4) расслоенные дуниты с тонкими слоями хромититов, пироксениты, габбро и редкие анортозиты, (5) гомогенные габбро с горизонтами перидотитов, пироксенитов, троктолитов и анортозитов. Породы верхней зоны рассечены пегматоидными пироксеновыми жилами с небольшим содержанием плагиоклаза (Jan, Khan, 1996).



Рис. 6в

Дуниты и перидотиты в различной степени изменены и рассечены оливин-магнетит-кальцит-хлорит±серпентин жилами мощностью от нескольких мм до нескольких десятков см (Bouilhol et al., 2012). Такие жилы содержат хризолит очень высокого качества.

Характеристика хризолита. Кристаллы хризолита субидиоморфные до идиоморфных. Их размер не превышает 3 см, но известны находки гигантских кристаллов массой 1.2 и 2.0 кг (Jan, Khan, 1996) (Рис. 6). Цвет хризолита варьирует от светлого желто-зеленого

до темного желто-зеленого; в некоторых случаях хризолит может быть светло-зеленым, а в исключительных – зеленовато-желтым. Кристаллы прозрачные до просвечивающих и в основном однородны по цвету. Также обнаружены зеленые полупросвечивающие (матовые) кристаллы, которые содержат беловатые (более магнетизальные) полосы. Густота цвета хризолита зависит от содержания железа. Образцы с высоким содержанием форстеритового минерала (95%) серовато-белые до светлого желтовато-зеленого, а с низким содержанием (90%) – темный желтовато-зеленый. У зеленовато-желтых образцов содержание форстерита 89.6-90.2%. Содержание железа в хризолите варьирует 2.74 до 9.69 мас.% FeO, а содержание никеля от 0.15 до 0.88 мас.% NiO (Jan, Khan, 1996; Bouilhol et al., 2012).



Рис. 7. Включения людвигита в кристалле хризолита, Сапат, Пакистан. Фото: Gemlovers

Хризолит может содержать включения, но есть кристаллы и без них. Твердые включения представлены магнетитом, кальцитом, серпентином и тонкими буровато-черными иголками или волокнами Mg-Fe боратов ряда людвигит-вонсенит (Рис. 7). При этом по данным работы (Bouilhol et al., 2012), кристаллы с боратами других минеральных включений не содержат. Хризолит может содержать многочисленные мелкие (от менее 1 мкм до более 10 мкм) флюидные включения нескольких генераций.

Генезис хризолита. Минеральный состав жил с хризолитом указывает на то, что их формирование происходило при просачивании H_2O-CO_2 растворов, обогащенных подвижными компонентами и, в частности, бором. Изотопный состав кислорода, углерода, бора жильных минералов свидетельствуют о мантийной и осадочной компоненте во флюидах (Bouilhol et al., 2012). Эти флюиды воздействовали на серпентиниты, обуславливая образование хризолита и

ассоциирующих минералов. Процесс не был изохимическим и сопровождался поступлением углекислоты и бора и, возможно, выносом SiO_2 , Cr_2O_3 и NiO.

Тесты:

1



2



МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМДИОПСИДА

Хромдиопсид, наряду с чароитом, сейчас называют “фирменным” камнем Якутии (Гадиятов, 1998).

Хромдиопсид представляет собой хромсодержащую (до 1 мас.% Cr_2O_3) разновидность моноклинного кальциево-магниевого пироксена – диопсида (Октябрьский, Корчагин, 2000). Диопсид является крайним членом изоморфного ряда диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – геденбергит $\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, но также дает переходы к авгиту $(\text{Ca}, \text{M}^{2+}) (\text{M}^{2+}, \text{M}^{3+}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_6]$ и эгирину $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Гадиятов, Маршинцев, 2000).

Чистый диопсид бесцветен, но в природе он всегда окрашен. При малом содержании железа диопсид зеленоватый, а при наличии хрома – **ярко-зеленый**. Существуют ещё несколько разновидностей диопсида: виолан – фиолетовый и редко голубой (цвет придают двух- и трехвалентный марганец); лавровит – зеленый (содержит до 4% V_2O_5); смарагдит – изумрудно-зеленый (замещен в значительной степени роговой обманкой); антохрит – светло-розовый. По мере увеличения содержания железа диопсид становится темно-зеленым, почти черным и непрозрачным. При этом он переходит в геденбергит. Известны также черные диопсиды и разности его с эффектом кошачьего глаза. Отличительной чертой хромдиопсида является зеленая окраска различных оттенков (Гадиятов, Маршинцев, 2000).

Содержание хрома в хромдиопсиде варьирует от 0.28 до 1.0 мас.% Cr_2O_3 . Предполагается, что вхождение Cr^{3+} в диопсид может осуществляться по схемам: $\text{Cr}^{3+} + \text{Al} \rightarrow \text{Mg} + \text{Si}$, $\text{Na} + \text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Ca} + \text{Mg}$ и $2\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Mg} + \text{Si}$. Характерные примеси (мас.%): TiO_2 0.05-0.71, MnO 0.01-0.19, K_2O до 0.25, FeO и Fe_2O_3 1.66-3.44. Спектроскопически устанавливается Ni, Co, Sr, Ba, V и др.

Хромдиопсид встречается в дунитах, кимберлитах, эколитах, базальтах, метаморфитах. Он найден в Финляндии, ЮАР, Мьямне, Швейцарских Альпах, Кении. Однако ювелирные разности среди них неизвестны.

Единственным в мире месторождением ювелирного хромдиопсида является Инаглинское в Якутии. Оно уникально по запасам (около 27 тонн), а прогнозные ресурсы составляют около 100 тонн.

Инаглинское месторождение открыто в 1959 году начальником Инаглинской геолого-разведочной партии Якутгеологии А.М. Корчагиным. Оно находится в 30 км к западу от г. Алдан в пределах одноименного массива ультраосновных-щелочных пород калиевого ряда, с которым оно неразрывно связано, и входит в состав Алданской щелочной провинции.

Массив, площадь которого составляет около 20 км², выражен в рельефе купольной структурой с центральной кальдерой. Форма ее близка к изометричной и характеризуется концентрически-зональным строением. С ним связаны месторождения хромдиопсида, вермикулита и крупные россыпи минералов элементов платиновой группы и золота. Центральную часть массива (ядро) занимает шток, сложенный форстеритовыми дунитами, вокруг которого узкой (до 50 м) каймой развиты перидотиты и пироксениты. Его диаметр составляет около 4 км, площадь 16 км². Шток обрамлен щелочными габброидами и пуласкитами, слагающими интрузив кольцевой формы. На периферии развиты калиевые щелочные породы. Многочисленные пегматитовые жилы и прожилки с флогопитом, калиевым полевым шпатом, хромдиопсидом, вермикулитом, рихтеритом и магнезиоарфведсонитом выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового ядра, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии гипербазитового ядра и частично в зоне щелочных габброидов (Рис. 8).

Среди габброидов преобладают шонкиниты, которые постепенно переходят в слюдистые пироксениты и меланократовые сиениты. Пуласкит – интрузивная порода, отвечающая по составу сиениту. Порода имеет псевдопорфировый облик, обусловленный наличием крупных кристаллов ортоклаза- или микроклин-пертита, заключенных в среднезернистой массе, иногда трахитоидной, представленной более молодой генерацией ортоклаза- или микроклин-криптопертита, а также альбита. Второстепенные и акцессорные минералы: эгирин, роговая обманка, диопсид, нефелин, содалит, апатит, анальцит, флюорит; количество биотита может достигать 10%.



- 1 - пулaskиты и меланократовые щелочные сиениты; 2 - шонкиниты; 3 - аподунитовые породы; 4 - аподунитовые диопсидовые "пироксениты" и слюдиты; 5 - сиенит-порфиры; 6 - дуниты; 7 - сиенит-диорит порфиры; 8 - мраморизованные известняки и доломиты; 9 - граниты, кристаллические сланцы и гнейсы; 10 - разлом.

Рис. 8. Геологическая карта Инаглинского массива, Якутия (по Корчагин, 1996)

Породы массива разновозрастные: дунитовый шток сформировался в протерозойское время, габброиды и сиенит-порфиры – в мезозойское. Они прорывают, соответственно, архейские и кембрийские образования.

Основные запасы хромдиопсида, связаны с диопсид-ортоклаз-флогопитовыми (на поверхности – вермикулитовыми) пегматитами. Кроме того, выделяются амфибол-ортоклазовые и микроклин-альбит-амфиболовые пегматиты с эгирином и натролитом. Диопсид-ортоклаз-флогопитовые пегматиты можно разделить на три типа: диопсид-ортоклазовые, диопсидовые и диопсид-ортоклаз-флогопитовые. Все они относятся к одной возрастной и генетической группе и связаны между собой постепенными переходами. Пегматиты образуют сложно ветвящиеся жилы, чья морфология определяется механическими свойствами вмещающих пород: в трещиноватых породах тела пегматитов резко изгибаются, отдельные их ветви имеют клиновидное выклинивание. Контакты пегматитов тел с вмещающими породами падают под углами 30-60° и выполаживаются на глубине до 20° (Наумов и др., 2008).

Во всех выделенных типах пегматитов (диопсид-ортоклазовые, диопсидовые и диопсид-ортоклаз-флогопитовые (вермикулитовые)) диопсид представлен хромдиопсидом с различным содержанием окиси хрома, но перспективность на ювелирный хромдиопсид различна.

Диопсид-ортоклазовые пегматиты состоят практически из диопсида (30-50%) и ортоклаза. В качестве вторичных присутствуют амфибол и альбит. Хромдиопсид образует идиоморфные кристаллы размером 1-15 см в длину и 0.2-4 см в поперечнике. Кристаллы имеют зональную окраску от зеленовато-бурой в центре, через желтовато-зеленую до темно-зеленой во внешней части. Внешняя зона непрозрачна. Диопсид сильно трещиноват и содержит вросстки ортоклаза, вытянутые в направлении длинной оси. Участки, пригодные для огранки, отсутствуют.

Диопсидовые пегматиты кроме диопсида содержат до 5% ортоклаза, реже вермикулит (до 1%). Иногда количество ортоклаза возрастает до 10-20%, тогда образуется диопсид-ортоклазовая зона, по внешнему виду не отличимая от диопсид-ортоклазовых пегматитов. Диопсид имеет зеленую и серовато-зеленую окраску. Пригодных для огранки участки не встречаются.

Диопсид-ортоклаз-флогопитовые (вермикулитовые на поверхности) пегматиты являются единственным источником юве-

лирного хромдиопсида. Они образуют сложные по форме и внутреннему строению жильные тела, группирующиеся в жильные зоны. В пределах зоны выделяются одно-два сложноветвящихся тела и ряд отдельных жил. Наиболее крупной является жила №1. Её основное тело имеет длину около 800 м при максимальной мощности 30 м. Морфология пегматитов определяется положением разноориентированных трещин. Часты коленообразные изгибы и изменение мощности при изменении простирания. Контакты с вмещающими породами резкие. Выполнение участков густой трещиноватости и брекчирования в отдельных блоках обуславливает возникновение своеобразных пород с пятнистой текстурой – «леопардитов» (темные обломки дунита сцементированы зеленым диопсидом).

Диопсид-ортоклаз-флогопитовые пегматиты характеризуются зональным строением, что послужило одной из причин отнесения их к метасоматитам (Корчагин, 1996).

Полная зональность от краев к центру: 1) мономинеральная диопсидовая зона; 2) флогопит (вермикулит)-диопсидовая; 3) диопсид-ортоклаз-флогопитовая (вермикулитовая) зона; 4) флогопит (вермикулит)-ортоклазовая зона (Рис. 9).

Мономинеральные диопсидовые зоны имеют мощность до 10 м, но иногда отсутствуют совсем. Они сложены хромдиопсидом с незначительной примесью (менее 1%) полевого шпата и флогопита (вермикулита).

Хромдиопсид образует кристаллы размером до 50 см в поперечнике. Он отличается прозрачностью и густой **изумрудно-зеленой** окраской. Диопсид сильно разрушен, порой превращен в дресву. Из менее разрушенных участков получают бездефектные обломки до 2.5-3 см в поперечнике, пригодные к огранке. Мономинеральные диопсидовые зоны дают основное количество ювелирного хромдиопсида.

Флогопит-(вермикулит)-диопсидовые зоны обычно плавно сменяют предыдущие, а иногда замещают их по падению.

В составе породы до 20% занимает флогопит (вермикулит), но его содержание может достигать 40-50%. В зависимости от количества слюдистого минерала изменяется цвет хромдиопсида. С повышением содержания флогопита (вермикулита) цвет изменяется

от густо-зеленого до желтовато-зеленого. Структура породы гипидиоморфная, крупно- и гигантозернистая. Гигантозернистые разности дают ювелирный хромдиопсид зеленого и желтовато-зеленого цвета, но его выход незначителен.

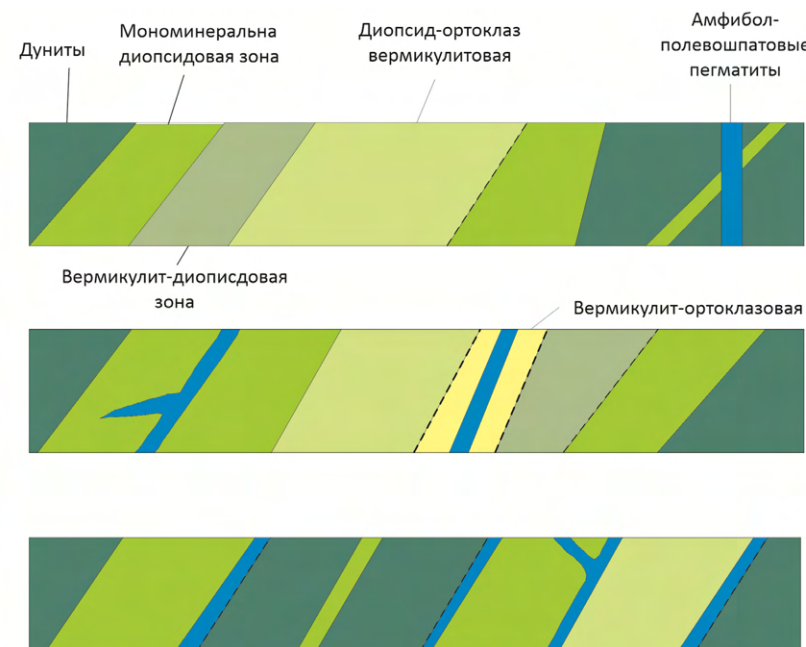


Рис. 9. Типы зональности диопсид-ортоклазовых – вермикулитовых пегматоидов Инаглинского массива (по Корчагин, 1996)

Диопсид-ортоклаз-флогопитовые (вермикулитовые) зоны имеют самую различную мощность, иногда резко преобладают в составе пегматитов и образуют однозональные тела. Эти зоны часто секут две предыдущие или содержат крупные обломки мономинеральных зон. В их составе выделяются диопсид (10-20%), ортоклаз (10-30%) флогопит (вермикулит) (до 70%). В качестве вторичных минералов по диопсиду развивается амфибол и альбит по ортоклазу. Кристаллы диопсида достигают 15-20 см в поперечнике, вермикулита – 30-40 см.

Диопсид отличается светлым желтовато-зеленым цветом и высокой прозрачностью. Из-за сильной трещиноватости выход ювелирных разностей крайне низок.

В целом цвет хромдиопсида определяется содержанием хрома и железа. Так в зеленом диопсиде концентрация хрома и железа варьирует от 0.27 до 0.51 мас.% Cr_2O_3 и от 1.12 до 1.21 мас.% FeO соответственно. А в коричневатом-зеленом хромдиопсиде эти значения составляют 0.13-0.25 и 1.92-3.39 мас.% соответственно. Коричневый оттенок может быть обусловлен присутствием трехвалентного железа.

В хромдиопсиде установлены различные по времени и условиям образования одно- и многофазовые включения. Первичные включения имеют газовый состав, реже многофазовый состав ($G + T$), где в твердой фазе присутствуют низкотемпературные соли ($T_{пл} = 250^\circ\text{C}$), флогопит, рудный минерал. Общая гомогенизация этих включений происходит при температуре выше 1260°C . Псевдотермические включения многофазовые ($G + T + J$). Жидкая фаза (углекислота) составляет 10-20%, газовая – 20-30%, твердая – 60-80%. Последняя представлена кристаллами нескольких солей, имеющих разные температуры плавления. Например, стекловидная фаза расплавляется при $480-500^\circ\text{C}$, соли – при 205, 250, 310 и 460°C . Гомогенизация псевдотермических включений достигается при температуре $815-885^\circ\text{C}$. В составе включений присутствуют CO_2 , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ . По данным КР спектроскопии газовая фаза состоит из водорода, водяного пара и незначительного количества CO_2 и азота.

При электронно-зондовом анализе твердых фаз во включениях были определены силикатные минералы: калишпат, флогопит, пектолит (Наумов и др., 2009). Кроме силикатных фаз во включениях выявлены разнообразные сульфаты: афтиталит, арканит, тенардит, глауберит, гипс, бледит, ангидрит, барит, целестин, полигалит, сульфат алюминия (Наумов и др., 2009). Также установлен высокостронциевый апатит. Литературный обзор, приведенный в работе (Наумов и др., 2009) свидетельствует, что сульфатные фазы во включениях обычны для минералов, кристаллизовавшихся из щелочных магм и карбонатитовых расплавов.

Представляется, что зоны хромдиопсидовых пород с флогопитом (вермикулитом) и полевыми шпатами в разных соотношениях являются продуктами реакционного взаимодействия флюидонасыщенных щелочных расплавов и дунитов, которым сопровождается

обогащение расплава на фронте замещения магнием, железом, хромом, ванадием, взаимодействие которых с компонентами расплава – кальцием и кремнием ведет к кристаллизации хромдиопсида; с калием, алюминием и фтором – флогопита, который локализуется в висячем боку тел. Полевые шпаты, апатит и другие, кристаллизующиеся вместе с этими минералами, образуются за счет компонентов материнского расплава.

Тесты:

1

2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДА

Магматические месторождения:

- **лампрофиры** (Його Галч, США);
- **щелочные базальты** (месторождения Юго-Восточной Азии (Денче, Таиланд), Австралии (шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс), Приморья (вулк. Конфетка, Подгребалочный));
- **сиениты** (Гарба Тула (Дуси), Кения; Ильменские Горы, Россия).

Метаморфические месторождения:

- **плюмазиты** (Самджам, Кашмир, Индия; Умба, Танзания; Ааппалутток, Гренландия; Макар Рузь, Россия);
- **мраморы** (Могок, Мьянма; Лук Йен, Вьетнам; Кукуртское, Таджикистан);
- **скарны** (Бакамуна, Шри-Ланка; Андранондамбо, Мадагаскар);
- **гнейсы и гранулиты** (Ратнапура, Шри-Ланка; месторождения штата Майсор, Индия);
- **метаморфизованные ультраосновные и основные породы** («вердиты» – О’Брайнс, Зимбабве; «аниолиты» – Лонгидо, Танзания);
- **анатектиты** (Морогоро, Танзания).

Название «корунд» происходит от тамильского слова «курндам», которое в свою очередь модифицировано от санскритского «курувинда» – рубин.

Корунд кристаллизуется в тригональной сингонии. Обычная форма кристаллов – гексагональная бипирамида, нередко с поясом граней гексагональной призмы, или же гексагональная призма. Типичен также бочонковидный облик, когда бипирамида на противоположных концах срезана гранями базального пинакоида (Рис. 10). Поверхность граней призмы и бипирамиды нередко ступенчатая и,

вследствие тонкого полисинтетического двойникования, по ромбоэдру покрыта крестовой штриховкой. Встречаются также таблитчатые и ромбоэдрические кристаллы.

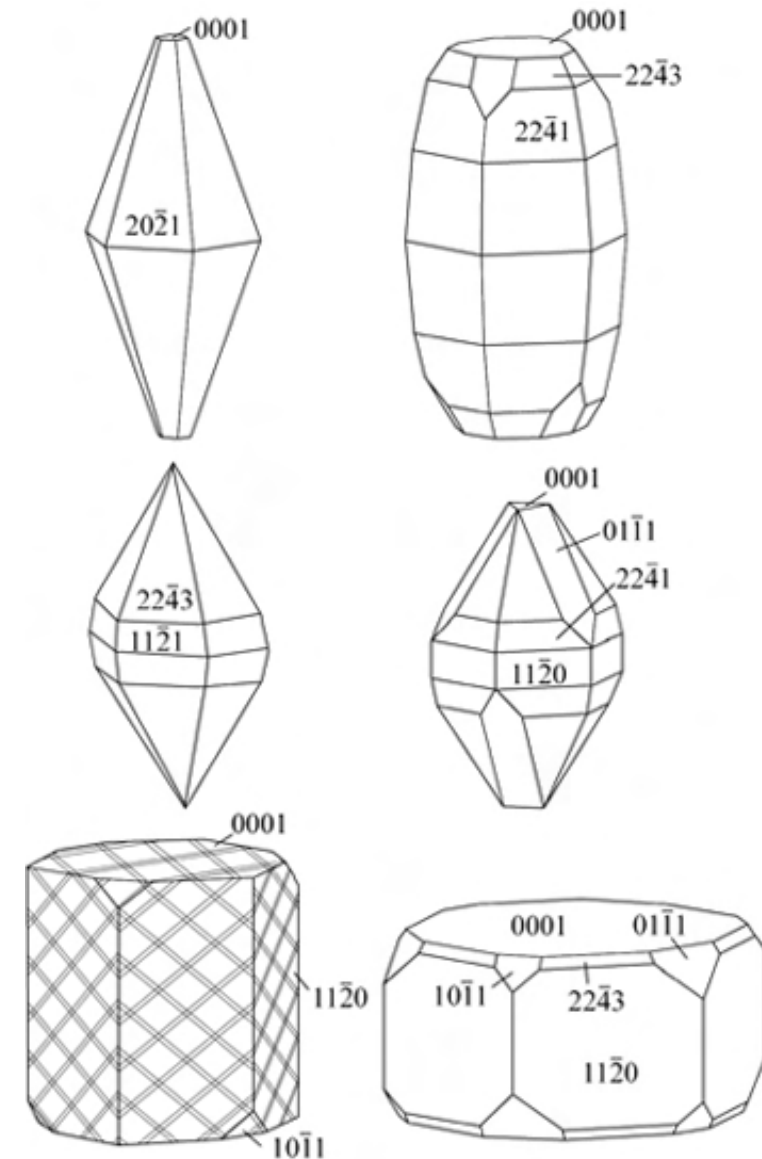


Рис. 10. Основные формы кристаллов корунда

Структура корунда является примером гексагональной плотнейшей упаковки атомов кислорода, в которой 2/3 октаэдрических пустот заселены атомами алюминия. Тип связи атомов в структуре относится к прочному ионно-ковалентному, который в сочетании с плотнейшей упаковкой обуславливает высокую твердость минерала – 9 по шкале Мооса, и повышенную плотность – 4.0 г/см³.

Ювелирные разновидности корунда – рубин и сапфир – пользуются широкой популярностью. Название рубин происходит от латинского «*rubeus*» – красный, сапфир – от латинского «*supphirus*» – синий. Однако в библейские времена под сапфиром понимали не синий корунд, а лазурит, который являлся одним из камней, украшавшим одежды первосвященника Аарона. Название «сапфир» за синим прозрачным корундом закрепилось лишь в XII веке после первых крестовых походов. А бывший сапфейрос стал именоваться азулом или «ляпис-лазурью», а позднее лазуритом.

Сейчас **сапфирами** называют синие, светло-синие, темно-синие, фиолетовые, темно-зеленые, зеленые, зеленовато-голубые, желтые, оранжево-желтые, розовые и бесцветные (*лейкосапфир*) корунды, красновато-оранжевые сапфиры называют «*падпараджа*» (в переводе с сингалезского – цветок лотоса) (Рис. 11).



Рис. 11. Сапфиры, Шри-Ланка. 25 (синий), 28 (желтый), 33 (оранжевый) карата. Фото: Gemlovers

Среди **рубинов** наиболее ценятся темные фиолетово-красные разновидности («*красная голубиная кровь*» – «*pigeon's blood red*») (Рис. 12). Наиболее желанным цветом для сапфира является «*Kashmir blue*» – «*синий Кашмир*».

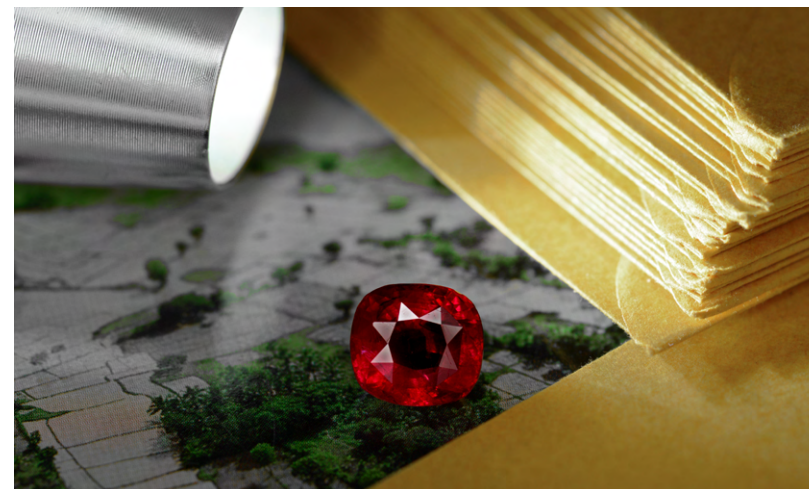


Рис. 12. Рубин, Мозамбик, 4.52 карата. Фото: Gemlovers

Сапфиры и рубины иногда обладают астеризмом в виде шестилучевой звезды. В этом случае их называют *астериксами*, *астериями* или *звездчатыми* рубинами и сапфирами (Рис. 13).

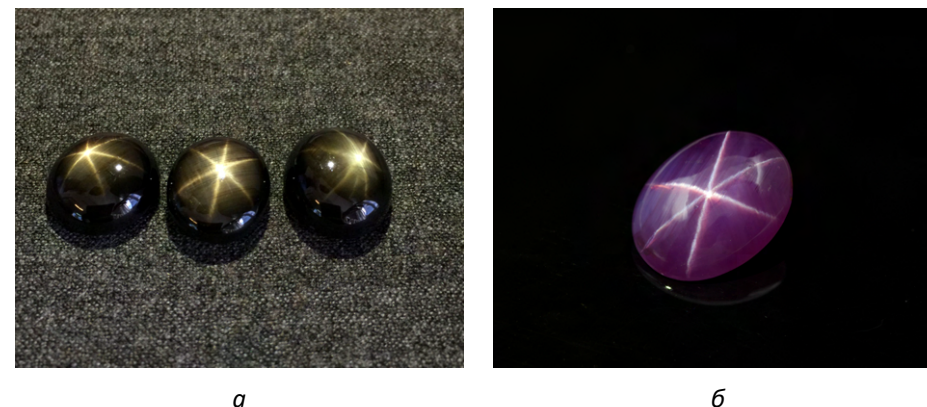


Рис. 13. Звездчатые сапфиры, Таиланд (а), Мадагаскар (б). Фото: Gemlovers

Синие сапфиры «Сапфир святого Эдуарда» и «Сапфир Стюартов» украшают корону Британской Империи. В Алмазном Фонде России хранятся сапфиры из Шри-Ланки массой 258.8 и 200 кг. В одной из частных коллекций хранится кристалл рубина массой 2470 кг и ограненный сапфир массой 1370 кг. Лучшими звездчатыми сапфирами являются «Звезда Индии» (563.35 кг) и «Полночная звезда» (116 кг), добытые на Шри-Ланке и бирманский рубин «Эдит Хаген де Лонг» (100.3 кг), хранящиеся в Американском Музее Естественной Истории в Нью-Йорке. В 2000 году в Австралии был найден сапфир массой 155 карат, получивший название «Камень тысячелетия». Несколько ранее здесь же найден камень массой 2020 кг, который был разрезан на 25 камней массой по 125 кг.

Красный цвет рубина обусловлен примесью Cr^{3+} , который замещает Al^{3+} в алюмоокислородных октаэдрах. Вариации оттенков определяются наличием других ионов-хромофоров. Примесь Fe^{3+} в тайских рубинах вызывает желтовато-коричневатый оттенок, а появление синевато-фиолетовых тонов обусловлено вхождением V^{3+} . Присутствие в рубинах примеси Mo, La, W, Pt, Pb или Bi указывает на их синтетическое происхождение.

Разнообразие цветов сапфиров вызвано примесями ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , иногда Cr^{3+} и O^- вакансией. Желтая, желто-зеленая окраска, в основном, вызвана центрами Fe^{3+} и/или парами $\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{3+}$, желтая окраска также может быть обусловлена O^- вакансиями, зеленая – парой $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$, синяя – парой $\text{Fe}^{2+}+\text{Ti}^{4+}$, или Fe^{3+} и парой $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ или парой ионов $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$. Насыщенный красновато-оранжевый цвет низкожелезистых сапфиров «падпараджа» обусловлен комбинацией центров O^- и Cr^{3+} .

Некоторые голубые и серовато-голубые сапфиры Шри-Ланки, Таиланда, Танзании, Колумбии подобно александриту обладают эффектом реверса – сменой окраски в зависимости от источника света, приобретая при искусственном освещении красноватый или фиолетово-красный оттенок. Этот эффект обусловлен примесями Cr^{3+} и V^{3+} , а его интенсивность зависит от концентрации этих ионов, обычно составляющей сотые доли мас.% (в пересчете на оксиды).

Таблица
Цветовые разновидности ювелирных корундов и причины окраски

Разновидность	Цвет, оттенок	Причина окраски
Рубин	Красный	Cr^{3+}
	Желтовато-коричневый оттенок	Fe^{3+}
	Синевато-фиолетовый	V^{3+}
Сапфир	Синий	$\text{Fe}^{2+}+\text{Ti}^{4+}$ Fe^{3+} и пара $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ пара $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$
	Желтый	O^- вакансия
	Желтый, желто-зеленый	Fe^{3+} и/или $\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{3+}$
	Зеленый	$\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$
	Красновато-оранжевый («падпараджа»)	комбинация центров O^- и Cr^{3+}
	Эффект смены цвета	Cr^{3+} и V^{3+}

Состав включений в корундах зависит от условий их образования. Твердые включения в корундах из базальтов наиболее часто представлены оливином, герценином, авгитом, цирконом, ильменитом, пиропом и рутилом. В этих же корундах встречаются расплавные и преимущественно газовые насыщенные CO_2 включения. В сапфирах из лампрофиров минеральные включения представлены рутилом, флогопитом и альмандином. В рубинах, сопряженных с мраморами, установлены включения розовой шпинели, кальцита, апатита, рутила, циркона, пирита, графита. Эффект астеризма, как правило, вызван ориентированными в трех разных направлениях группами включений игольчатого рутила. Эти же группы включений создают шелковистый блеск корундов.

В зависимости от качества корунд может быть использован в ювелирных целях, как абразив или фрикционный материал. Промышленное значение корунда связано с его весьма высокой твер-

достью. Силлиманит-корундовые породы являются относительно высокоценным тугоплавким материалом.

Искусственно корунд получают при нагревании боксита до температуры 2040°C, и это оказалось настолько выгодным, что, начиная с 1940 г, добыча природных корундов для промышленных целей резко сократилась.

Некоторые корундсодержащие породы используются как орнаментные камни, например, «*анолит*», обладающий достаточно высокой стоимостью, получаемый из рубин- и цоизитсодержащих амфиболитов из месторождения *Лонгудо (Longido)* в Танзании, ассоциирующих с серпентинитами. «*Вердит*» – мягкая декоративная зеленая корундсодержащая порода с хромистым мусковитом из метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ, тесно связанных с ультрамафитами, добываемых в Барбертоне, Трансвааль, ЮАР и О’Брайнс, Зимбабве. «*Гуделетит*» – порода, сложенная рубином, хромистым мусковитом, маргаритом и турмалином, образована в результате интенсивных метасоматических преобразований ксенолитов кварц-полевошпатовых сланцев в серпентинитах. Этот тип корундсодрежащего поделочного камня был обнаружен в Вестленде в Новой Зеландии.

В 1990-х годах добыча **рубина** наиболее интенсивно велась в странах Юго-Восточной Азии, которые исторически являются важными его источниками, то есть это Мьянма, Камбоджа (главным образом месторождения группы Пайлин (Pailin)) и Таиланд. В Мьянме кроме проявлений, известных в традиционном *Могокском районе (Mogok Stone Track)*, было выявлено новое крупное месторождение в районе Мон-Су (Mong Hsu). Обычный размер ограненных рубинов из этого района составляет 0.5-3 карата, однако известны и 10-30 каратные ограненные камни.

Продолжают поставлять рубины, в основном кабошонного качества, Индия, Кения (район Мангари (Mangari)), Танзания (районы Морогоро (Morogoro), Махенге (Mahenge), Матомбо (Matombo) и Тундуру (Tunduru)) и Мадагаскар.

Проявления рубина в Малави, России, Непале, Афганистане, Пакистане и Китае в настоящее время имеют небольшое экономическое значение, которое может возрасти в будущем. Небольшие

поступления есть из Вьетнама (месторождение *Лук-Йен (Luc Yen)*). В 1999 году из Вьетнама было вывезено более 100000 карат ограненных камней.

Большая часть **сапфиров**, также как и рубинов, поступает из стран Юго-Восточной и Южной Азии – Таиланд (месторождения *Денче (Denchai)*, Бо-Плой (Bo Phloi)), Камбоджа (месторождение Пайлин (Pailin)), Мьянма, Вьетнам, Лаос (месторождения района Бан-Хай-Сай (Ban Huai Sai) – поставщик синих до темно-синих сапфиров) и Шри-Ланка (месторождения района *Ратнапура (Ratnapura)*).

В других странах Азии, из которых камень попадает на рынок, можно отметить месторождения, открытые в Китае – район Фуджиань (Fujian). На Дальнем Востоке России также открыты месторождения сапфира, например, *Незаметное*, однако коммерческого значения сырье из этих объектов не имеет.

Сапфир добывается на Мадагаскаре (месторождения района *Андранондамбо (Andranondambo)*, Амбондромифеи (Ambondromifehy), Илакака-Сакараха (Ilakaka-Sakaraha)), в Танзании (месторождения района Тундуру (Tunduru), Сонгеа (Songea), долины р. *Умба (Umba Valley)*) и Кении (*Гарба Тула (Garba Tula)* или *Дусу (Dusi)*). Восточно-Африканские и мадагаскарские месторождения являются одними из самых значительных в коммерческом отношении источников синего и розового сапфира.

Продолжается добыча камня и в Австралии – главном поставщике 80-х гг. прошлого века. Так, в 1993–94 гг. производство сапфиров в восточной Австралии оценивалось от 20 до 25 млн долларов (65-75 миллионов карат). В 1999 г. из россыпей, принадлежащих крупнейшей в стране сапфиродобывающей компании «GTN resources», было добыто и продано 3.5 тонны необработанных сапфиров на сумму 5.6 млн долларов. Основные месторождения находятся в округе *Новая Англия (New England Range)* и в районе городов *Анакье (Anakie)* и *Рубивэйл (Rubyvale)*.

Выход синих и фантазийных сапфиров из Монтаны, США существенно колебался в течение последнего десятилетия XX века, при этом наибольшее количество было добыто в середине 90-ых гг. Основные месторождения, где происходит добыча камня – это Гранит (Granite) и Джудит (Judith), находящиеся в районе дайки Йо-

го-Галч (*Yogo Gulch*). На рудниках самой дайки в 1984 г производство составило 4000 карат стоимостью около 3 млн долларов.

Корунд является довольно широко распространенным полигенным минералом. Он образует рассеянную вкрапленность в магматических породах – щелочных базальтоидах, сиенитах и десилицированных пегматитах; месторождения корунда могут быть связаны с метаморфизованными карбонатными породами, плагиоклазитовыми и хлорит-флогопит-маргаритовыми жилами среди гидротермально измененных гипербазитов и мраморов, с вторичными кварцитами, кристаллическими сланцами, силлиманитсодержащими гнейсами; минерал образуется при перекристаллизации бокситов, захваченных в виде ксенолитов интрузивами и в ходе регионального метаморфизма бокситов и высокоглиноземистых глин.

Однако, несмотря на такой широкий диапазон обстановок формирования, ювелирный корунд добывают в основном из россыпей, коренными источниками которых служат десилицированные пегматиты, щелочные базальтоиды, лампрофиры, а также скарнированные и регионально метаморфизованные карбонатные породы.

Классификация месторождений ювелирного и коллекционного корунда

В настоящее время все исследователи при рассмотрении вопроса классификации этих объектов, выделяют коренные и россыпные месторождения. Однако в классификации коренных залежей, которые служат источниками россыпей, единого общепринятого подхода не существует.

Первая классификация коренных источников была предложена отечественным ученым **К. Озеровым** в 1947 г. В ее основу положена форма кристаллов корунда. Согласно этой классификации, таблитчатые кристаллы представлены в метаморфических породах, содержащих силикаты алюминия (силлиманит, андалузит, кианит), ромбоэдрические, пирамидальные и призматические кристаллы содержатся в магматических щелочных породах и мраморах.

Классификация **Р.В. Хьюджа (Hughes, 1990; 1997)** основана на геологической обстановке формирования месторождений. Согласно этой классификации среди коренных месторождений выделяются:

– месторождения в магматических интрузивных (*Його-Галч*, Монтана, США) или экстррузивных породах;

– в регионально- или контактово-метаморфических породах (например, месторождения в мраморах Могокского района в Мьянме или на севере Вьетнама);

– в различных метаморфических породах (мigmatитах, granulитах и чарнокитах).

К этой классификации близко разделение, предложенное **Д. Шварцем (Shwartz, 1998)**, основанное на составе пород, вмещающих кристаллы корунда:

1) щелочные базальты (месторождения *Юго-Восточной Азии, Австралии, Китая*);

2) мраморы (*Могок*, Мьянма; долина р. Хунза, Пакистан);

3) скарны (*Андранондамбо*, Мадагаскар);

4) пегматиты (долина р. *Умба*, Танзания);

5) амфиболиты (Лонгидо на севере Тазании; Грюнленд, Финляндия);

6) гнейсы (Хитостров, Россия; Майсор, Индия; метаморфический пояс Хида, Япония);

7) другие более редкие метаморфиты (анатектиты дистен-корунд-флогопитового состава – Морогоро, Танзания).

В основу классификации **Е.Я. Киевленко (2001)** положен геолого-генетический подход, который предполагает выделение 4 классов коренных месторождений:

1) магматический:

– в щелочных базальтах (Пайлин, Камбоджа; Бо Плой, *Денче*, Тайланд; месторождения *Австралии*);

– в лампрофирах (*Його-Галч*, США);

2) пегматитовый (в сиенитовых и миаскиловых пегматитах) (*Ильмены*, Хибины, Россия; *Гарба Тула (Дуси)*, Кения);

3) контактово-метасоматический:

– эндоскарны в мраморах (Хунза, Пакистан; Кукуртское, Таджикистан; Сумджам, Индия; *Могок*, Мьянма);

– слюдистых анортозитов в основных и ультраосновных породах (долина р. *Умба*, Танзания; *Макар Рузь*, Россия);

4) метаморфический (в высокоглиноземистых кристаллических сланцах и гнейсах, мраморах и скарнах (*Ратнапура*, Шри-Ланка; Кови Крик, США).

В 2004 году была опубликована классификация месторождений ювелирного (благородного) и коллекционного корунда, предложенная французскими исследователями **В. Гарнье с соавторами (Garnier et al., 2004)**, которая подобно классификации Д. Шварца (Shwartz, 1998) и Е.Я. Киевленко (2001) частично основана на составе вмещающих пород, а частично учитывает процесс минералообразования.

Коренные месторождения подразделяются на две подгруппы – магматическую и метаморфическую. В группах месторождения классифицируются по типу пород, в которых локализовано месторождение или кристаллизовался корунд, или пород, обеспечивших вынос на поверхность ранее образованного корунда.

– **в магматическую группу** входят месторождения, связанные с:

- 1) лампрофирами (*Його Галч*, США);
- 2) щелочными базальтами (месторождения *Юго-Восточной Азии, Австралии, Дальнего Востока России*);
- 3) сиенитами (*Гарба Тула (Дуси)*, Кения);

– **в метаморфическую группу** входят залежи, сопряженные с:

- 1) плюмазитами (*Макар Рузь*, Россия; месторождения ЮАР);
- 2) мраморами (*Могок*, Мьянма; *Лук Йен*, Вьетнам; *Кукуртское*, Таджикистан);
- 3) скарнами (*Бакамуна*, Шри-Ланка; *Андранондамбо*, Мадагаскар);
- 4) гнейсами и гранулитами (*Ратнапура*, Шри-Ланка; месторождения штата Майсор, Индия);
- 5) метаморфизованными ультраосновными и основными породами («вердиты» – О’Брайнс, Зимбабве; «анолиты» – Лонгидо, Танзания);
- 6) анатектитами (*Морогоро*, Танзания).

Нам представляется наиболее удобной последняя классификация, которой и будем придерживаться при описании отдельных

месторождений. Ниже приводится общая информация по выделяемым группам месторождений.

Среди перечисленных типов месторождений в настоящее время основными источниками ювелирного корунда являются месторождения в магматических породах (лампрофирах и щелочных базальтах), в плюмазитах, мраморах и гранулитах.

Магматические месторождения

Месторождения в лампрофирах. Единственным известным в настоящее время представителем этой группы является месторождение Його-Галч в штате Монтана, США сопряженное с одноименной дайкой лампрофирового состава, в которой в виде вкрапленников находится сапфир. Кристаллы корунда в целом уплощенные и таблитчатые, что является их главным недостатком, часто кристаллы округлены и/или корродированы и разбиты трещинами. Лучшие синие сапфиры Його сравнимы по цвету с эталонным для сапфиров “Kashmir blue”. Сапфиры Його известны своей однородностью и почти полным отсутствием включений, что может служить их диагностическим признаком.

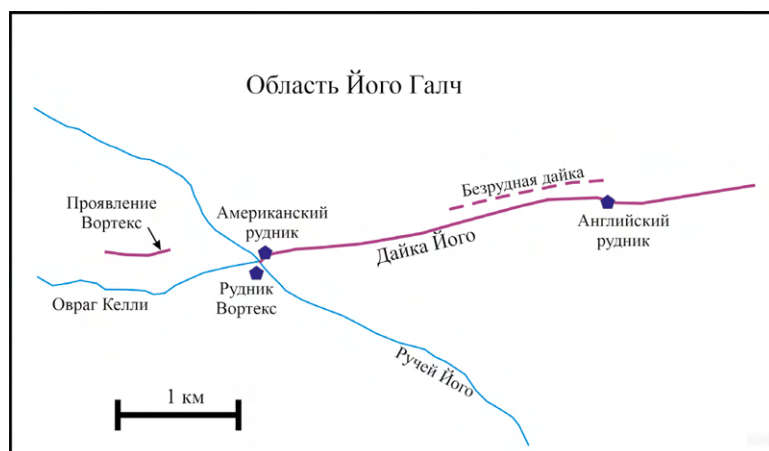
Його Галч (Yogo Gulch), шт. Монтана, США. Дайка Його Галч расположена в центральной части штата Монтана в округе Джудит-Боземан в 72 км юго-западнее г. Льюистаун, около 95 км к юго-востоку от Великих Водопадов (Рис. 14).

Месторождение sporadически отрабатывалось на сапфиры с конца XIX века и особенно интенсивно в 1897–1929 гг. На сегодняшний день это единственное в мире разрабатываемое коренное месторождение благородного корунда.

Долина р. Миссури и прилегающие области штата известны также многочисленными россыпными месторождениями сапфира, одним из крупнейших среди которых является месторождение Рок Крик (Rock Creek), давшее за 100 лет отработки более 190 миллионов карат. Детальное картирование россыпей показывает, что существующее их накопление произошло в результате переработки аллювия третичного возраста. Коренные сапфирсодержащие породы так и не были обнаружены.



а



б

Рис. 14. Географическое положение месторождения Його Галч.

а – размещение проявлений корунда в центральной части штата Монтана;

б – схема расположения рудников месторождения Його Галч (по Allen, 1991)

Добыча сапфира дайки Його производится на трех рудниках: Американский, Вортекс и Английский. Между 1897 и 1929 гг. содержание сапфиров в Дайке Його составляло в среднем около 10 карат/т, при максимальном содержании 70 карат/т, что обеспечило добычу около 16 млн карат сырья общей стоимостью приблизительно \$ US

2,5 млн. За это время было получено приблизительно 675000 карат ограненных сапфиров стоимостью \$ US 20-30 млн. В настоящее время содержание сапфира в дайке варьирует от 5 до 100 карат на тонну породы (1-20 г/т); некоторые участки «безрудные». Размер сапфиров меняется от 0.33 до 8 карат. Обычные цены в розницу для ограненных сапфиров Його варьируют от 200 долларов за карат для мелких камней до 12000 долларов за карат для камней высшего качества.

За период 80-х гг. прошлого века на месторождении было добыто около 20 млн карат камней, из которых около 5 млн – ювелирного качества. Причем добыча осуществлялась с глубин до 100 м. Учитывая, что Дайка Його прослежена на глубину до 2000 м, вероятные запасы сапфиров гигантские и могут превышать суммарные запасы всех месторождений мира.

Самый крупный кристалл в необработанном виде весил по разным данным от 15 до 19 карат и был обнаружен на Английском руднике. Наиболее крупный из ограненных камней массой 10.2 карата находится в Смитсоновском институте в Вашингтоне.

Геологическое строение месторождения. Месторождение локализовано в центральной части щелочной провинции Монтаны на восточном фланге Пояса Малых Гор (Little Belt Mountains) в пределах так называемого «Поперечного изверженного пояса», где вдоль субширотных глубинных разломов распространены дайки, силы и штоки интрузивных пород щелочного основного состава (шонкиниты, базальты, нефелиновые сиениты, сиениты, лампрофиры и др.).

В районе месторождения докембрийский фундамент, сложенный кристаллическими сланцами и гнейсами, перекрывается толщей осадочных пород мощностью около 900 м. На большей части месторождения они представлены массивными и тонкослоистыми известняками с редкими прослоями глинистых сланцев раннего карбона, а на восточном фланге – перекрывающими их глинистыми сланцами среднего-позднего карбона.

Месторождение сформировано системой эшелонированных лампрофировых жил и гидротермальных брекчий, в которых в виде вкрапленников находится сапфир. Длина жильной серии по простиранию более 6.5 км. Она прослежена по падению до 2 км при мощности от 1.5 до 7 м (в среднем около 2 м) и под крутыми углами

пересекает осадочные породы. Возраст пород дайки, оцененный с помощью К-Аг геохронометра, составляет 48.2 ± 1.3 млн лет.

Сапфирсодержащие породы сложены вкрапленниками флогопита (до 20% от объема вкрапленников) и клинопироксена (до 50% от объема всей породы). Основная масса состоит из флогопита, клинопироксена, реликтов калиевого полевого шпата, магнетита и апатита. В качестве включений в кристаллах флогопита из вкрапленников часто находятся пироксен и апатит. Кристаллы флогопита и клинопироксена обычно зональны. Центральные части кристаллов флогопита обогащены Mg, а краевые – Fe, Al и Ba. Ядерные части кристаллов пироксена обычно диопсидовые или авгитовые, а краевые части, подобно флогопиту, обогащены Al (до 11 мас.% Al_2O_3), Fe и Ti и обеднены Mg и Si. Некоторые пироксены обогащены Cr (до 1.65 мас.% Cr_2O_3). Для всех пироксенов характерно низкое содержание Na. Магнетит иногда имеет каймы, обогащенные Al.

Акцессорные минералы включают сапфир и плеонаст (Mg-Al-Fe шпинель). Вторичные минералы представлены кальцитом, анальцимом, хлоритом и серпентином. Породы содержат овоиды, состоящие из кальцита, доломита, анкерита, барита, анальцима, иногда с пиритом и амфиболом.

Кристаллы сапфира более или менее равномерно распределены в породе, однако отмечается, что в участках дайки, сильно загрязненных известняками, и в наиболее маломощных зонах, сапфир практически отсутствует.

В приповерхностном слое до глубины 15 м породы сильно изменены и представлены рыхлым глинистым и песчано-глинистым материалом с чешуйками слюды, включениями вмещающих известняков и реликтами дайковых пород. С глубиной степень изменения уменьшается и уже на глубине 80-90 м дайка представляет собой плотную тонкозернистую с нечеткой порфиновой структурой породу с обильными включениями известняка.

Характеристика корунда. Кристаллы корунда в целом уплощенные и таблитчатые, что является их главным недостатком, поскольку получить из них крупные ограненные камни весьма затруднительно – очень немногие кристаллы имеют размер, превышающий 1 см. В них проявлены преимущественно грани пинакоида

и ромбоэдра (Рис. 15). Многие кристаллы не сохранили своего первичного облика: они могут быть округлены, корродированы, эродированы или разбиты трещинами в результате резорбции (растворения) корундов в магме и механической абразии при внедрении дайки. Часто на кристаллах сапфира встречается очень тонкая оболочка тонкозернистого плеонаста, что объясняется возможностью протекания реакции между сапфиром и расплавленным веществом с образованием шпинелевой зоны.

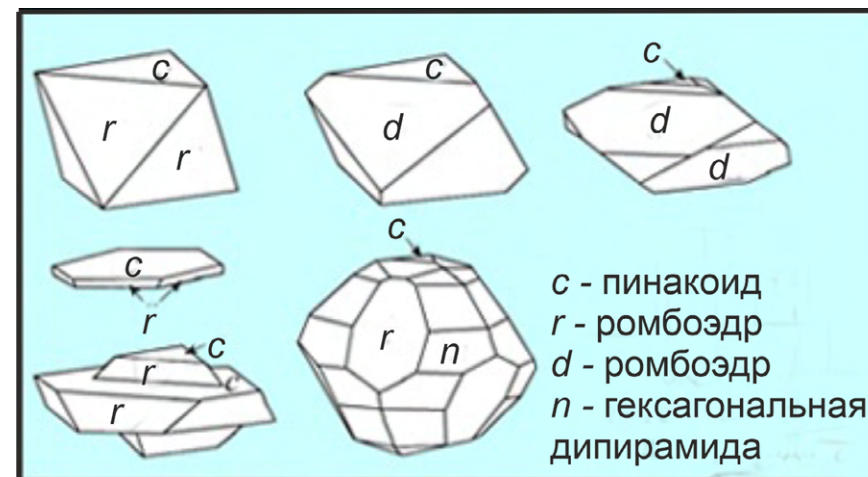


Рис. 15. Формы кристаллов корунда месторождения Його Галч (по Hughes, 1997)

Два процента обнаруженных кристаллов корунда окрашены в красноватый и фиолетовый цвета. В большинстве кристаллов четко проявлен дихроизм с зеленоватой составляющей, видимой перпендикулярно оси с. Насыщенность цвета варьирует от интенсивной до бледной, а основной цвет определяется как васильково-синий. Лучшие сапфиры Його по цвету сравнимы с “Kashmir blue”. При описании блеска сапфиров лучше всего применим термин «ружейный металл».

Сапфиры бедны железом. Их синяя окраска вызвана явлением переноса заряда между Fe^{2+} и Ti^{4+} . Фиолетовый цвет некоторых сапфиров вызван примесью небольших количеств хрома.

Сафиры Його известны своей однородностью и отсутствием включений, до такой степени, что это может служить их диагностическим признаком. Однако в некоторых кристаллах включения все-таки существуют. Отмечается присутствие мелких зерен альмандина, шпинели, пирита, рутила, биотита, флогопита, кальцита и анальцима.

Генезис месторождения. Поскольку кристаллы корунда в значительной степени резорбированы и окружены каймами плеонаста, указывающими на неравновесные взаимоотношения между магмой и сафиром, то это свидетельствует в пользу ксеногенной природы сафира по отношению к породам дайки. Подтверждением ксеногенности корундов является гранат, установленный во включениях в сафирах, который по своим характеристикам относится к эклогитовым, образовавшимся в мантийных условиях (Cade, Groat, 2006). На взаимодействие магмы при подъеме с высокоглиноземистым материалом указывает резкий рост содержаний Al к краевым частям кристаллов пироксена и флогопита вкрапленников. Многочисленные эксперименты по моделированию кристаллизации магмы Його также поддерживают мнение, что корунд не кристаллизовался непосредственно из этой магмы.

А. Браунлоу и Дж. Коморовски (Brownlow, Komorowsky, 1988) предложили такую последовательность формирования месторождения:

- 1) образование высокоглиноземистой магмы в результате частичного плавления мантийных пород, местами обогащенных алюминием;
- 2) магматическая дифференциация с кристаллизацией сафира и образованием куммулатов оливина и диопсида;
- 3) внедрение в кору части магмы с последующей коррозией сафира, находящегося в неравновесии с остаточной жидкостью;
- 4) фракционирование остаточной жидкости на жидкую, силикатную и газовую фазы;
- 5) взрывное внедрение дайки с брекчированием и интенсивным гидротермальным изменением.

Месторождения в щелочных базальтах. Основное количество месторождений ювелирного сафира относятся именно к этой группе. Они широко представлены в странах Юго-Восточной Азии и

на востоке *Австралии*, в меньшей степени в Китае, Нигерии, Камеруне, Алжире, Франции, единичные объекты есть и на *Дальнем Востоке России*. В настоящее время для большинства коренных месторождений этого типа нет данных по содержаниям корунда. В Новом Южном Уэльсе, Австралия корунд обычно находится в виде рассеянной вкрапленности в базальтах, но его содержание в вулканокластических породах может достигать 12 кг/м³ (Recover, 1987). Большая часть ювелирного корунда добывается из ассоциирующих с базальтами элювиальных отложений и аллювиальных россыпей. Сафирсодержащие щелочные вулканические породы являются источником для некоторых крупных аллювиальных россыпей, таких как Кингс Плайн в районах *Инверелл-Глен Иннес* и *Анаки* в восточной Австралии, рудных полей *Пайлин* в Камбодже и залежей Бо Плой в Таиланде.

Большинство месторождений этого типа локализовано во внутриплитных щелочных базальтах, хотя тектоническая обстановка их формирования в различных регионах мира различается. Базальты содержат ксенолиты гипербазитов, которые представлены в основном мантийными лерцолитами. Корунд слагает ксенокристаллы и часто ассоциирует с пирротинном, клинопироксеном, цирконом, шпинелью, обогащенной железом и иногда саффирином.

Кристаллы корунда, как правило, бочонковидные с корродированными гранями. В аллювиальных россыпях корунды встречаются в виде окатанных обломков, но иногда сохраняют формы первичных кристаллов.

Ксенокристаллы корунда содержат многочисленные твердые включения. Основную массу составляют оксиды, среди которых в значительных количествах присутствуют колумбит и уранпироклор. Включения также представлены силикатами, такими как циркон и полевые шпаты, реже встречаются сульфиды. Таким образом, минеральные включения обогащены Zr, Nb, Hf, Ta и литофильными элементами (U, Th).

Детальное изучение цветовых характеристик, химического состава драгоценного камня и включений в нем из месторождений, связанных со щелочными базальтами привели исследователей к мысли о выделении двух основных разновидностей корундов, так называемых «магматических» и «метаморфических».

«Магматические» корунды, как предполагается, переносились базальтами в виде ксенокристаллов, кристаллизовавшихся еще в условиях верхней мантии. Они обогащены Ga, так что отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3 < 1$. Цвет корундов в целом зеленый, желтый и синий. Кристаллы содержат включения герцинита, герцинит-магнетита, иголки оксидов Ti и Fe, а также циркон.

«Метаморфические» корунды, захваченные при подъеме базальтовой магмы в составе обломков глубоко метаморфизованных пород, обогащены хромом и обеднены галлием, так что отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3 > 3$, а цвета варьируют в пастельных тонах (бледно-синий, розовый, оранжевый) и красный рубин. Корунды содержат включения хромита, плеонаста, диопсида, сапфирина.

Генезис месторождений. В настоящее время нет единой общепринятой модели формирования месторождений в щелочных базальтах. Единственное, в чем сходятся большинство исследователей, это ксеногенная природа корунда по отношению к вмещающим породам. Ученые предлагают различные механизмы образования месторождений.

Х. Аспен и коллегами (Aspen et al., 1990) на основе изучения вкрапленников корунда, анортотлаза, санидина и других минералов в щелочных базальтах предположили, что первоначально эти минералы кристаллизовались из сиенитовых магм при высоком давлении в условиях верхней мантии, а затем были вынесены на поверхность базальтовым расплавом. Несколько ранее похожую мысль высказал А. Ирвинг (Irving, 1986).

В работе (Guo et al., 1996) предложена модель формирования «магматических» сапфиров в щелочных базальтах, основанная на изучении твердых включений в корундах, полученных из месторождений Австралии, Китая, Таиланда, Америки и Кении. Авторы предполагают, что корунды сформировались при смешении и/или взаимодействии между карбонатами и системой щелочного состава в расплавленном или твердом состоянии (щелочные граниты или сиенитовые пегматиты). В процессе растяжения, связанного с подъемом астеносферы, карбонаты кристаллизовались на глубинах порядка 10-20 км. Они местами воздействовали на интрузивы сиенитов и гранитов. Процессы гибридизации между этими двумя

системами могли вызвать быструю кристаллизацию корунда, привести к образованию пород сложного минерального состава, содержащих корунд, что и отразилось в разнообразии твердых включений в сапфирах. Позднее плавление мантии привело к формированию базальтового вулканизма. Эта базальтовая магма быстро поднималась к поверхности, захватывая вмещающие породы, в том числе и породы с корундом (Рис. 16).

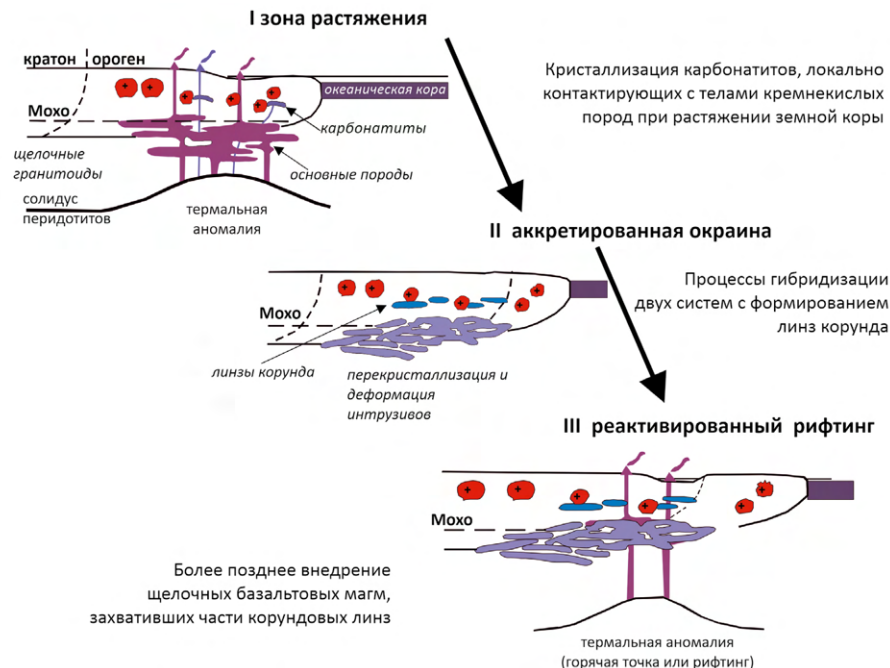
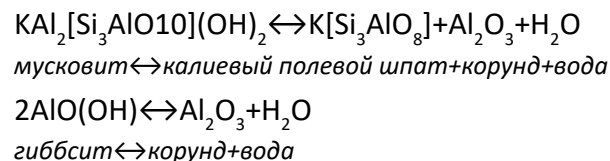


Рис. 16. Модель формирования «магматических» сапфиров в щелочных базальтах (по Guo et al., 1996)

Для объяснения генезиса «магматических» сапфиров Восточной Австралии Ф.Л. Сатерленд с соавторами (Sutherland et al., 1998) предложили четырехстадийную модель, согласно которой литосфера перемещается по верхней части мантийного диапира (Рис. 17). Слабая степень начального плавления генерирует кремнекислые магмы, обогащенные летучими компонентами, и в частях литосферы, обогащенных амфиболом, происходит кристаллизация корунда и циркона. Вместе с тем, такие магмы могли быть получены



Вторая стадия – быстрый перенос корунда к поверхности магмой, которая зародилась в мантии и захватила ксенолиты, содержащие корунд. Эти ксенолиты растворялись, и высвобождались тугоплавкие минералы (в основном корунд и циркон), которые доставлялись на поверхность щелочной базальтовой магмой.

Месторождения штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс, Австралия. Месторождения расположены в восточной части Австралии. Добыча сапфира ведется в основном из россыпей, источником которых служат лавовые потоки и штоки щелочных базальтов. Основные месторождения находятся в округе Новая Англия, в районе городов Инверелл (Inverell) и Глен Инесс (Glen Innes) в штате Новый Южный Уэльс и в районе городов Анакье (Anakie) и Рубивэйл (Rubyvale) в Квинсленде (Рис. 19). В 80–90-е гг. прошлого века на долю этих районов приходилось около 75% мирового экспорта сапфира. В 1993–94 гг. производство сапфиров в восточной Австралии оценивалось в \$ US 20-25 млн (65-75 млн карат). Меньшее значение с точки зрения объемов добычи имеют месторождения в районах городов Оберон в Новом Южном Уэльсе и Лава Плейтс в Квинсленде.

Месторождения расположены в пределах базальтового пояса, образовавшегося в результате палеоген-неогеновой автономной тектоно-магматической активизации и протягивающегося в северном направлении на расстояние более 4000 км, при ширине около 300 км.

Сапфироносными являются щелочные оливиновые базальты с повышенным содержанием глинозема. Различают палеогеновые и неогеновые базальты, по которым развиты разновременные коры выветривания. Месторождения района Анакье (шт. Квинсленд) связаны с древними погребенными аллювиальными россыпями, образованными за счет выветривания палеогеновых сапфироносных базальтов, тогда как аллювиальные россыпи района Инверелл и Глен Инесс (шт. Новый Южный Уэльс) связаны с размытием кор выветривания по более молодым неогеновым базальтам.



Рис. 19. Распространение месторождений корунда Восточной Австралии (по Sutherland, Schwartz, 2001)

Месторождения штата Квинсленд расположены к северо-западу от г. Рубивэйл в районе Анакье. Субщелочные оливковые базальты палеоценового возраста встречаются на площади радиусом 32 км. Они содержат нодулы перидотитов и включения оливина, пироксена, корунда, шпинели и др. минералов. Главными месторождениями этого района являются россыпи Рубивейл (Rubyvale), Сапфиртаун (Sapphire town) и Томагавк Крик (Tomahawk Creek).

Сапфиросная площадь представляет собой вытянутый вдоль речных долин на несколько км аллювиальный горизонт, суммарно занимающий около 900 км². Мощность продуктивного слоя достигает нескольких метров, а глубина залегания от поверхности 18 м и более.

Корунд в россыпях ассоциирует с галькой базальта, кремнистыми стяжениями коры выветривания и полуокатанными кристаллами плеонаста, циркона, граната и аметиста. Окраска большинства сапфиров обычно чрезмерно густая различных тонов – синего, зеленого, оранжево-желтых, часто зональная с сочетанием желтого цвета с зеленым или синим. Наиболее ценны зеленые сапфиры, которые по чистоте цвета считаются лучшими в мире. Встречаются сапфиры с «шелковистым» блеском, а также с эффектом изменения окраски. Некоторые непрозрачные или полупрозрачные бронзовые корунды обладают эффектом астеризма.

Месторождения штата Новый Южный Уэльс расположены в округе Новая Англия на северо-востоке штата (район городов Инверелл и Глен Инесс) и в восточной части близ города Оберон.

Месторождения района Инверелл – Глен Инесс расположены в пределах крупного поля неогеновых базальтов, площадь которого составляет более 4000 км². Базальтовый покров мощностью до 300 м залегает на девонских и пермь-карбоновых сланцах, позднепалеозойских кварцевых порфирах и гранитах пермского возраста, образующих крупный батолит Новой Англии. Отдельные лавовые потоки, формирующие покров, изменяются по мощности от 6 до 15 м, иногда достигая 30 м.

Разрез вулканических пород включает две серии. Нижняя (древняя) олигоцен-миоценового возраста состоит из субщелочных

оливиновых базальтов и гавайаитов, тогда как в верхней (более молодой) плиоценового возраста доминируют толеитовые базальты.

Основная масса базальтов сложена плагиоклазом, пироксеном и вулканическим стеклом, породы также содержат фенокристаллы оливина, диопсида, гиперстена, плеонаста и магнетита, а также прослои и ксенолиты кварц-полевошпатовых туфов в кратерных зонах. Кристаллы сапфира образуют участки рассеянной вкрапленности в субщелочных базальтах вместе с минералами группы шпинели, цирконом и более редким ильменитом. В качестве наиболее продуктивных фрагментов толщи описываются вулканокластические породы, которые могут содержать до 12 кг корунда на кубометр породы.

Сапфиры встречаются в отложениях всех рек, прорезающих базальтовое поле. Наиболее важное экономическое значение имеют голоценовые аллювиальные россыпи сапфира, связанные с отложениями рек Фрейзер-Крик (Fraser Creek), Реддстоун-Крик (Reddistone Creek), Хорс Гуллай (Horse Gully) и Мери-Анн-Крик (Mary Ann Creek), дающих до 95% сапфировой добычи штата.

Аллювиальные россыпи образуют вытянутые линзообразные тела и крупные горизонтальные пласты средней мощностью 1.2-1.8 м. Наиболее обогащена сапфиром нижняя приплотиковая часть. Вместе с корундом в аллювиальном гравии встречаются угловато-округлые кристаллы шпинели, циркона, энстатита, ильменита, дравита и кварца, а также галька базальта, гранита, аргиллита и др. пород.

Сапфир представлен плохоокатанными кристаллами в форме усеченной гексагональной дипирамиды с плохо сохранившимися гранями. Размер кристаллов от 3 мм до 2.5 – 3 см в поперечнике. Из добываемого материала сапфиры ювелирного качества составляют около 20%, низкосортные и малоценные сапфиры – до 60%, оставшиеся 20% – буро-зеленые, непрозрачные кристаллы. Масса наиболее крупных сапфиров достигает нескольких карат, редко до 40 карат. Окраска корунда от бледно-голубой до густо-синей, реже голубовато-зеленая или желтая с отчетливым дихроизмом (поперек оптической оси окраска более интенсивная). Встречаются пятнистые или полихромные кристаллы с чередованием светло- и темно-голу-

бых или зеленых зон или зеленых и желтых. Иногда наблюдается астеризм в непрозрачных синих или коричневых сапфирах.

Среди месторождений района г. Оберон наиболее известным является месторождение Тумбарумба (Tumbarumba), представляющее собой россыпь, кроме корунда содержащую также циркон и гранат. Коренным источником этих минералов служат раннемиоценовые (23 млн. лет) базальтоиды, представленные базанитами и щелочными базальтами со второстепенным количеством оливинных базальтов. На дневной поверхности базальтоиды обнажаются в виде небольших изолированных выходов.

Кроме сапфиров и цирконов базальты содержат ксенокристаллы керсутита, апатита, щелочного полевого шпата, титанистых слюд и магнетита. Кристаллы корунда, граната и циркона корродированы в результате взаимодействия с магматическим базальтовым расплавом, а также механической абразии. Изредка на кристаллах сохраняются реликты темных корочек, представляющих собой реакционные каймы герцинита или железистой шпинели, характерные для сапфиров, сопряженных с базальтами. Размер кристаллов корунда достигает 11 мм.

По внешним признакам сапфиры можно разделить на 4 группы. Первая группа, составляющая 80% корундов месторождения, относятся к серии B(blue)G(green)Y(yellow), распространенной во всех месторождениях, сопряженных с базальтами. Вторая группа (5%) представлена корундами с трапичеподобной структурой, обусловленной радиальным распределением рутилового шелка. (Испанский термин «trapiche» сначала использовался по отношению к колумбийским изумрудам из-за схожести с жерновами, с помощью которых в доколумбовой Америке измельчали сахарный тростник). Корунды третьей группы (10%) – это небольшие прозрачные пестроокрашенные светло-синие и зеленые, иногда желтые бочонковидные кристаллы и обломки с размытой бледно-розовой центральной частью. Четвертая группа (5%) объединяет небольшие бледно-синие обломки с розоватыми и розовато-лиловыми зонами и розовые до красных кристаллы и обломки.

Электронно-зондовый анализ сапфиров показывает, что основным примесным компонентом является Fe (до 1 мас.% $\text{FeO}_{\text{общ}}$). В меньших количествах присутствует Ti (до 0.01 мас.% TiO_2) и иногда Cr, Nb и Mn.

По содержанию элементов-примесей корунды месторождения делятся на «магматические», «метасоматические» и «метаморфические» (Sutherland et al., 2002).

Для «магматических» корундов характерны более высокие содержания Ga и более низкие Cr, чем для «метаморфических». К ним относится большинство корундов из первой группы ($\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ 0.10–0.50; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 > 100$; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 4–80). К «метасоматическим» корундам можно отнести трапиче-сапфиры и корунды третьей группы, характеризующиеся величиной отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ между 20 и 110. К «метаморфическим» корундам однозначно можно отнести только бледно-синие, розовато-лиловые до розовых и розово-красные корунды четвертой группы, которые характеризуются отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$, варьирующим от 1 до 25, что свойственно корундам метаморфического генезиса.

Минеральные включения в сапфирах представлены оксидами железа и титана, расположенными вдоль кристаллографических направлений и образовавшимися в результате распада твердых растворов. Главным сингенетичным корунду минералом включений является ферроколумбит, который типичен для сапфиров, сопряженных с базальтами. Кроме того, установлены включения ильменорутила, циркона и ториевого монацита.

Месторождения Юго-Восточной Азии. На территории государств Юго-Восточной Азии существует большое количество россыпных месторождений сапфира, образованных за счет разрушения и размыва сапфиринозных щелочных базальтов третично-четвертичного возраста, которые образуют покровы, штоки, неки и дайки, приуроченные к зонам глубинных разломов преимущественно северо-западного простирания (Рис. 20). Излияния базальтов связаны с альпийской активизацией складчатых областей, причины которой и характер магматизма являются дискуссионными. Так, А. Левинсон и Ф. Кук (Levinson, Cook, 1994) предполагают, что излияние щелочных базальтов Таиланда, Камбоджи и Вьетнама явилось результатом субдукции Индийской океанической плиты под Евразийскую плиту (островодужный характер вулканизма). Другие исследователи (Barr, McDonald, 1979; 1981; Whitford-Stark, 1987; Hoag, Flower, 1998) предположили утончение коры с подъемом мантии

для объяснения извержения базальтов этого региона (внутриплитный вулканизм по механизму «горячих точек»). Эти авторы считают, что внутриплитный вулканизм неоген-четвертичного возраста, имевший место в Юго-Восточной Азии и сформировавший платобазальты, связан с растяжением коры и заложением рифтовой системы. По мнению П. Таппоньера с соавторами (Tapponnier et al., 1982; 1986) эта магматическая активизация последовала за Индо-Азиатской коллизией и может быть связана с процессами тектонического выдавливания Индокитайского полуострова.



Рис. 20. Распространение щелочных базальтов с месторождениями сапфира Юго-Восточной Азии (по Garnier et al., 2004). Цифрами обозначены месторождения: 1 – Пайлин, 2 – Хум Самлот, 3 – Пиум Чаон, 4 – Чамноп, 5 – Бокео, 6 – Кантхаралак, 7 – Чатхабури-Трат, 8 – Денче, 9 – пров. Дак Лак, 10 – пров. Лам Донг и Донг Най, 11 – Да Бан и Джиа Ким, 12 – Бо Пло

Месторождения сосредоточены в пределах Бирманско-Малайской мезозойской складчатой зоны, в области ее сочленения с крупным Индосинийским массивом, сложенным докембрийскими метаморфическими породами, перекрытыми палеозойско-мезозойской осадочной толщей. Основание разреза Бирманско-Малайской складчатой области слагают докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы, на которых залегает мощная известняково-песчано-глинистая толща нижнего-среднего палеозоя. Выше следуют отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, представленные известняково-терригенной формацией, и верхнемезозойские красноцветные кластические осадки. Сапфировая минерализация связана с широко развитыми покровами кайнозойских базальтов, и в меньшей степени штоками, некками и дайками основного состава, приуроченными к зонам глубинных разломов.

Состав базальтов варьирует от оливиновых субщелочных до щелочных фельдшпатоидных разновидностей. Сапфиросные базальты богаты цирконом и принадлежат к щелочному типу. Вкрапленники сапфира приурочены, в основном, к породам жерловой фации, но встречаются также и в покровных образованиях. Среди интрузивных пород сапфиросны главным образом дайки, некки или штоки щелочных базальтов, залегающие в кристаллических сланцах и гнейсах.

Месторождение Денче (Denchai), Таиланд находится в провинции Фре (Phrae) приблизительно в 700 км к северу от Бангкока. Оно тесно связано с неогеновыми щелочно-базальтовыми породами, которые несогласно перекрывают пермь-триасовые осадочные и вулканические породы (Рис. 21). Возраст базальтов, оцененный К-Аг методом, составляет 5.64 ± 0.28 млн лет. По химическому составу базальты варьируют от гавайяитов до базанитов и в них установлено большое количество мантийных ксенолитов. Покров базальтов Денче состоит из семи потоков, мощностью от 1 до 5 м каждый. Промышленными залежами являются аллювиальные россыпи сапфира, расположенные в палеоруслах на небольшой глубине.

Как и в других месторождениях, сопряженных с щелочными базальтами, кристаллы сапфиров Денче резорбированы, однако иногда сохраняются грани гексагональной призмы. Цвет корунда

темно-синий, синий, зеленый, желтый, т.е. они принадлежат к серии B(blue)G(green)Y(yellow), характерной для данного типа месторождений.

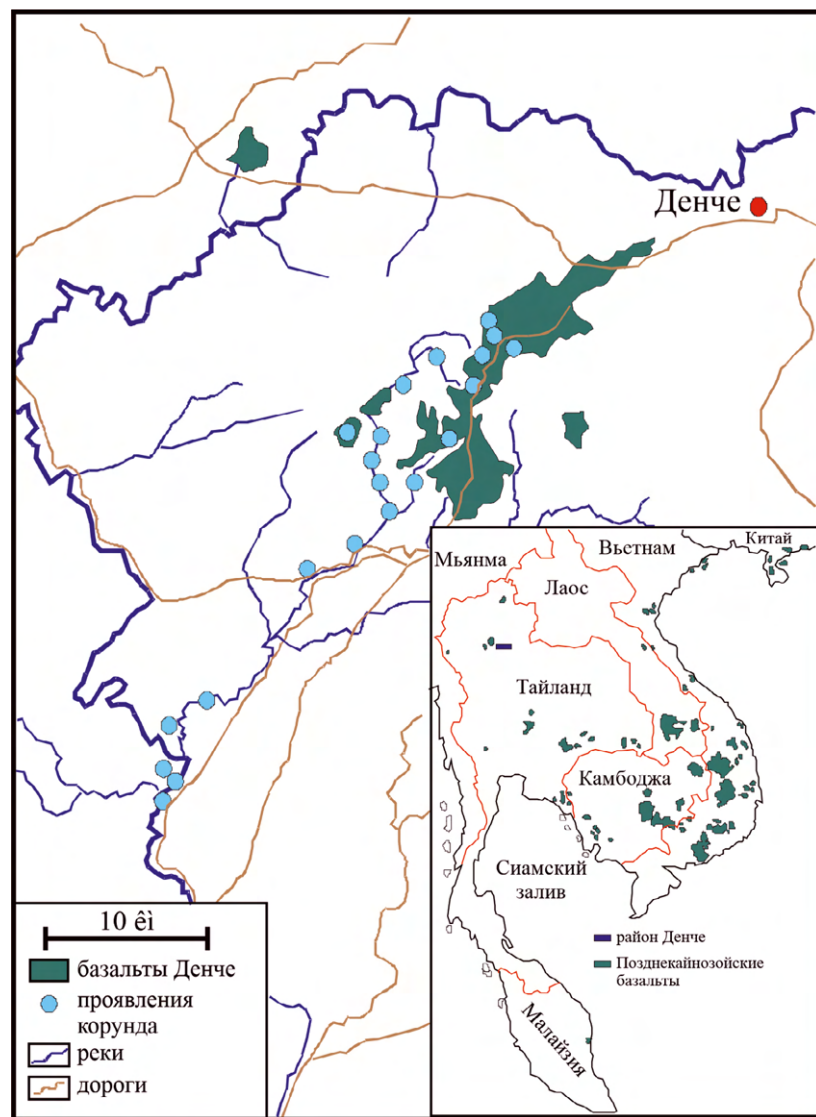


Рис. 21. Распространение щелочных базальтов с проявлениями сапфира района Денче (по Limkatrun et al., 2001)

Содержания элементов-примесей в сапфирах месторождения составляет: Fe (0.32-1.98 мас.% $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$), Ti (0.01-0.23 мас.% TiO_2), Cr (<0.01 мас.% Cr_2O_3), Ga (0.01-0.03 мас.% Ga_2O_3) и V (<0.03 мас.% V_2O_5).

Большая часть сапфиров месторождения характеризуется несколько более низкими отношениями $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ и более высокими $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ по сравнению с другими месторождениями ЮВ Азии. Диаграммы распределения рассеянных элементов показывают, что сапфиры Денче находятся в пределах или вблизи полей, характерных для «магматических» корундов (Рис. 22).

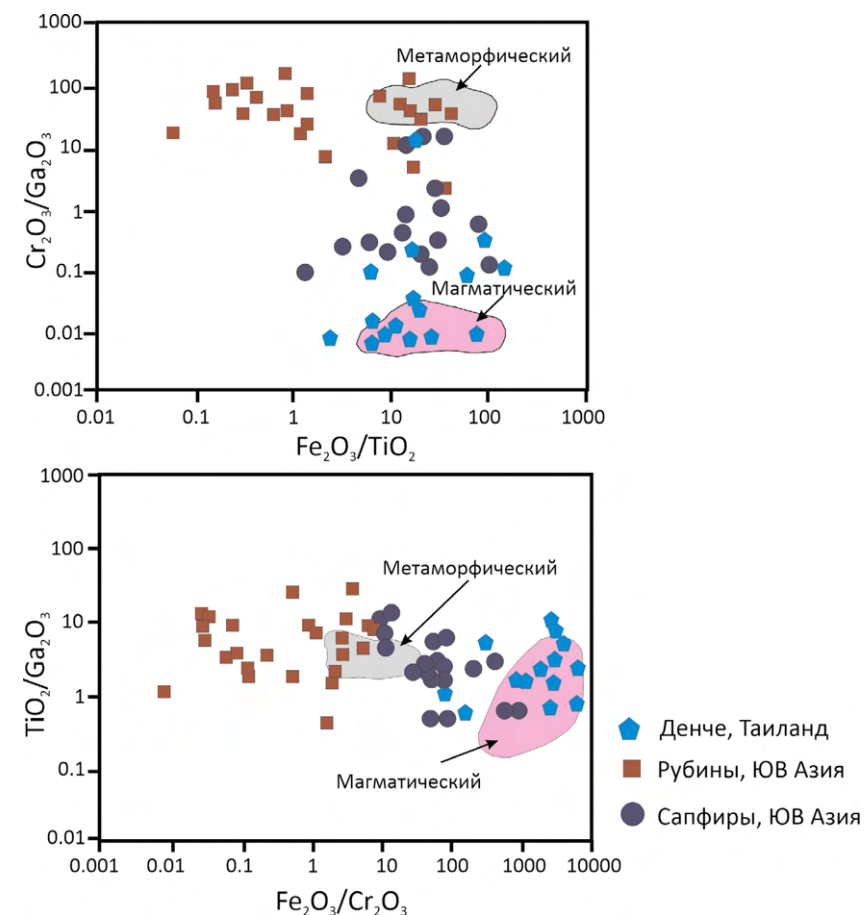


Рис. 22. Диаграммы соотношения рассеянных элементов в корундах месторождений Юго-Восточной Азии (по Limkatrun et al., 2001)

Включения в сапфирах можно разделить на три типа. Тип I – это обогащенные CO_2 включения, которые содержат три фазы ($\text{жH}_2\text{O} + \text{жCO}_2 + \text{газ}$), при этом газовая фаза занимает < 10-15 об.%. Наличие CO_2 подтверждается микротермометрическими и Рамановскими исследованиями. Тип II – это многофазные включения (газ + жидкость + твердое) содержат газовый пузырек (20-30 об.%), водную фазу (10-15 об.%) и несколько твердых фаз. Тип III – это включения силикатного расплава, которые состоят из газовых пузырьков, силикатного стекла и твердых фаз (рутил). Возможная температура гомогенизации включений третьего типа составляет 770-1200°C.

Месторождения Приморья, Россия. В России месторождения и проявления ювелирного сапфира, сопряженные со щелочными базальтами, находятся в Приморском крае. В настоящее время установлены Незаметнинская россыпь в Красноармейском районе в северной части края и 5 проявлений на юге в районе Шкотовского плато. Суммарные ресурсы этих объектов малы, но в тоже время составляют 93-95% минерально-сырьевого потенциала благородного корунда России, что указывает на весьма небольшие известные на сегодня количества этого камня в нашей стране.

Как в районе Незаметнинской россыпи, так и в пределах Шкотовского плато были закартированы два палеовулкана, названные соответственно Конфетка и Подгебалочный, в которых сапфиры были обнаружены в коренном залегании.

Месторождения приурочены к границе мезозойской Сихотэ-Алинской и нижнепалеозойской Ханкайской аккреционных систем. Вдоль этой границы проходят разломы региональной левосторонней сдвиговой системы. Вдоль разломов между Сихотэ-Алинской и Ханкайской системами расположены внутриконтинентальные впадины мелового и кайнозойского возраста, которые заполнены вулканогенно-терригенными, часто угленосными отложениями. На краях впадин почти повсеместно залегают лавовые поля неоген-четвертичных толеитовых базальтов и связанные с ними потоки, субвулканические тела и трубки взрыва щелочных базальтов (Рис. 23).

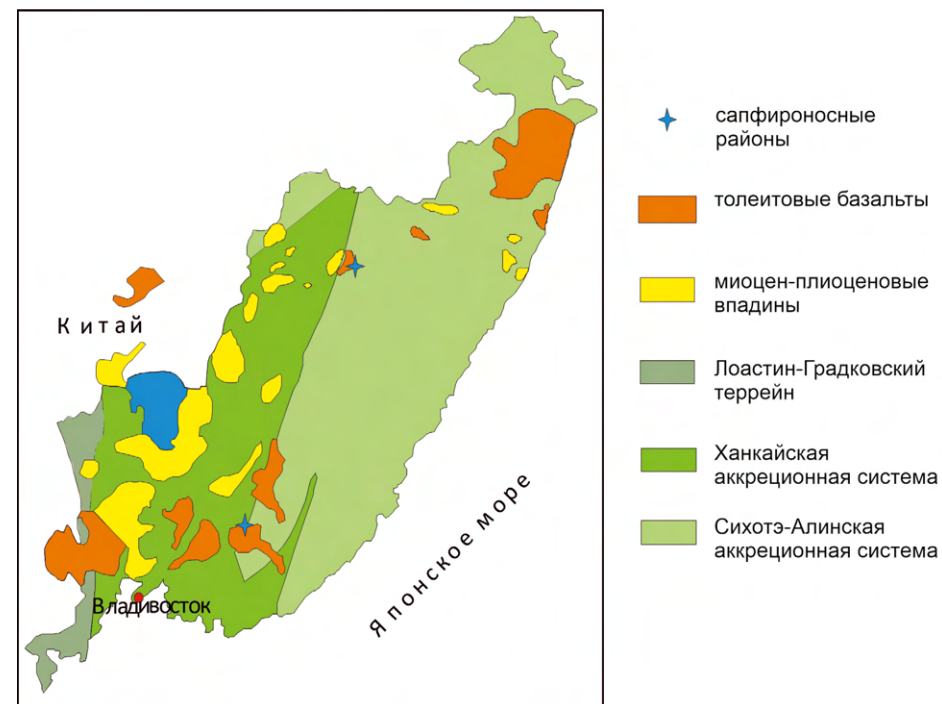


Рис. 23. Тектоническая схема Приморья (по Высоцкий и др., 2003)

Вулканическая постройка **Конфетки** представлена небольшой (около 200 м²) экструзией монолитного базальта с остатками жерла и конуса, сложенными агломератовыми брекчиями с обломками монолитных и пузырчатых щелочных базальтов. Как в экстрезии, так и в обломках обильны лерцолитовые включения и мегакристы (до 3 см) титанистых авгита, керсутита, биотита, магнетита, санидина, герцинита, ильменита. В этом вулкане впервые в Приморье обнаружены мегакристы (до 1 см) альмандин-пиропового граната и его сростки с пироксеном и ильменитом. Вероятно, именно с вулканом Конфетка или ему подобным образованием связано формирование промышленного россыпного месторождения Незаметное. Вместе с тем, необходимо отметить, что в районе россыпи

наибольшим распространением среди магматических образований пользуются штокообразные тела и жилы мезозойских гранитоидов (высокоглиноземистые граносиениты и лейкограниты) и сопряженные с ними метасоматиты.

По данным работы (Высоцкий и др., 2003) вулкан **Подгёбалочный** – это относительно полно сохранившаяся долгоживущая постройка, расположенная в поле толеитовых платобазальтов. В основании покрова вулканитов находятся миоцен-плиоценовые галечники, пески, глины, лигниты. Многочисленные ксенолиты аркозовых песчаников в пирокластике вулкана указывают, что его консолидированным фундаментом служит красноецветная толща девона.

Вулканический аппарат представлен обширной кальдерообразной депрессией – около 1 км в поперечнике. В основании кальдеры залегает маломощный (5 м) покров толеитовых базальтов, обогащенных фено- и ксенокристаллами оливина. По периметру кальдеры начинают преобладать пористые пеноподобные оливин-клинопироксеновые базальты с глыбами лерцолитов. На нижний покров базальтов согласно ложится слой туфобрекчий, переслаивающихся с туфогравелитами. Туфобрекчии прорываются экструзией монолитного щелочного базальта, занимающей центр кальдеры (Рис. 24).

Корунды обоих проявлений представлены кристаллами и их обломками размером до 20 мм. Кристаллы имеют бочонковидный, пластинчатый и таблитчатый облик и часто деформированы и корродированы. Окраска корундов разнообразная: зональная, пятнистая, полихромная, однородная. Цвет – фиолетово-синий (васильковый), синий, серовато-синий, коричневатозеленый, коричневый, серый, бесцветный. Камни, заполненные многочисленными включениями, имеют бронзовый, либо жемчужно-серый оттенок. Для сапфиров характерен отчетливый плеохроизм. Иногда наблюдается «шелковистость», вызванная включениями игл рутила, реже – астеризм.

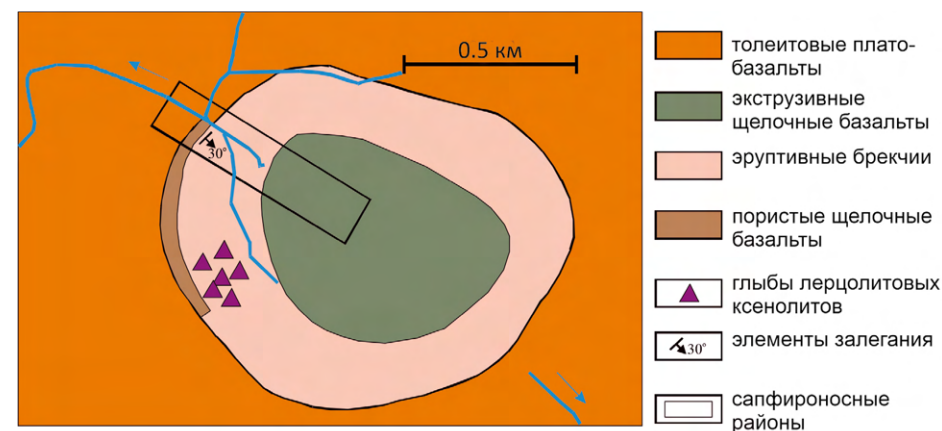


Рис. 24. Геологическая схема вулкана Подгёбалочный (по Высоцкий и др., 2003)

Основным примесным компонентом сапфиров является Fe (до 1.35 мас.% $\text{FeO}_{\text{общ}}$). В меньших количествах (до 0.0n мас.% оксидов) присутствует Ti, Cr, Mn, Ga, Mg, V. Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ 0-0.07; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 > 100$; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ до 41. Эти данные типичны для корундов, сопряженных с базальтами. Вместе с тем, скипетровидные кристаллы корунда длиной до 0.4 мм были обнаружены в высокоглиноземистых граносиенитах.

Минеральные включения в сапфирах более детально изученной Незаметнинской россыпи представлены рутилом, альбитом, цинксодержащим герцинитом, колумбитом, цирконом, монацитом и флюоритом. Флюидные представлены двумя типами: силикатный расплав и CO_2 газовые.

По химическому составу стекло включений отвечает граносиенитовому расплаву (мас.%): SiO_2 59-62, Al_2O_3 14-20, Na_2O 4-10, K_2O 2-6, FeO 0.4-1.2; некоторые стекла также содержат Ca (0.3-3.7 мас.% CaO), P (0.92-1.28 мас.% P_2O_5), Cl (0.18-0.66 мас.%). Данные Рамановской спектроскопии показывают отсутствие в CO_2 включениях метана и сероводорода, а содержания азота находятся на уровне чувствительности метода (Pakhomova et al., 2006). Температура гомогенизации расплавных включений составляет 780-820°C.

Месторождения в сиенитах. Месторождения и проявления этого типа имеются в России в *Ильменских горах* на Урале и в Хибинах на Кольском полуострове. Кристаллы сапфира найдены в граносиенитах в районе *Незаметнинской* россыпи на Дальнем Востоке и в ксенолитах сиенитов в базальтах на месторождении Лош Роаг (Шотландия). Небольшие месторождения голубого сапфира, связанные с обедненными кремнеземом породами, известны в Шри-Ланке (район г. Ратнапурна) и в северной части Мьянмы, однако по этим объектам практически отсутствует геологическая информация. Кристаллы ювелирного качества в месторождениях данного типа встречаются крайне редко, чаще с ними связаны скопления непрозрачных или полупрозрачных синих корундов, которые представляют интерес скорее как коллекционный материал. Единственным месторождением этого типа, из которого в настоящее время извлекают ювелирный сапфир, является месторождение *Гарба Тула (Дуси)*, расположенное в Кении.

Химический состав корунда из сиенитов похож на состав сапфиров из месторождений, сопряженных со щелочными базальтами. Корунд образует идиоморфные бочонковидные кристаллы, иногда уплощенные, расщепленные. Кристаллы замутнены из-за трещин, флюидных и эпитакических включений и полисинтетических двойников. Твердые включения чаще всего представлены рутилом и Fe-Ti оксидами.

Месторождение Гарба Тула (Дуси) (Garba Tula – Dusi), Кения. Месторождение расположено приблизительно в 200 км к северо-востоку от Найроби в Восточной провинции Кении вблизи г. Гарба Тула. Собственно объект носит название Дуси (Dusi), однако он более известен по названию местности, в которой расположен (Рис. 25). Месторождение было открыто пастухами-кочевниками в 60-х годах прошлого века. Его ресурсы составляют 100 000 карат сапфиров. В настоящее время на месторождении ведется мелко-масштабная добыча.



Рис. 25. Размещение месторождений благородного корунда Кении (по Simonet, 2000)

Геологическое строение месторождения. Месторождение представлено субвертикальной сиенитовой дайкой, которая размещается среди биотит-роговообманковых гнейсов докембрийского Мозамбикского пояса. Возраст дайки оценивается 579 ± 6 млн лет. Протяженность дайки по простиранию достигает нескольких км, мощность составляет несколько метров. Похожие проявления корунда обнаруживаются и на расстоянии до 15 км от дайки, что позволяет предположить, что ее длина больше. Дайка сложена вкрапленниками черной слюды, которые находятся в лейкократовой крупно-зернистой полевошпатовой основной массе. Местами дайка рассечена небольшими пегматитовыми жилами, состоящими из полевых шпатов, кварца, мусковита и биотита.

Характеристика корунда. Сапфир образует идиоморфные бочонковидные кристаллы шириной от нескольких мм до 20 см,

рассеянные в основной массе в виде вкрапленников или образующие скопления в виде гнезд, размером от миллиметра до десятков см в поперечнике.

Цвет сапфира меняется от темно-синего до золотисто-желтого с переходом через разные оттенки синего, зеленого и желтого. Корунды обогащены железом (0.95-1.13 мас.% FeO) и обеднены титаном (<0.04 мас.% TiO₂). Химический состав сапфиров схож с составом сапфиров из месторождений, сопряженных с щелочными базальтами.

Кристаллы замутнены из-за трещин, флюидных и эпитаксических включений и полисинтетических двойников. Эпитаксические включения представлены рутиловым «шелком», ориентированным параллельно оси третьего порядка и Fe-Ti оксидами, расположенными в плоскости, перпендикулярной тройной оси.

Кристаллы корунда в виде включений захватили зерна циркона и они зачастую рассечены полевошпатовыми микропрожилками. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу того, что месторождение является магматическим и подчеркивают гипотезу, что корунд является первой фазой кристаллизации (Simonet, 2000).

Месторождение Гарба Тула проявляет петрологические характеристики, общие с месторождениями в базальтах: цвет и форма сапфиров, химический состав. Эти сходства предполагают близкие условия и механизмы генезиса сапфиров в базальтах и сиенитах.

Месторождения Ильменских гор, Южный Урал, Россия.

Месторождения Ильменских гор расположены в Челябинской области Южного Урала в окрестностях города Миасса. На этой территории, площадью около 300 км², насчитывается более 90 корундовых копей (всего же здесь известно около 400 месторождений и проявлений различных полезных ископаемых и коллекционного материала), заложенных еще в XIX–XX вв. на корундосодержащих жильных телах сиенитовых пегматитов.

Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород (PR₂₋₃-PZ₁₋₂) сложен крупным Ильменогорским миаскитовым массивом, расположенным в южной и центральной части, телами сиенитов, гранитов, гипербазитов и вмещающими их мета-

морфическими породами. Корундосодержащие пегматитовые жилы в основном локализованы в экзоконтактовом ореоле субмеридионального дайкообразного Ишкульского миаскитового массива, расположенного в северной части Ильменских гор и имеющего протяженность около 25 км и ширину до 600 м. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы, амфиболиты и гранито-гнейсы среднего-позднего протерозоя. Как правило, жилы ориентированы субмеридионально, имеют линзовидную форму, протяженность до 50 м при мощности от 20 см до 6 м (Рис. 26).

По строению и набору аксессуарных минералов среди пегматитовых жил выделяется два типа.

Корундово-полевошпатовые пегматиты локализуются преимущественно в северной и западной частях Ильменских гор. Жилы сложены альбит-олигоклазом, микроклином, аннитом (10-15 %), спорадически встречаются мусковит и эгирин-авгит (Рис. 27). Пегматиты этого типа относительно бедны аксессуарами, среди которых установлены циркон, ферроколумбит, самарскит, пирохлор, монацит, герцинит, иногда гранат и единичный хризоберилл.

Содержание корунда в разных жилах варьирует и может достигать от 1 до 6-7 %. Он образует толстотаблитчатые до призматических, иногда бочонковидные кристаллы размером от 2-8 см до 20-39 см. Окраска корунда обычно голубовато-серая до бронзово-серой, иногда во внутренних частях наблюдаются синие зоны.

Корундово-плагиоклазовые редкометально-редкоземельные пегматиты выделяются повышенной концентрацией самарскита, ферроколумбита, Се-монацита, циркона и резким преобладанием альбит-олигоклаза над калиевыми полевыми шпатами. Наиболее ярким представителем этого типа пегматитов является жила, вскрытая в копи 298. Она состоит преимущественно из олигоклаза (до 80 %), концентрации корунда достигают 15 %, установлены также биотит и мусковит.

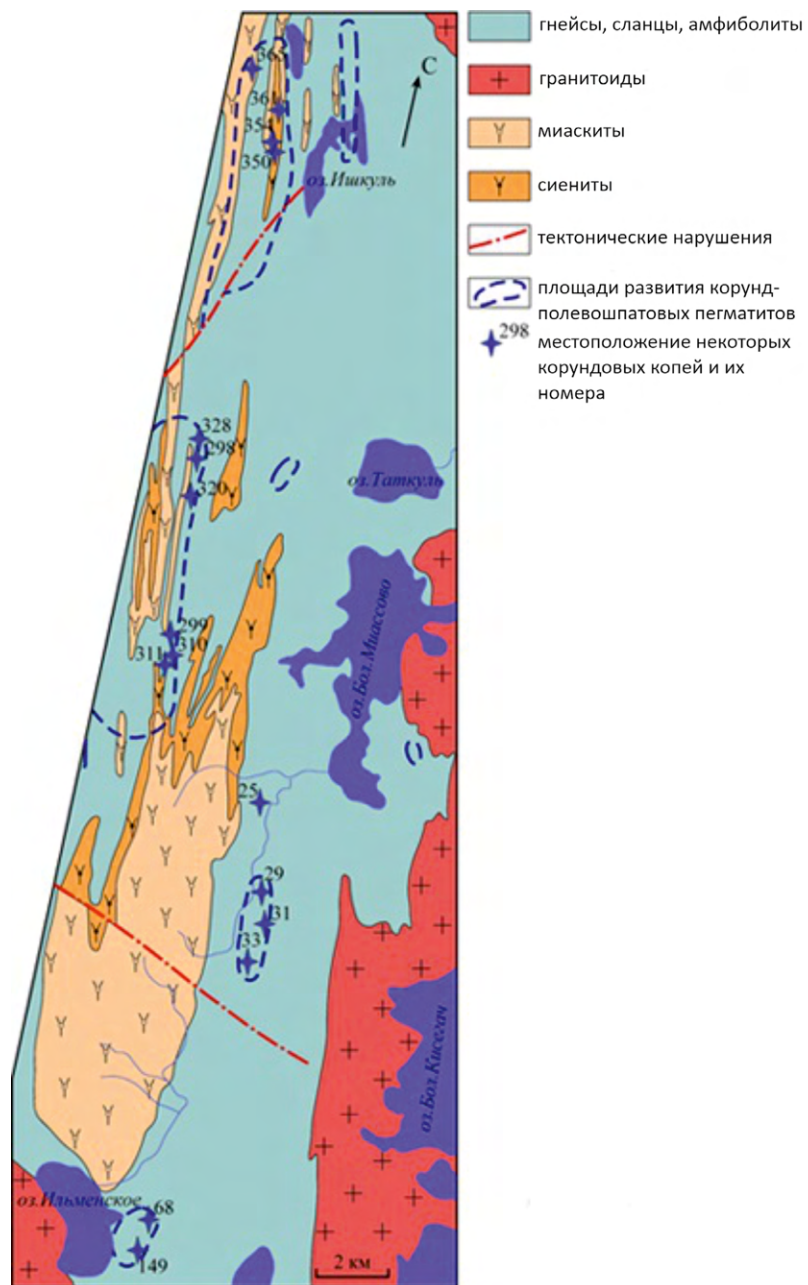


Рис. 26. Схема геологического строения Ильменских гор и локализация основных районов распространения корунд-полевошпатовых пегматитов (по Попов, Попова, 2006)

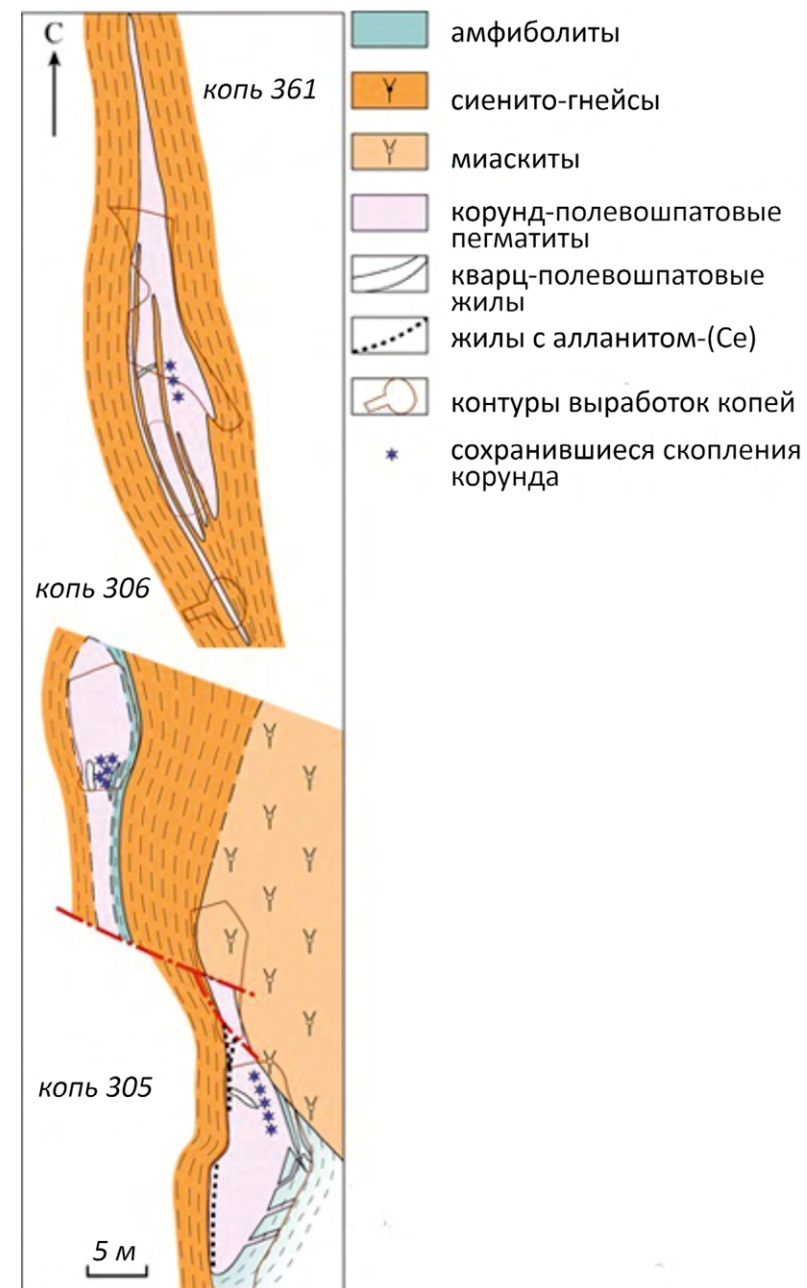


Рис. 27. Форма тел корунд-полевошпатовых пегматитов западного склона Ильменских гор (по Попов, Попова, 2006)

Характеристика корунда. Корунд различается по морфологии и окраске. Для него свойственны таблитчатые, изометричные кристаллы. Размер отдельных табличек может достигать 18 см. Характерно расщепление кристаллов по призме с образованием розетковидных сростков – корундовых «роз». Цвет камня голубовато-серый, синий или голубой. Кристаллы могут иметь зональную окраску: голубовато-серое ядро и синяя периферия.

Корунды обоих типов пегматитов демонстрируют ярко выраженную отдельность по ромбоэдру и базопинакноиду, часто имеют участки индукционных поверхностей совместного роста с полевым шпатом и другими минералами. В разных зонах кристаллов наблюдаются вроски полевого шпата, а акцессорные минералы обнаруживаются преимущественно в виде включений в позднем голубом корунде, а также в полевом шпате. Бронзово-серые зоны и сектора роста корундов содержат продукты распада – ориентированные микровключения ильменита, рутила или гематита, обуславливающие явление астеризма.

По данным электронно-зондового анализа содержание Fe в корунде из копи 298 относительно невысокое и варьирует от 0.38 до 0.42 мас.% $\text{FeO}_{\text{общ}}$. Кроме того, минерал содержит незначительные примеси Ga (до 0.11 мас.% Ga_2O_3), V (до 0.20 мас.% V_2O_5), Mn (до 0.03 мас.% MnO).

На происхождение корундосодержащих пегматитов есть несколько точек зрения:

- 1) десиликация гранитной магмы;
- 2) взаимодействие миаскитовой расплава с более кислыми вмещающими породами;
- 3) метасоматическое преобразование сиенитов под воздействием постмагматических щелочно-глиноземистых флюидов.

Метаморфические месторождения

Месторождения корунда, размещенные в метаморфических комплексах, представлены горизонтами в гипербазитах, мраморах, кварцитах, гнейсах и метапелитах, которые могут быть локально прорваны интрузивными магматическими породами. Предполагается, что эти месторождения являются результатом изохимического метаморфизма или метасоматических преобразований (контактово-метасоматический и/или гидротермальный), которые затрагивают контрастные по составу породы. Однако для большинства месторождений такие механизмы еще мало изучены и остаются гипотетическими.

Среди месторождений и проявлений ювелирного и коллекционного корунда, а также поделочных пород с корундом, связанных с процессами метаморфизма и/или метасоматоза, по составу вмещающих пород выделяют: 1) месторождения в плюмазитах, которые связаны с внедрением пегматитов разного состава в низкокремнистые породы (базиты, гипербазиты, карбонатные породы) и их метасоматическим преобразованием; 2) месторождения в мраморах; 3) месторождения в скарнах; 3) месторождения в гранулитах и гнейсах; 4) месторождения в метаморфизованных ультраосновных и основных породах; 5) месторождения в анатектитах. При этом основными источниками ювелирного рубина и сапфира являются первые три типа, а остальные два включают месторождения и проявления коллекционного корунда и поделочных пород.

Месторождения в плюмазитах. В эту группу объединены месторождения корунда, образованные за счет десициации пегматитов на контакте с обедненными кремнеземом породами – гипербазитами, базитами или карбонатными породами. При внедрении пегматитов в низкокремнистые породы на контакте этих двух химически контрастных сред происходит метасоматическая реакция. Отделяющиеся от пегматитов во время внедрения или эпигенетические по отношению к ним флюиды вызывают образование минеральной ассоциации, состоящей на 75% из олигоклаза, а также 23% корунда и 2% других минералов (биотит, амфибол, фуксит, турмалин). Такие породы чаще всего именуют «плюмазитами» по названию местности Плюмас в Калифорнии, США, где они впервые

были описаны. Месторождения корунда, сопряженные с гипербазитами в литературе также называют марундитовыми (маргарит + корунд), контактово-метаморфическими, «десилицированными» или метасоматическими месторождениями. Конечными продуктами, которые поставляются на рынок из таких объектов, являются ювелирные и коллекционные рубины, сапфиры, а также технический корунд и наждак для целей промышленности.

К этому типу относятся месторождения *Самджем* в Кашмире, Индия, долины р. *Умба* и *Калалани* в Танзании, *Макар Рузь* на Полярном Урале и мелкие проявления на Среднем Урале в России, некоторые месторождения Трансвааля на северо-востоке ЮАР, в Национальном Парке Йосемити в Калифорнии, месторождения Высокой Луары во Франции, месторождения района Мангари, Кения.

Из-за весьма неравномерного содержания и относительно небольших размеров коренные месторождения этого типа обычно отрабатываются открытыми методами и лишь в некоторых случаях с помощью простейших подземных горных выработок. Содержания полезного минерала приводятся редко из-за спорадической отработки этих объектов и продажи значительной части сырья на черном рынке. Для месторождения *Умба* (Танзания), локализованном в коре выветривания, содержание составляет до 2000 карат ювелирного сырья на тонну породы. В Южной Африке плюмазиты содержат от 5 до 80% корунда с обычным содержанием около 30-40%. Запасы крупных месторождений могут составлять 5-10 тысяч тонн «руды», но в среднем они обычно составляют менее 2000 тонн. Обычные содержания в элювиальных месторождениях, связанных с плюмазитами, варьируют от 10 до 20 об. %.

Месторождения этого типа расположены в орогенных поясах и в пределах стабильных кратонов. Корунд локализуется в бескварцевых реакционных зонах, локализованных вдоль контактов пород с дефицитом кремнезема, таких как гипербазиты и базиты с пегматитами и другими кремнекислыми породами. Обычно корундоносными являются породы, состоящие из вермикулита ± хлорит ± асбест, а также плюмазиты (грубозернистые породы, состоящие из ксеноморфных кристаллов корунда в олигоклазовом матриксе +

биотит + амфибол + фуксит + турмалин), марундиты (корунд в маргаритовом матриксе + полевой шпат + биотит + апатит + гранат + турмалин + фуксит + кианит + талькоподобный + возможно антофиллит), сиениты, пегматиты, альбититы или роговики.

Сапфиры, рубины и промышленные корунды развиты в пределах или непосредственно около даек, силлов и изредка трубок аплитов, пегматитов, альбититов, плюмазитов или марундитов, секущих основные и ультраосновные породы и их метаморфизованные эквиваленты. Кроме того, корундсодержащие гнезда линзовидной или неправильной формы и залежи технического корунда могут развиваться вдоль контакта, в том числе тектонического, базит/гипербазитовых тел с метапелитами или другими кремнекислыми вмещающими породами, а также во вмещающих и магматических породах.

Большая часть связанных с дайками или контролируемыми трещинами залежей, рассекающих гипербазиты или базиты, имеют уплощенную или линзовидную форму, изредка образуют вертикальные трубки. Их мощность варьирует от менее 1 м до 10 м, а протяженность от нескольких метров до нескольких десятков метров по простиранию. Залежи имеют зональное строение, а минеральный состав зон определяется составом интрузивных и вмещающих пород.

В плюмазитах, марундитах и залежах, локализованных вдоль тектонических контактов, могут быть развиты ювелирные рубины и сапфиры, а также коллекционные и промышленные корунды, а в залежах в пределах зон контакта метаморфических пород и базитовых и гипербазитовых тел развиваются в основном наждак, силлиманит-корундовые породы или технический корунд.

Ювелирные сапфир и рубин в месторождениях этого типа образуют ромбоэдрические или гексагональные призмы, а также слагают прозрачные части больших пойкилитовых кристаллов, которые в исключительных случаях могут достигать в длину метра и более. В плюмазитах Южной Африки размер кристаллов корунда обычно варьирует от 3 мм до 10 см. В марундитах корунд развит в виде крупных гексагональных кристаллов, содержащихся в чешуйчатых или розетковидных агрегатах маргарита.

Твердые включения в благородных корундах из плюмазитов, обычно представлены цирконом, рутилом, апатитом, бемитом, монацитом, гематитом, слюдой, кальцитом, пирротинном и графитом. Основным минералом твердых включений в рубинах и сапфирах из марундитов является вермикулит.

В настоящее время существуют три модели формирования месторождений рассматриваемого типа. Первая из них предполагает, взаимодействие пегматитовых флюидов с обедненными кремнеземом вмещающими породами. В частности, эта модель популярна для объяснения происхождения контролируемого зонами трещиноватости оруденения, сопряженного с марундитами, плюмазитами и вермикулитовыми породами, пегматитами или аплитами, рассекающими вмещающие гипербазиты. Вторая теория объясняет появление корунда в зоне контакта основных или ультраосновных пород с метапелитами, т.е. в результате взаимодействия двух сред, характеризующихся с одной стороны высоким отношением $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (метапелиты), с другой – низким содержанием кремнезема (базиты и гипербазиты). Третья модель предполагает взаимодействие кремнекислых пород с гипербазитами в зонах надвигов. Реакционные зоны могли сформироваться в условиях открытой системы при региональном метаморфизме.

Месторождение Самджем (Sumjam), штат Кашмир, Индия. Знаменитые сапфировые месторождения индийских штатов Джамму и Кашмир расположены на южном склоне хребта Занскар в Кашмирских Гималаях, в районе высокогорных деревень Сумджем и др. на высоте около 4.5 тыс. м над уровнем моря (Рис. 28). Они были открыты местными крестьянами в оползневых отложениях в 1881 г. и с тех пор являются поставщиком фиалково-синих королевских сапфиров, во всем мире известных как «Kashmir blue». Первые описания залежей месторождения Самджем были сделаны в конце XIX в.

Добыча камня ведется на глубине до 10 м без использования каких-либо средств механизации на площади чуть более 1 км² и только в течение четырех бесснежных месяцев в году.



Рис. 28. Локализация месторождений сапфира района Самджем (Кашмир, Индия) и рубина в долине р. Хунза (Пакистан) и районе Харан (Афганистан) (по Atkinson, Kothavala, 1983)

Геологическое строение месторождения. Месторождение Самджем находится в районе Паддар в индийском Кашмире в горной цепи Занскар, сложенной метаморфитами кембрийско-силурийского возраста.

В строении месторождения принимают участие гнезда и линзы, сложенные оливином, тальком и магнезиальной шпинелью (измененные тела гипербазитов), которые локализованы в метаморфических породах, представленных горизонтами мраморов, гранатовыми, графит-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами. Мощность линз и гнезд достигает 100 метров, а протяженность до нескольких сотен метров (Рис. 29). Они окружены ореолом интенсивно зеленого цвета, сложенным тремолитом и хромистым антофиллитом.

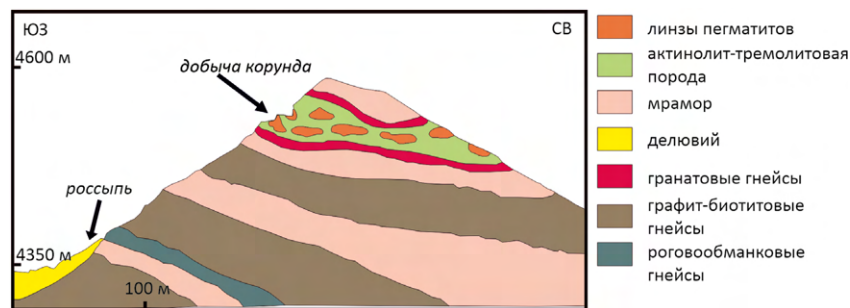


Рис. 29. Схема геологического строения месторождения Самджем, Кашмир, Индия (по Atkinson, Kothavala, 1983)

В пределах линз вблизи их контакта с гранатовыми гнейсами находятся пегматитовые тела неправильной формы, сложенные полевым шпатом, слюдой, турмалином и корундом. Около пегматитов развита оторочка, состоящая из талька, иногда форстерита, биотита, карбонатов и турмалина.

Характеристика корунда. Кашмирские сапфиры имеют пирамидальную форму, усеченную пинакоидом, самый крупный кристалл достигал в длину 12.5 см при ширине 7.5 см. Цвет в основном синий, реже встречаются фиолетовые, розовые, зеленые и желтые кристаллы. Характерна неравномерная зональная окраска с чередованием тонких окрашенных и бесцветных зон и бархатистый блеск, обусловленный мельчайшими флюидными включениями. Замутненные части кристаллов содержат скопления пылевидного рутила.

Среди минеральных включений установлены рутил, зеленый и красно-бурый турмалин (возможно дравит-увитового ряда), паргасит, циркон, иногда присутствуют корродированные зерна плагиоклаза, уранинит, ортит и диопсид.

Во флюидных включениях представлена практически чистая углекислота. По данным изучения этих включений, кристаллы сапфира формировались в три стадии на фоне снижения температуры и давления. Включения в центральных частях были захвачены при температуре 680-700°C и давлении 3.2-5.6 кбар. Промежуточные зоны формировались при 590-600°C и 3.9-4.8 кбар, а краевые зоны при 500°C и 2.9-3.1 кбар (Peretti et al., 1990).

Генезис месторождения. Данных о возрасте корундовой минерализации в литературе нами не встречено. Однако, учитывая кайнозойские датировки залежей рубина среди мраморов в соседних районах, например, Хунза (5-10 млн лет), Нангимали (16.1±0.5 млн лет) (Garnier et al., 2006), можно предположить, что формирование сапфироносных плагиоклазитов месторождения сопряжено с метасоматической переработкой ранее существовавших пегматитов и/или внедрением пегматитов и их дальнейшей переработкой в связи с альпийскими тектоническими событиями.

Месторождения долин р. Умба (Umba) и Калалани (Kalalani), Танзания. Месторождение расположено на востоке Танзании в 67 км к северо-востоку от морского порта Танга у границы с Кенией (Рис. 30). Годом его открытия можно считать 1960 г., когда молодой танзаниец греческого происхождения Джордж Папаелиопулос (George Paraeliopoulos), впервые обнаружил корунд в долине р. Умба. Самый большой огранённый рубин из месторождения имел массу 69 карат. Известны огранённые сапфиры до 40 карат и кабошоны до 90 карат. Добыча камня ведется из россыпей.

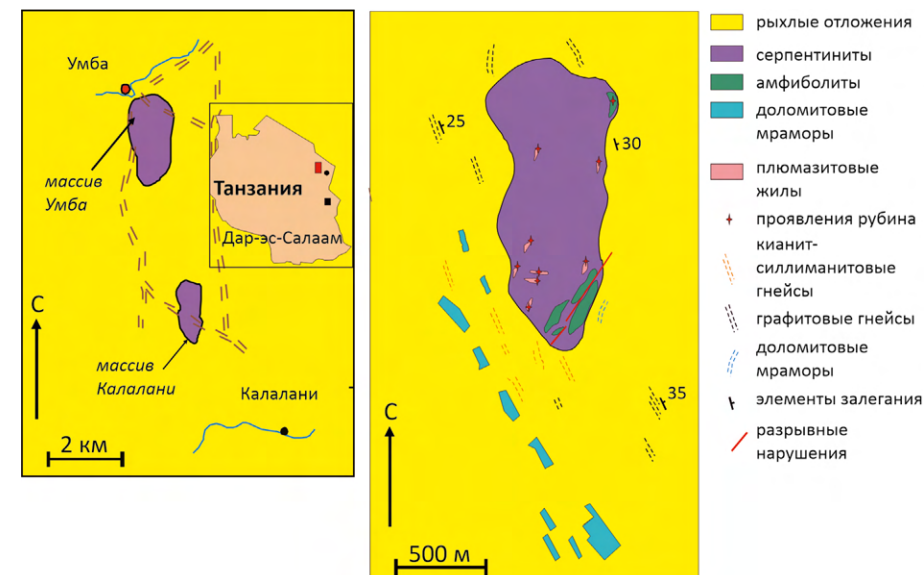


Рис. 30. Месторождения рубина провинций Калалани, Танзания (по Seifert, Hyrsl, 1999): а – расположение массивов Умба и Калалани, б – геологическое строение массива Калалани и локализация проявлений рубина

Геологическое строение месторождения. Коренные залежи корунда локализованы в двух серпентинитовых массивах, площадью около 2 км² (массив Умба) и ~1 км² (массив Калалани), которые окружены доломитовыми мраморами, кианит-силлиманитовыми и графитовыми гнейсами протерозойского возраста. Эти породы входят в состав Мозамбикского метаморфического пояса, протянувшегося более чем на 3.5 тыс. км от Мозамбика до Эфиопии и Сомали. В серпентинитах установлены ксенолиты мигматизированных гранатовых, роговообманково-гранатовых, шпинель-диопсидовых гнейсов, амфиболитов и кварцитов.

Корундовая минерализация приурочена к осевой и эндо-контактной частям массивов. В плане массив Умба имеет овальную форму, его длина 2 км, ширина 0.5 – 1 км. Центральную часть составляют серпентиниты, а краевую – пироксениты, энстатиты, габбро и анортозиты.

Корундоносные залежи представляют собой вертикально залегающие жильные плюмазитовые тела длиной 5-10 м и мощностью 2-3 м, сложенные андезин-олигоклазом, вермикулитом и корундом. Структура жил крупнозернистая.

Выделяется три типа жил: 1) плюмазитовые корунд-плагиоклазовые с актинолит-хлорит-вермикулитовой ассоциацией, 2) сине-зеленые вермикулитовые с реликтовым плагиоклазом и крупными до 15 см в диаметре кристаллами корунда, 3) желтые вермикулитовые без корунда, которые располагаются параллельно жилам первого типа или находятся на их продолжении. Основным источником корунда являются жилы второго типа (Рис. 31).

Характеристика корунда. Кристаллы корунда полупрозрачные различного цвета. Их форма, как правило, таблитчатая с хорошо развитыми гранями пинакоида и гексагональной призмы, но без граней дипирамиды.

Кристаллы характеризуются зональной окраской типа «тюбика» параллельно оси с: бесцветная или желтая центральная часть в синем сапфире и темная в рубине. Кроме того, на месторождении обнаружены корунды с эффектом изменения окраски: при естественном дневном освещении они зелено-серые, при искусственном – фиолетово-красные. Причиной этого эффекта является примесь хрома и ванадия.

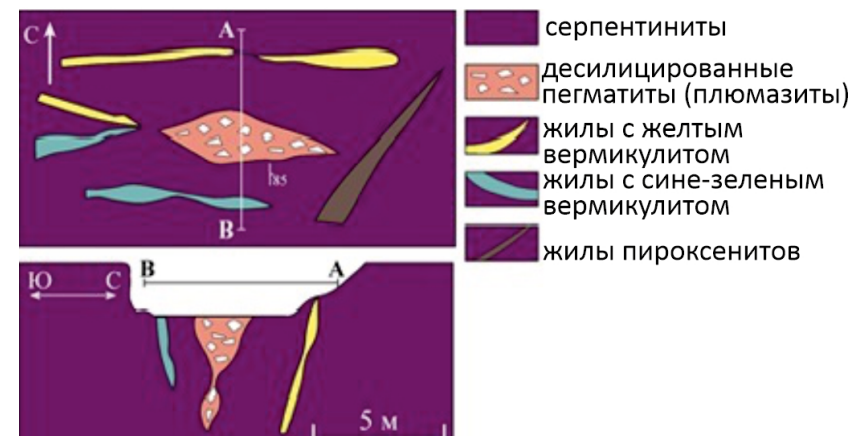


Рис. 31. Схема геологического строения (план и разрез) проявления рубина в массиве Умба (по Seifert, Hyrsl, 1999)

Результаты электронно-зондовых анализов сапфиров показывают относительно широкие вариации содержаний элементов-примесей: Fe (0.77 – 1.25 мас.% FeO), Cr (0.00 – 0.08 мас.% Cr₂O₃), Mn (0.00 – 0.07 мас.% MnO), Ga (0.00 – 0.08 мас.% Ga₂O₃), V (0.00 – 0.05 мас.% V₂O₃). По данным рентгенофлуоресцентного анализа рубины характеризуются относительно высоким, по сравнению с другими месторождениями, содержанием Fe, варьирующим от 1.21 до 1.67 мас.% FeO. Эта особенность, вероятно, может служить признаком, указывающим на географический источник камня. Концентрация Cr составляет 0.246-0.571 мас.% Cr₂O₃, V 0.002-0.006 мас.% V₂O₃, Mn (0.003-0.007 мас.% MnO), Ga (0.008-0.023 мас.% Ga₂O₃) (Muhlmeister et al., 1998).

В кристаллах корунда установлено три типа включений: твёрдые, газовые и двухфазовые (газ + твёрдое).

Твердые включения в корундах весьма разнообразны. Они представлены рутилом, бёмитом, титаномагнетитом, пиропом, алмандином, плагиоклазом, диаспором, нефелином, минералами группы дистена, цоизитом, ангидритом, цирконом, апатитом, пиротином, монацитом, плагиоклазом, флогопитом и кальцитом.

Нужно отметить, что включения ангидрита типоморфны для рубинов, связанных с мраморами, и не были описаны для сапфиров

ни одного месторождения. Поэтому можно считать, что находки в сапфирах включений ангидрита указывают на их источник – россыпи долины р. Умба.

Генезис месторождения. По мнению исследователей месторождения (Solesbury, 1967; Seifert, Hyrsl, 1999), рубино- и сапфировносные плюмазиты являются результатом метасоматического преобразования анортозитовых пегматитов, десилицированных при внедрении в серпентиниты.

Месторождение Макара-Рузь, Полярный Урал, Россия.

Месторождение коллекционного рубина Макара-Рузь находится в 130 км к юго-востоку от г. Воркуты в пределах гипербазитового массива Рай-Из. Оно практически не содержит ювелирного сырья, но известно коллекционными образцами плагиоклазита с крупными густо-красными кристаллами рубина. Впервые рубин в этом районе был обнаружен в 1962 г. геологом ПГО «Полярноуралгеология» Х.Г. Шляховой. В период с 1969 по 1975 гг. объединение «Кварцсамоцветы» проводило на месторождении разведочно-добычные работы, в течение которых карьером было отработано рубиносодержащее тело актинолит-флогопит-плагиоклазовых метасоматитов и извлечено около 10 т рубиносодержащей породы.

Геологическое строение месторождения. Месторождение приурочено к дунит-гарцбургитовому массиву Рай-Из, в южной части окаймленному телами амфиболовых габбро, биотитовых плагиогранитов и кварцевых диоритов, а с севера граничащему с зоной меланжа. Тела рубиноносных плагиоклазитов выявлены в южном окончании массива среди мелко- и среднезернистых дунитов с линзами перекристаллизованных гигантозернистых дунитов и хромититов. Они локализованы в местах пересечения крутых разрывных нарушений, имеют изометричную, иногда несколько вытянутую форму.

Месторождение представлено линзообразным зональным телом площадью 600 м². **Плагиоклазитовое ядро** (центральная часть) мощностью около 10 м сложено почти мономинеральным средне-крупно-зернистым андезином, который по краям ядра замещен олигоклазом и альбитом, ассоциирующими с флогопитом. Плагиоклазитовое ядро окружено *слюдистой зоной* мощностью

0.3-1.5 м, состоящей из крупночешуйчатого флогопита с рубином и реликтового плагиоклаза. На границе ядра и оторочки находятся два гнезда рубиносодержащей породы размером 3×5 и 1×1.2 м. Рубин концентрируется в центральных частях этих гнезд. Содержание рубина в породе варьирует от 10 до 60 % (в гнездах). Затем следует *амфиболовая* – актинолит-паргаситовая оталькованная зона с реликтами крупно-гигантозернистого габбро-пегматита, состоящего из роговой обманки и лабрадор-битовнита. Мощность этой зоны составляет 7-10 м. Вдоль контакта с дунитами она сопровождается *оторочкой из тальк-хлоритовой породы*, обогащенной хромитом. Вмещающие дуниты в зальбандах плагиоклазитовых тел серпентинизированы, оталькованы и карбонатизированы (Рис. 32).

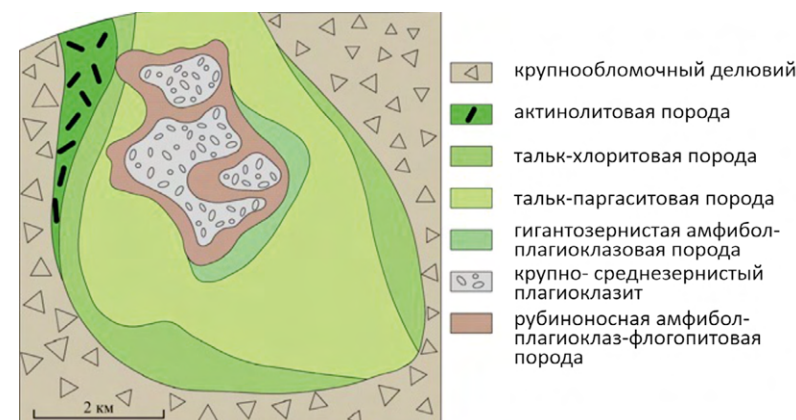


Рис. 32. Схема геологического строения рубиноносного плагиоклазитового тела месторождения Макара-Рузь, Полярный Урал, Россия (по Стогний, 1975)

Возраст минерализации, оцененный К-Аг методом по флогопиту, составляет 320±20 млн лет.

Характеристика корунда. Цвет рубина густой темно-малиново-красный. Кристаллы имеют таблитчатый или бочонковидный облик, достигая 10-15 см в поперечнике. Относительно часто встречаются кристаллы с эффектом астеризма. Очень характерна отдель-

ность по пинакoidу, разделяющая крупные кристаллы на пластины толщиной 1-5 мм. Трещиноватость, параллельная отдельности, является основным дефектом кристаллов.

Содержание Cr в рубинах месторождения составляет около 4 мас.% Cr_2O_3 , содержание Fe около 0.5 мас.% $\text{FeO}^{\text{общ}}$, концентрация других примесей (Mg, Ti, V, Mn) по данным электронно-зондовых анализов не превышает 0.01 мас.%.

Высокие содержания хрома обуславливают красное свечение рубина при облучении УФ-светом.

Твердые включения представлены хромшпинелидами, флогопитом, фукситом и олигоклазом. Температуры гомогенизации флюидных включений в рубинах составляют 400-440°C.

Генезис месторождения. По представлениям Е.Я. Киевленко (2001), рубиноносные плагиоклазиты – это апогаббровые метасоматиты, образовавшиеся в несколько стадий. Исходным субстратом, по-видимому, являлись крупно-гигантозернистые габбро-пегматиты, реликты которых сохранились в телах плагиоклазитов. Процесс метасоматоза осуществлялся под воздействием щелочных кремнийсодержащих растворов, при этом важнейшую роль играла деанортизация субстрата с замещением основных плагиоклазов олигоклаз-альбитом и затем флогопитом, с высвобождением глинозема, кристаллизовавшегося на месте в виде рубина. Выделяющийся кальций связывался в новообразованном актинолите и паргасите. Оливин вмещающих пород замещался хлоритом, тальком и серпентином. По данным работы (Фишман, 2006) возраст корнудовой минерализации, оцененный K-Ar методом по флогопиту, составляет 320 ± 20 млн лет, что значительно позже внедрения массива Рай-Из.

Месторождения в мраморах составляют крупную и наиболее промышленно значимую группу месторождений благородного корунда. К этому типу относятся известные месторождения Центральной и Юго-Восточной Азии, такие как *Лук Йен* (Вьетнам), *Могок* (Мьянма), Ганеш Гималь (Непал), долины р. Хунза (Пакистан), Балас, Джигдаллек (Афганистан), *Кукуртское* (Таджикистан) (Рис. 33). В равной мере к ним можно отнести и месторождения в Северной Америке, в Европе и Африке: в округе Сассекс (Нью-Джерси,

США), Меркус и Ариньяк (Аржентина), Ксанти (Греция), Прилеп (Македония), Камполунго, (Швейцария), Кучинское, Липовское, Алабашское (Урал, Россия), Морогоро (Танзания). Во многих случаях эти коренные месторождения являются источниками богатых аллювиальных россыпей и россыпей в карстовых пустотах.

Для всех месторождений характерна локализация в кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморах древних протерозойских и палеозойских карбонатно-гнейсовых толщ, испытавших тектоно-магматическую активизацию. Мраморы могут быть представлены слоями метровой мощности, переслаивающимися с гнейсами и сланцами как в долине р. Хунза или в *Могокском* районе (Рис. 34). На месторождении *Лук Йен* мраморы образуют мощные пачки, которые локально прорываются пегматитами с мусковитом и турмалином. На Памире в Таджикистане (*Кукуртский самоцветный узел*) минерализация с рубином и розовыми сапфирами развита в форме линз на контакте между силикатными породами и мраморами, имеющем, в основном, тектонический характер.

Корунды ассоциируют с кальцитом, доломитом, графитом, флогопитом, гумитами, магнезиевыми турмалинами, шпинелью,



Рис. 33. Рубин, Афганистан.
Фото: Gemlovers



Рис. 34. Рубин в мраморе, Пакистан.
Фото: Gemlovers

скаполитом, маргаритом, цоизитом, эпидотом, анортитом, пиритом, пирротинном, ильменитом и рутилом.

Основная масса корунда из этих месторождений имеет форму гексагональных бипирамид или призм, кристаллы могут быть также таблитчатыми и псевдокубическими (Рис. 35). Окраска рубинов и сапфиров изменчива: красная до красно-фиолетовой для рубинов Танзании и Непала, красная, розовая, коричневая, желтая, синяя, фиолетовая, встречаются также бесцветные разновидности. Для некоторых кристаллов характерно зональное распределение окраски. Так, например, на месторождении Монг Су (Мьянма) рубины образуют ядерные части темно-синих сапфиров, также вокруг красных рубинов может быть фиолетовая оторочка.



Рис. 35. Кристаллы рубина, Пакистан.
Фото: Gemlovers

В качестве твердых включений в кристаллах установлены кальцит, апатит, пирротин, флогопит, скопления мельчайших частичек и «рои» рутила. Такие включения могут служить диагностическим критерием для корундов из месторождений этого типа.

Источник хрома, являющегося причиной красной окраски рубина, – это тонкие черные прослои метаморфизованных обогащенных органическим материалом пород среди мраморов. На активное участие метаморфизованного органического вещества в формировании корундов указывает их практически постоянная ассоциация с графитом.

Кукуртское (Туракулуминское) месторождение, Таджикистан. Кукуртское месторождение рубина было выявлено в 80-х гг. прошлого века в ходе геолого-разведочных работ. Месторождение находится на Восточном Памире в Мургабском районе Горного Бадахшана в 25 км южнее пос. Рангуль. Вблизи месторождения известны гранитные пегматиты с топазом и ювелирным турмалином, а также крупные скопления гидротермального ювелирного скапо-

лита, благодаря чему вся площадь получила название Кукуртского самоцветного узла.

Геологическое строение месторождения. Самоцветная площадь локализована в восточном окончании Музкол-Рангульского блока-антиклинория и располагается в пределах антиклинальной складки (Рис. 36). В ядерной части складки обнажены гранито-гнейсы Зорбулюкского комплекса (PR), окруженные породами Музкольского метаморфического комплекса (PR₃), в состав которого входят кристаллические сланцы, кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты и кварцитовидные песчаники. С востока к складке прижимается массив лейкократовых гранитов Шатпутского интрузивного комплекса мел-палеогенового возраста (Рис. 37).

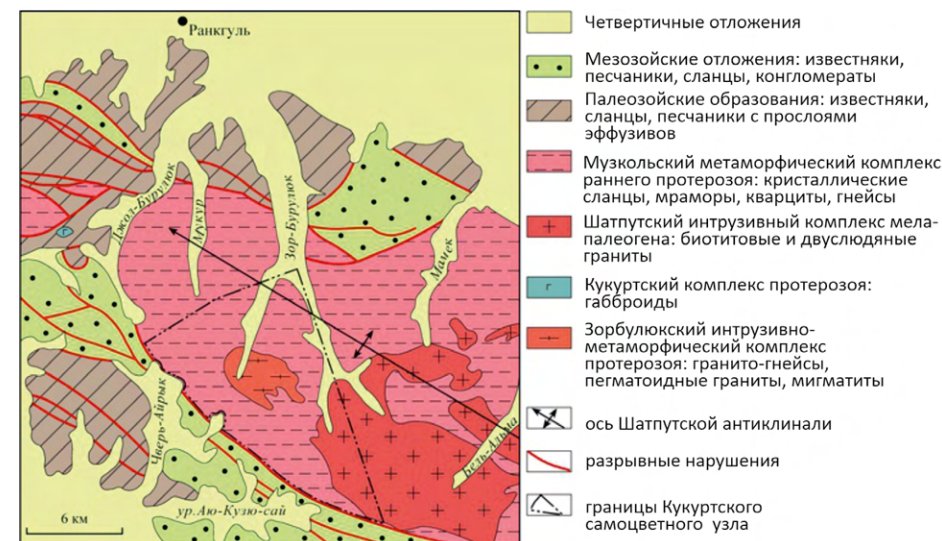


Рис. 36. Геологическое строение восточной части Музкол-Рангульского антиклинория, Восточный Памир, Таджикистан (по Меленик, 1972)

Корундовая минерализация связана с мраморами и наблюдается в той части разреза, где мраморы содержат прослои кианит-гранат-биотит-полевошпат-мусковитовых и мусковит-гранатовых сланцев. Рубиноносная пачка мраморов, переслаивающихся с кристаллическими сланцами, имеет мощность 600-800 м и протягивается на 10 км.

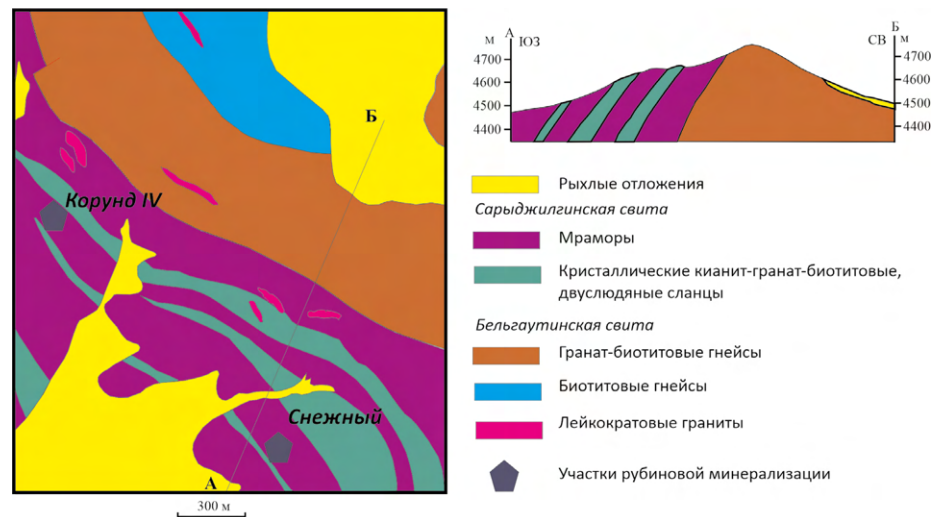


Рис. 37. Геологическое строение северо-западной части Туракуломинского месторождения, Кукуртский самоцветный узел, Восточный Памир, Таджикистан (по Скригитил, Лопарева, 1987)

Корунд образует рассеянную вкрапленность в мраморах и концентрируется в тонких линзообразных телах, согласных с напластованием мраморов, встречаясь совместно с флогопитом, рутилом, скаполитом, фукситом и светлой каолиновой глиной. Изредка вкрапленники корунда наблюдались в силлиманит-биотитовых гнейсах Зорбулюкского комплекса.

На главном участке месторождения – Снежном, корундоносный пласт серого крупнозернистого кальцитового мрамора мощностью около 20 м залегает между кyanит-гранат-биотитовыми сланцами и слоем желтого мрамора, и содержит две минерализованные зоны, прослеженные по простиранию на 150 и 200 м (Рис. 38).

Зоны представлены уплощенными линзовидными минеральными телами длиной от 2-3 до 10-15 м при максимальной мощности до 1 м, следующими с перерывами друг за другом. Между телами зона прослеживается по вкраплениям чешуек флогопита и тонким минерализованным трещинам вдоль напластования. Трещины выполнены мелкими кристаллами красного корунда, фуксита, флогопита, скаполита, рутила, диопсида, турмалина, графита и глиной.

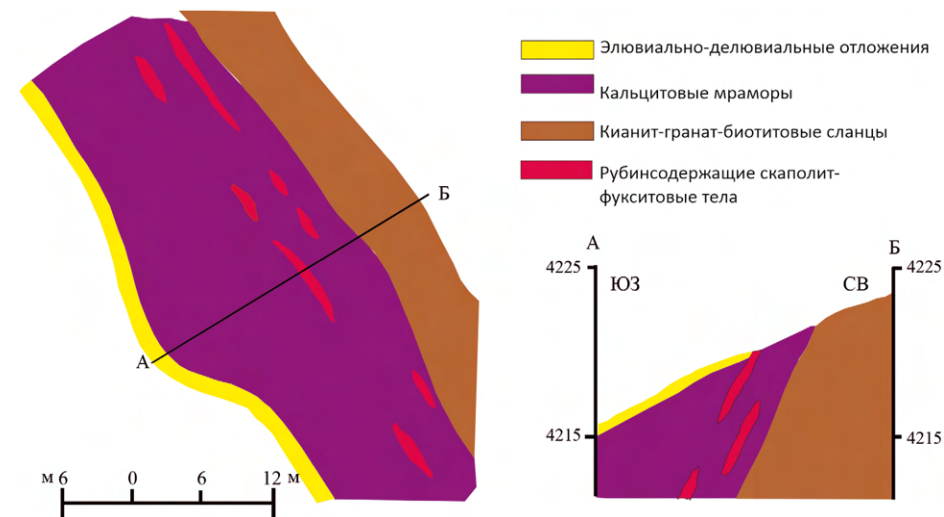


Рис. 38. Геологическое строение рубиноносного участка Снежный, Кукуртское (Туракуломинское) месторождение, Восточный Памир, Таджикистан (по Скригитил, Лопарева, 1987)

Линзовидные тела, особенно мощностью несколько десятков сантиметров, при том же минеральном составе имеют хорошо выраженное зональное строение.

Приконтактный мрамор осветлен, перекристаллизован с укрупнением зерен кальцита до 5-10 мм и появлением обособлений графита. Краевая зона линз сложена шестоватым агрегатом скаполита с крупными призматическими кристаллами рутила, графитом и кальцитом, ее граница с вмещающими мраморами четкая и ровная. Скаполитовая зона постепенно переходит в корундово-слюдистую, существенно фукситовую, мощностью до 50 см, с реликтами полевого шпата и биотитом. Иногда в этой зоне наблюдаются тонкие прослойки (1-5 см) глины или перекристаллизованного мрамора с каемкой скаполита. Во всех зонах развит вкрапленный пирит.

Характеристика корунда. Красный корунд широко распространен в фукситовой зоне, занимая до 30% ее объема. Характерны призматические, нередко уплощенные кристаллы размером до 3x10 см (Рис. 39), уникально крупный образец достигал размера 9x17 см при массе 1465 г. Наиболее крупные кристаллы развиваются вблизи границы со скаполитовой зоной и, пересекая ее, иногда

заканчиваются во вмещающих мраморах. Скопления корунда в основном локализованы в местах максимальной мощности линзовидных тел.

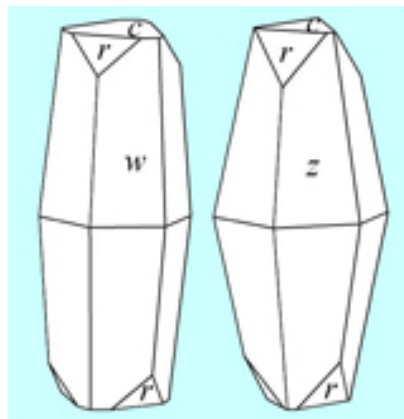


Рис. 39. Форма кристаллов корунда Туракуломинского месторождения, Восточный Памир, Таджикистан (по Smith, 1998)

Сравнительно небольшие кристаллы корунда длиной не более 5 см развиты и в осветленных приконтактных мраморах, где ассоциируют с фукситом, графитом и зеленым турмалином увит-дравитового ряда. Такая минерализация изредка развита на расстоянии до 1.5 м от линзовидных тел по трещинам, секущим мраморы.

Крупные кристаллы корунда большей частью непрозрачны, просвечивая лишь на 10-15 мм от края, мелкие полупрозрачны и прозрачны целиком. Цвет рубина варьирует от розового до красного разных оттенков,

включая ярко-красный, в том числе типа «голубиная кровь» (Рис. 40). В крупных кристаллах иногда проявлена цветовая зональность, выражающаяся в присутствии синих пятен размером до 5 мм или центральной фиолетово-синей зоны. Главным дефектом сырья являются многочисленные трещины отдельности и включения дияспора. Размер зерен, пригодных для ювелирной обработки варьирует от 1 до 3-5 мм.



Рис. 40. Образцы рубина, Таджикистан. Фото: Gemlovers

Содержание Cr в рубине составляет 0.04-0.50 мас.% Cr_2O_3 . В рубине кроме хрома присутствуют примеси Fe (0.1 мас.%), V, Ga, Mn, Ti (0.01 мас.%).

Рубины характеризуются наличием полисинтетических двойников, вростками рутила и флюидными включениями.

Генезис месторождения. Рубиноносные тела образовались в результате десиляции алюмосиликатных пород – прослоев высокоглиноземистых кристаллических сланцев в мраморах под воздействием наложенных гидротермальных растворов. Минералообразование осуществлялось в две стадии.

На первой стадии происходила десиляция сланцев с кристаллизацией, главным образом, скаполита и непрозрачного корунда первой генерации. Одновременно шла перекристаллизация боковых мраморов с образованием корундоносного кальцита и укрупнением графита. В зависимости от степени магнезиальности мраморов в них появлялись диопсид и флогопит.

Во вторую стадию, вероятно после длительного перерыва, кристаллизовались фуксит, рутил и прозрачный корунд второй генерации. При этом происходила перекристаллизация и регенерация корунда-I с естественным облагораживанием. Процесс минералообразования завершался осаждением пирита и аргиллизацией. Температура кристаллизации рубина оценивается в 450-500°C.

Месторождения Могокского пояса (Mogok Stone Track), Мьянма. Первые упоминания в письменных источниках о рубинах из Мьянмы (бывш. Бирма) относятся ко II веку до н.э. В Европе они стали известны еще в 1250 г. Рубины добываются в Могокском районе (новое название – Могоу), расположенном в 130 км севернее г. Мандалая. В литературе эту площадь нередко называют Могокским Каменным поясом (Mogok Stone Track). В нем известны разнообразные самоцветы, связанные со скарнами, кальцифирами, пегматитами, грейзенами, а также некоторыми магматическим и метаморфическим породами.

Бирманские рубины являются эталоном качества этого драгоценного камня (Рис. 41). Кроме рубина встречаются шпинель и хризолит самого высокого качества, меньшее значение имеют гранаты, топаз, турмалин, горный хрусталь, сапфир и еще более редкие скаполит, диопсид, корнерупин, апатит, кианит и другие минералы.



Рис. 41. Рубин, 1.22 карата, Мьянма. Фото: Gemlovers

Геологическое строение Могокского пояса определяется его расположением в краевой части Шанского срединного массива – самого крупного выхода докембрийских метаморфических пород в мезозойской складчатой области Индокитая (Рис. 42).

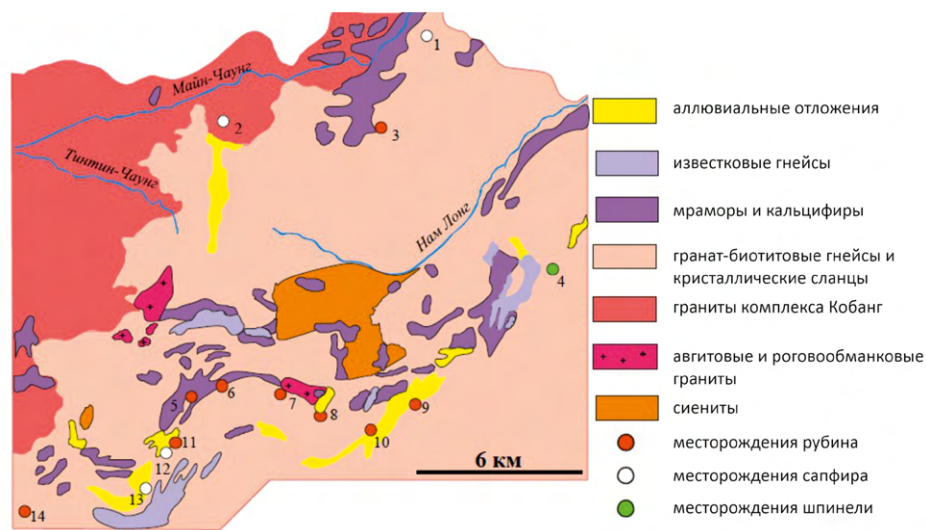


Рис. 42. Схема геологического строения рубиноносного Могокского Каменного пояса, Мьянма (по Ieyer, 1953). Цифрами обозначены месторождения:

1 – Каетнапа, 2 – Бернардмио, 3 – Летха-Таунг, 4 – Пинпиит, 5 – Пиаунгбиин, 6 – Колан, 7 – Тапанбин, 8 – Ийбу, 9 – Пеуксви, 10 – Могок, 11 – Луда, 12 – Кэтхэ, 13 – Кьятпиин, 14 – Гвебин

Большая часть площади района занята гранат-биотитовыми и гранат-силлиманитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями силлиманитовых кварцитов (кондалитов), имеющих по разным данным архейский или раннепротерозойский возраст. Эта метаморфическая толща получила название серии гнейсов Могок. Серия местами содержит мощные пачки кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов и кальцифиров, с которыми ассоциируют известковистые диопсидовые гнейсы.

В районе широко развиты биотитовые граниты и сиениты интрузивного комплекса Кабаинг позднекембрийского возраста с сопровождающими их дайками, жилами и силлами пегматитов, аплитов, щелочных нефелиновых и эгирин-скаполитовых пород.

Для всех мраморов Могокской площади характерно наличие графита. Продуктивная толща кальцитовых мраморов содержит дайки сиенитов и пегматитовые жилы. Рубиноносные мраморы включают прослои гнейсов и обычно превращены в крупнозернистые диопсид-энстатит-форстерит-шпинелевые кальцифировые. На контакте с гранитоидными породами развиваются скарны такого же состава, которые также содержат флогопит, хондродит, скаполит и гранаты.

По данным Ar/Ar датирования флогопита из рубиноносных мраморов возраст корундообразования составляет 17.1-18.7 млн лет, что соответствует раннему миоцену (Garnier et al., 2006).

Характеристика корунда.

Рубин образует вкрапленники и гнездообразные скопления в мраморах вдоль контакта с алюмосиликатными породами и в зонах повышенной трещиноватости мраморов.

Рубины с частично сохранившимися гранями имеют характерный гексагонально-призматический **габитус**, **усеченный пинакоидами**. Большинство камней, извлеченных из сопряженных россыпей, более или менее округлые (Рис. 43).



Рис. 43. Кристалл рубина, Мьянма. Фото: Gemlovers

Цвет камня варьирует от розового до насыщенного малиново-красного и ярко-красного – так называемого «красной голубиной крови» («pigeon's red blood»).

Средние содержания примесных компонентов в рубинах (г/т): Cr ~2100, Ti ~150, V ~200, Fe ~130, Ga ~80.

Включения в рубинах представлены кальцитом, доломитом, апатитом, титанитом, шпинелью, хлоритом, диаспором, рутилом, мусковитом, полевым шпатом, пиритом, пирротинном (Рис. 44). Флюидные включения в рубинах Могока практически не изучены.

Генезис месторождений. Учитывая возраст рубиновой минерализации (17.1-18.7 млн лет), можно предположить, что она

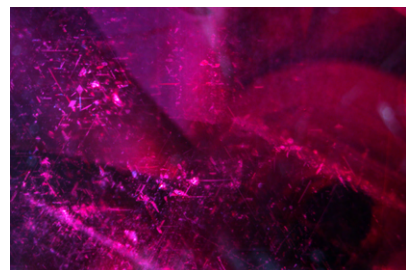


Рис. 44. Включения рутила в рубине, Могок, Мьянма. Поле зрения 1.5 мм. Фото: Синев Д.С.

сформировалась в течение метаморфического эпизода, связанного с тектоническими движениями растяжения, имевшими место в центральной части Мьянмы в олигоцене – среднем миоцене. Изотопный состав кислорода рубинов Могока варьирует от 18.9‰ до 22.0‰, что также указывает на метаморфический генезис. Эти данные опровергают существовавшее ранее мнение,

что кристаллизация корунда происходила в результате скарнирования мраморов под воздействием гранитоидов массива Кобаинг (€₃). Тем не менее, совмещение участков скарнирования с зонами развития рубиновой минерализации, дает основание ряду авторов относить данные месторождения к скарновому типу.

Месторождения района Лук-Йен (Lục Yên), Вьетнам. Месторождения рубина и шпинели района Лук-Йен разрабатываются с 1987 г. Район включает 6 отрабатываемых рудников. Они находятся или в коренных залежах среди кембрийских метаосадочных пород или в россыпях, приуроченных к карстовым депрессиям и речным террасам.

Геологическое строение района. Месторождение локализовано в породах метаморфического пояса Дэй Ну Кон Во. Основными породами, формирующими пояс, являются силлиманит-биотит-грантовыми гнейсы и слюдяные сланцы. Гнейсы содержат лейкократовые дайки магматических пород. Местами гранатовые слюдяные сланцы переслаиваются с мраморами и амфиболитами (Рис. 45).

Исходными породами для мраморов и амфиболитов служили прослои известняков и аргиллитов, которые были будинированы и метаморфизованы при формировании зоны смятия. С прослоями мраморов и амфиболитов пространственно ассоциируют микрограниты и пегматиты. Однако прямой связи между магматическими образованиями и рубиновой минерализацией не установлено.

Возраст рубиновой минерализации, оцененный Ar/Ar методом по флогопиту, составляет 36-40 млн лет.

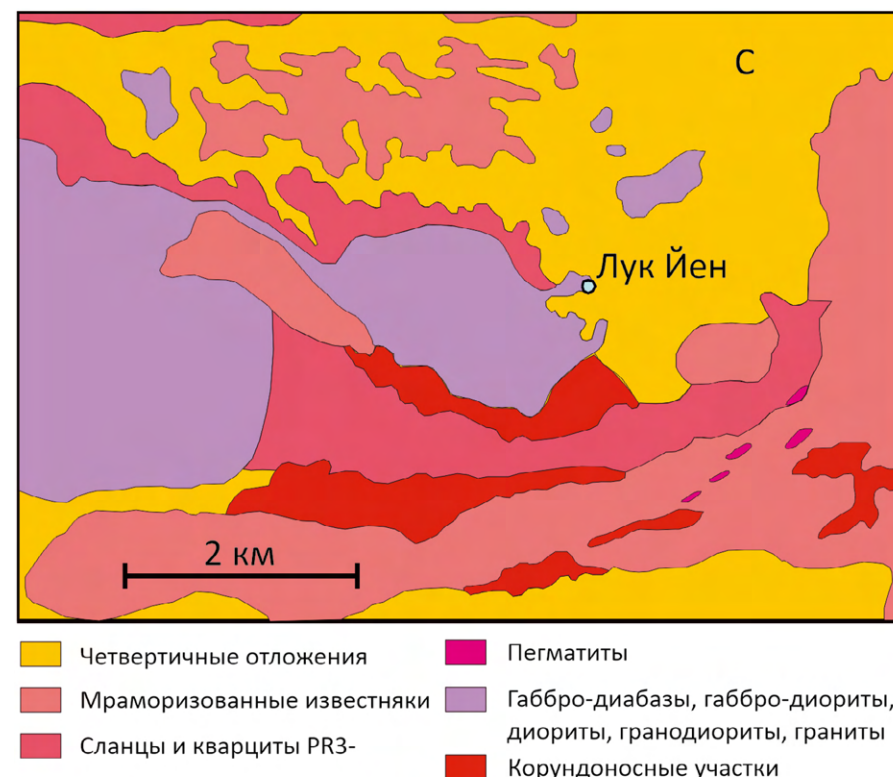


Рис. 45. Геологическое строение района Лук Йен, Вьетнам (по Long et al., 2004)

Кроме кальцита и доломита мраморы могут содержать графит, флогопит, рубин, розовый сапфир, шпинель, форстерит, пирит, изредка пирротин, рутил, дравит и маргарит.

Выявлено четыре морфологических типа рубиновой минерализации: 1) вкрапленный с флогопитом, дравитом, пиритом и графитом, 2) прожилковый с кальцитом, флогопитом, пиритом, маргаритом и дравитом, 3) в трещинах с графитом, пиритом и маргаритом, 4) гнездовой с кальцитом, дравитом, пиритом, маргаритом, графитом и флогопитом.

Характеристика корунда и шпинели. Кристаллы корунда как правило имеют правильную призматическую форму. Цвет рубинов и розовых сапфиров варьирует от лилово-красного до лилово-розового.

Средние содержания примесных компонентов в рубинах (г/т): Cr ~1260, Ti ~220, V ~39, Fe ~300, Ga ~50.

Твердые включения в рубинах представлены флогопитом, апатитом, кальцитом, рутилом, цирконом, маргаритом, диаспором, графитом, мусковитом, нефелином, анатазом, монацитом, титанитом, ангидритом. Также было отмечено протогенетическое включение алмаза.

Флюидные включения делятся на три типа. Первичные включения, обогащенные CO_2 , H_2S и COS , и представленные изолированными и ориентированными кластерами по всему объему кристалла, часто содержат твердые фазы, в том числе плагиоклаз, кальцит, рутил, флогопит, дочерние диаспор и самородную серу. Псевдотрихитные включения, которые также обогащены CO_2 , H_2S и COS , приурочены к внутрикристаллическим трещинам и содержат кальцит, рутил, дочерние диаспор и самородную серу. Вторичные включения залечивают трещины, выходящие на поверхность кристалла. В их составе доминирует CO_2 , но также в разных количествах установлены COS и H_2S . Дочерняя фаза представлена диаспором.

Помимо корунда, месторождение известно также как источник благородной шпинели, которая извлекается как попутный компонент при отработке залежей рубина и сапфира. Шпинель образует октаэдрические кристаллы и сростки красного и красно-фиолетового цвета в кальцитовом мраморе.

Генезис месторождений. Кристаллы рубина формировались при температуре 620-670°C. Датирование минералов, парагенных с рубином, таких как циркон и слюда, показывает, что возраст месторождений рубинов в мраморах в Юго-Восточной и Центральной Азии в целом варьирует от 40 до 5 млн лет, что коррелирует со временем коллизии Индийской и Евразийской плит, обусловившей подъем Гималаев.

Анализ включений, захваченных корундом при кристаллизации, показывает, что минералообразующие флюиды были обогащены солями и углекислотой. Источником солей служили высокотемпературные рассолы, содержащиеся в эвапоритовых слоях,

которые обнаружены в неминерализованных мраморах и которые были обогащены глиной и органическим веществом. Под влиянием тектонического давления, связанного с коллизией континентальных плит, эти флюиды пришли в движение. Взаимодействие с мраморами вызывало химическую реакцию, в результате которой высвобождался Al и элементы хромофоры, такие как Cr и V. Эти элементы в мраморах изначально существуют только в примесных количествах, но достаточных, чтобы сформировать рубины. Растворение солей из эвапоритовых слоев в мраморах приводило к возникновению пустот, в которых могли кристаллизоваться очень чистые рубины с хорошо развитыми гранями.

Изотопный состав кислорода [$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)] рубинов из мраморов Могока и Вьетнама варьирует от 18.9‰ до 22.4‰, что также указывает на метаморфический генезис.

Месторождения долины Хунза (Hunza Valley), Пакистан.

Месторождения находятся в пакистанской части Кашмира. В 1974 г. строительство Каракорумского шоссе из Китая в Индию и Пакистан открыло доступ в высокогорный район Хунза. В результате этого в течение очень короткого времени началась отработка в этом районе месторождений рубина. Первые рубиноносные залежи были обнаружены вблизи деревень Каримбад и Альтиабад.

Геологическое строение месторождения. Месторождения приурочены к метаморфическим породам свиты балтит, относящейся к комплексу Каракорум и локализованной между главным Каракорумским надвигом и Каракорумским батолитом. Породы формации представлены горизонтами крупнозернистых мраморов мощностью от 1 до 5 м, в редких случаях до 10 м, переслаивающихся с плагиоклаз-биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами и слюдяными сланцами, которые прорываются жилами аплитов и пегматитов. Возраст метаморфитов по разным данным оценивается как докембрийский или пермо-каменноугольный. В эоцене (56-34 млн лет) произошло внедрение многочисленных тел аплитов и пегматитов (Рис. 46).

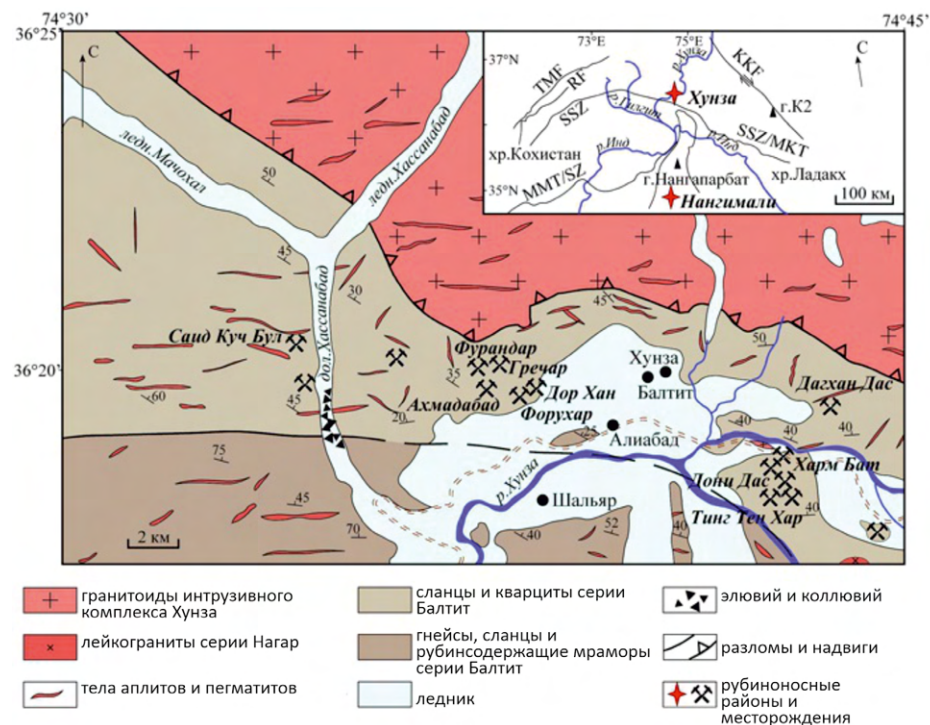


Рис. 46. Геологическая карта рубиноносного района долины р. Хунза (по Garnier et al., 2006). Обозначение тектонических элементов: KKF – Каракорумский разлом; SSZ – сутурная зона Шиок; MKT – Главный Каракорумский надвиг; TMF – разлом Турчик Мир; RF – разлом Решан; MMT – Главный надвиг Мантле; SZ – сдвиговая зона

В мраморах установлено три зоны с корундовой минерализацией. Мощность каждой зоны – около 200 м. В нижней зоне расположены месторождения Алиабад, Дорхан и Харм Бат, в средней – месторождение Хунди, и в верхней – Ахмадабад. Вкрапленность рубина, рубиноносные жилы и гнезда концентрируются вблизи контактов интрузивных тел. Ширина ореола минерализации варьирует от нескольких до 90 м, при этом по мере удаления от интрузивных тел происходит снижение интенсивности минерализации. Этот факт дал основание связать формирование рубиновой минерализации со становлением интрузивных палеогеновых образований (Киевленко, 2001). Однако данные изотопных исследований указывают

на то, что возраст формирования рубинов гораздо меньше и относится к миоцену, составляя 5.4-10.8 млн лет (Garnier et al., 2006).

Основным минералом мраморов, к которым приурочен корунд, является Mg кальцит (1.04-2.71 мас.% MgO). Также установлены фиолетовая, розовая, синяя шпинель, рутил, флогопит, мусковит, маргарит, шериданит, паргасит, анортит, скаполит, дравит, титанит, апатит, пирит, пирротин и другие.

Характеристика корунда.

Минерал образует ксенобластические и идиобластические кристаллы рубиново-красного цвета в мраморах с максимальным размером 15 мм (Рис. 47, 48). Самые эффективные кристаллы развиты в виде изолированных зерен в светлоокрашенном кальците, в то время как корунд из сростаний с флогопитом, маргаритом, хлоритом содержит больше включений и имеет худшие цветовые характеристики. По данным микрозондовых исследований максимальное содержание Fe в рубине составляет 0.35 мас.% FeO, а содержание Cr варьирует от 0.14 до 0.81 мас.% Cr₂O₃. Концентрации Mg и V варьируют от 0.02 до 0.13 мас.% MgO и от 0.02 до 0.06 мас.% V₂O₅, соответственно.

Включения в рубине представлены неправильными и ромбоэдрическими кристаллами кальцита, флогопитом, маргаритом, хлоритом, диаспором, реже шпинелью (подобно рубинам из Мьянмы), рутилом, пирротинном и пиритом (частично превращен в гетит). Включения рутила и пирротина обуславливают эффект астеризма руби-



Рис. 47. Кристаллы рубина, Пакистан. Фото: Gemlovers



Рис. 48. Кристаллы рубина, Пакистан. Фото: Gemlovers

нов. Флюидные включения представлены жидкой и газообразной углекислотой с примесью H_2S , COS и S_8 , что указывает на низкий окислительный потенциал среды минералообразования (Garnier et al., 2008).

Месторождения в скарнах формируются на контакте и других алюмосиликатных пород (сиенитовые и гранитные пегматиты, тела гранитоидов, метаморфиты) с мраморами. Коренные месторождения рассматриваемого типа известны в Афганистане, Индии, Непале, Пакистане и Таджикистане. За счет таких месторождений образована часть россыпей сапфира в Шри-Ланке, рубина в Танзании и на Урале в России. По мнению некоторых исследователей (Iyer, 1953), к этому типу месторождений следует относить и знаменитые месторождения рубина *Могокского Каменного пояса* в Мьянме. В последнем случае среди авторов нет согласия по поводу механизма формирования этих объектов.

Корундовая минерализация развита в телах эндоскарнов, образовавшихся в результате метасоматических реакций, протекавших в кристаллических сланцах, гранитах или пегматитах при взаимодействии с мраморами. Корунд также обычно рассеян в виде вкрапленности в окружающих форстерит-шпинель-флогопитовых кальцифирах (экзоскарнах). Минеральные ассоциации эндоскарнов включают также скаполит, диопсид, рутил, паргасит, турмалин (дравит-увитового ряда), пирит и др.

Происхождение корундоносных эндоскарнов и кальцифиров обычно связывается с воздействием постмагматических растворов или, по некоторым авторам, целиком или частично с процессами регионального метаморфизма. В последнем случае рассматриваются месторождения, образовавшиеся на контакте карбонатных и алюмосиликатных метапелитов при участии метаморфогенных флюидов.

Месторождение Бакамуна (Васатуна), Шри-Ланка. Месторождение расположено в центральной части острова приблизительно в 145 км к северо-востоку от г. Коломбо. Оно было открыто в середине 80-ых гг. прошлого века и является первым объектом на Шри-Ланке, локализованным среди мраморов (Рис. 49).

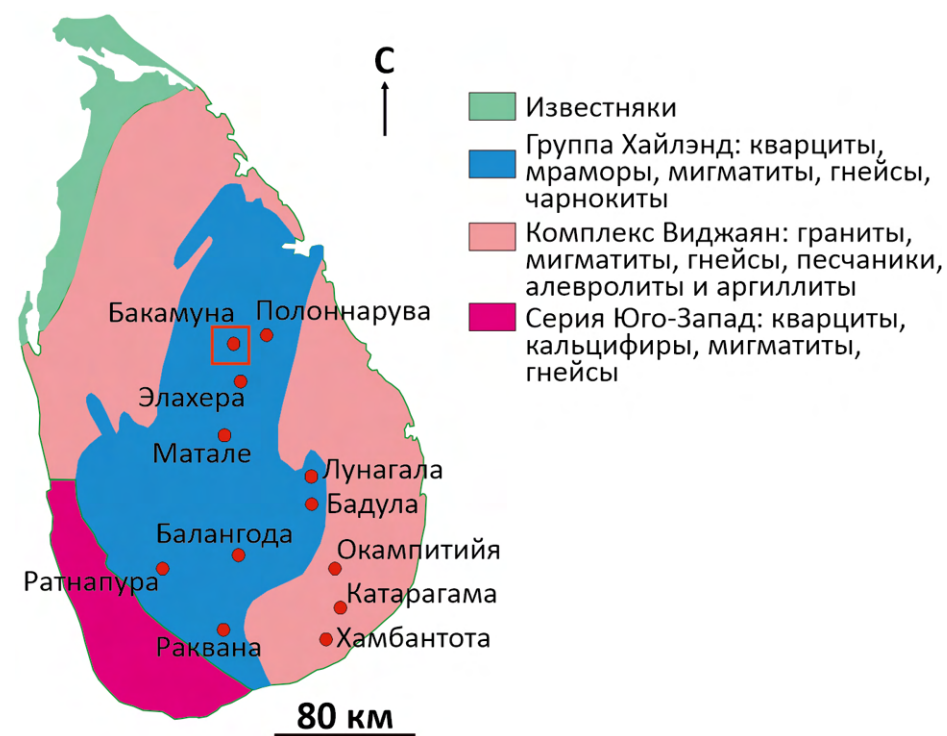


Рис. 49. Схема геологического строения Шри-Ланки и локализация основных районов распространения корунда (по Rupasinghe, Dissayake, 1985)

Геологическое строение месторождения. В районе месторождения развиты метаморфические породы группы Хайлэнд (Highland) архейского возраста, которые представлены кварцитами, мраморами, мигматитами, гнейсами и чарнокитами.

Скарновое тело длиной 35 м и мощностью 12 м локализовано в осевой части крупной антиклинальной складки в основании толщи кальцит-доломитовых мраморов, которая подстилается кварц-сиенитовыми мигматитами и перекрывается чарнокитами, кварцитами и биотит-гранатовыми гнейсами.

Скарны имеют зональное строение (Рис. 50). *Внутренняя зона* представлена грубозернистым пегматитом ортоклаз-кварцевого состава.

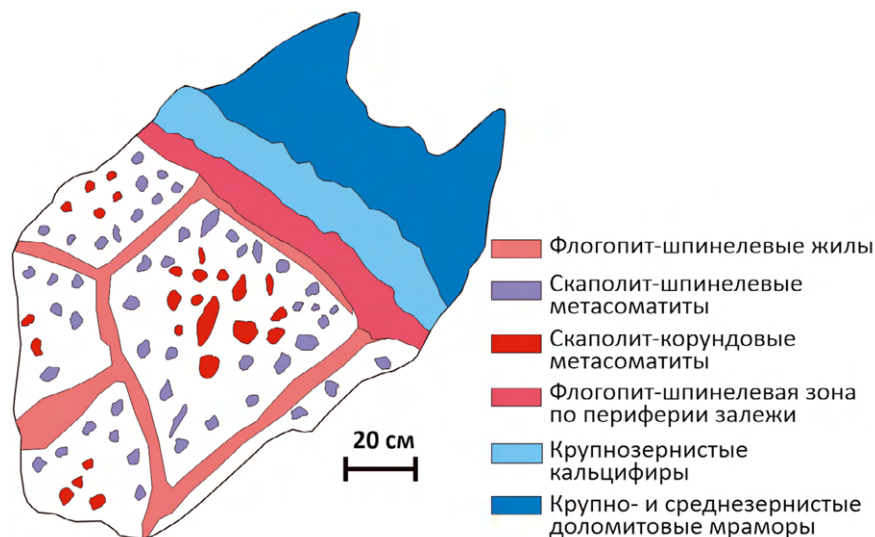


Рис. 50. Схема размещения минерализованных участков в эндоскарнах месторождения Бакамуна, Шри-Ланка (по Silva, Sirwardene, 1988)

Промежуточная зона представлена пурпурной массивной породой и бледно-зеленовато-коричневыми слюдитовыми жилами. Порода сложена полигональными зернами скаполита и шпинели, а корунд и флогопит развиты во второстепенных количествах. В зоне широко развита сеть ранних прожилков, разделяющих породы на блоки. Жилы сложены флогопитом и магнезитом с небольшим количеством округлых кристаллов шпинели.

Внешняя зона также разбита слюдитовыми жилами и прожилками на блоки. Породы и секущие их жилы имеют порфировидную структуру, обусловленную крупными скоплениями шпинели и кристаллами корунда.

Блоки, на которые разбита основная масса породы, также имеют зональное строение: на контакте с прожилками блок содержит белый тонкозернистый скаполит и розовую крупнозернистую шпинель, внутренняя зона блока сложена светло-синим, тонкозернистым скаполитом и крупными идиоморфными кристаллами светло-серого корунда. На границе двух зон шпинель и корунд могут образовывать сростания друг с другом.

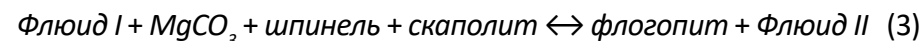
Вдоль контакта с мраморами скарны имеют флогопит-шпинелевую оторочку мощностью 10-20 см, которая содержит около 70% шпинели. В контактовой зоне мраморы превращены в крупнокристаллические кальцифиры.

Характеристика корунда и шпинели. Корунд месторождения наблюдается в тесной ассоциации с кристаллами шпинели. Встречающийся в основной массе метасоматитов корунд нередко образует центральные части зерен шпинели. Шпинель часто образует псевдоморфозы по кристаллам корунда и сохраняет свойственный им гексагонально-призматический и дипирамидальный габитус. Шпинель из флогопит-шпинелевой оторочки скарнов в основном кубическая до октаэдрической, в то время как шпинель порфировидных пород, подобно жилам промежуточной зоны, образует псевдоморфозы по корунду.

Генезис месторождения. Скарновое тело сформировалось за счет реакции между пегматитовыми флюидами и мраморами, которая протекала в несколько стадий. Исходная реакция заключалась в дедоломитизации мрамора с образованием скаполита и корунда (1):



При росте активности Mg во флюиде корунд и скаполит становятся неустойчивыми, в результате чего формируется шпинель и флогопит (2, 3):



Воздействие флюида II, обогащенного Al, на свежие мраморы по реакции (1) обуславливает осаждение значительных количеств корунда. Ограниченное количество Mg предотвращает превращение корунда в шпинель по реакции (2).

Месторождение Андранондамбо (Andranondambo), Мадагаскар. Месторождение Андранондамбо, расположенное в южной части острова приблизительно в 100 км к северо-западу от Форт-Дофина, является наиболее известным месторождением сапфира на острове из числа локализованных в мраморах (Рис. 51).

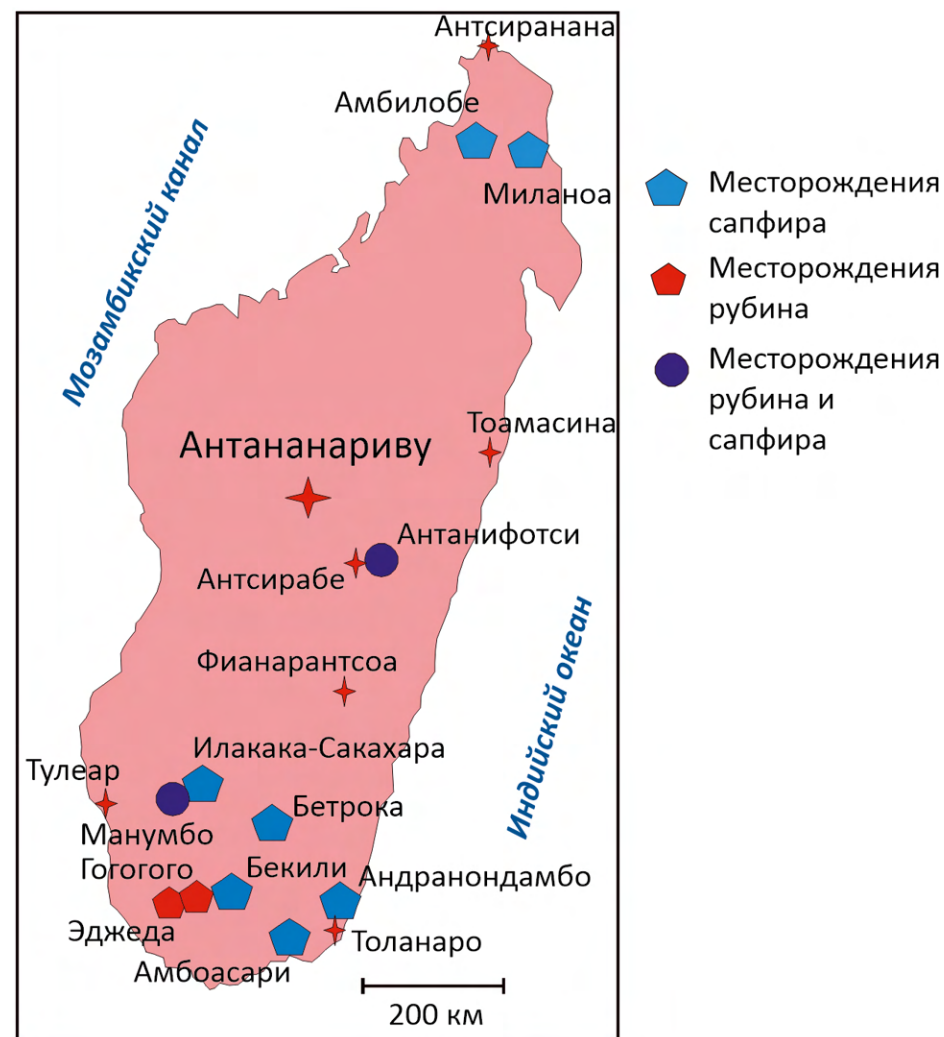


Рис. 51. Размещение основных месторождений корунда Мадагаскара (по Shigley et al., 2000)

Геологическое строение месторождения. Месторождение локализовано среди протерозойских метаморфических пород группы Траномаро, входящей в состав докембрийского Мозамбического пояса. Исходные осадочные породы, представленные преимущественно известняками, были прорваны гранитоидными интрузива-

ми, что привело к образованию скарнов (Рис. 52). В дальнейшем вмещающие и интрузивные породы, а также скарны были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (давление 4-5 кбар, температура 800-850°C).

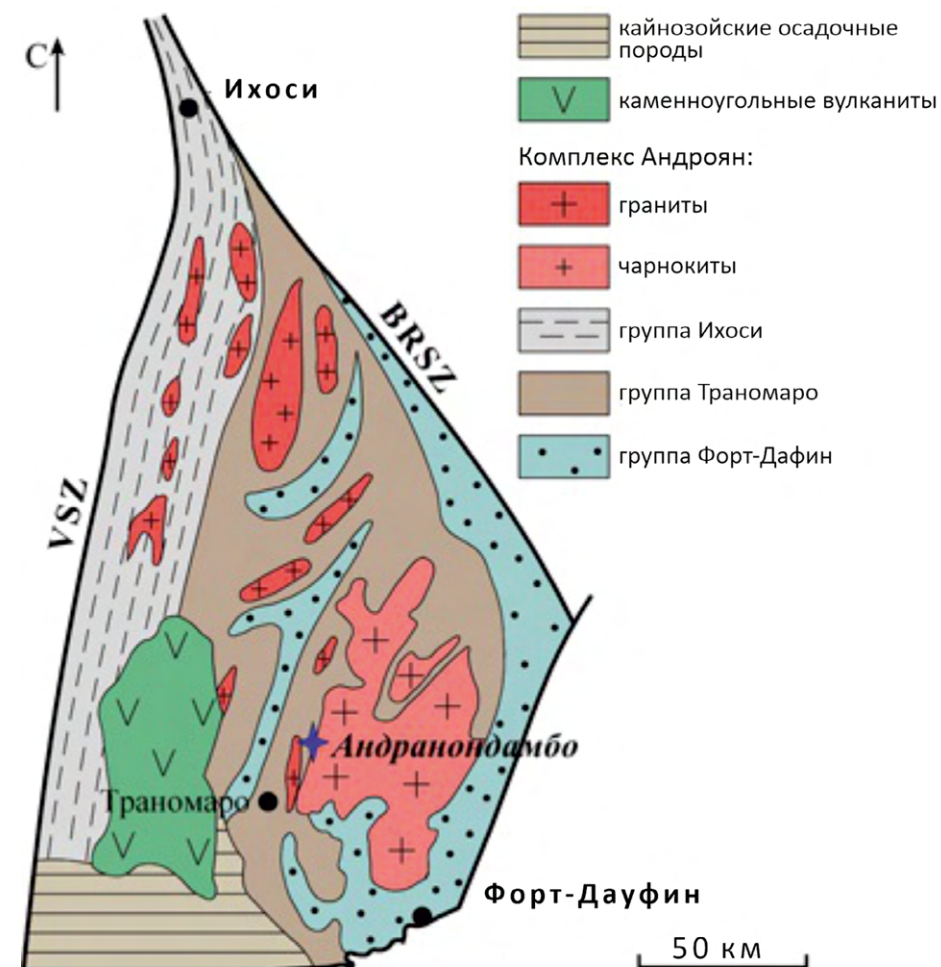


Рис. 52. Локализация месторождения Андранондамбо в группе Траномаро на юге Мадагаскара (по Windley et al., 1994). VSZ – зона сдвига Ворокафотра, BRSZ – зона сдвига Бонголава-Ранотсара

Метаморфизованные скарны представлены пироксеновыми породами («пироксенитами»), состоящими из диопсида, скаполита, шпинели и паргасита, и гиперглиноземистыми породами, сложенными плагиоклазом и/или скаполитом, шпинелью и/или синим сапфиром, гибонитом, обогащенным Ti, Th и REE, и флогопитом.

Сапфиры ювелирного качества локализованы в жилах мощностью от см до 1 м, секущих «пироксениты» и мраморы и залегающих почти вертикально. Жилы сложены благородным сапфиром, калиевым полевым шпатом, фторапатитом, кальцитом и флогопитом. На контактах с жилами мраморы фельдшпатизированы и имеют белый или розовый цвет.

Характеристика корунда. По форме кристаллов сапфиры можно разделить на три группы: 1) дипирамидальные и бочонковидные, 2) призматические, 3) деформированные таблитчатые до коротко-призматических-дипирамидальных.

Сапфиры характеризуются разнообразной, иногда исключительно сложной цветовой зональностью: от почти бесцветных, светло- и темно-синих до интенсивно синих участков. Некоторые кристаллы содержат коричневатые или беловатые участки.

Химический анализ показывает, что более темные синие зоны содержат больше Fe (до 0.61 мас.% Fe_2O_3), чем более светлые и почти бесцветные. По сравнению со светло-синими участками, коричневатые зоны в значительной степени обогащены Ti (до 0.10 мас.% TiO_2) и несколько Fe. Содержание Ga в сапфирах не превышает 0.04 мас.% Ga_2O_3 .

На диаграммах соотношения элементов-примесей видно (Рис. 53), что по сравнению с корундом из месторождения, связанного со щелочными базальтами, сапфиры Андранондамбо характеризуются меньшими величинами отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$.

В сапфирах установлены разнообразные твердые включения: кальцит, фторапатит и апатит, фторфлогопит, флюорит, циркон, бадделеит, цирконолит, рутил, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, скаполит, торианит, магнезиогорнблендит, диаспор, разнообразные Mg-Al-Fe-Zn шпинели. Сапфиры третьего типа обычно характеризуются наличием трехфазовых включений, расположенных параллельно пинакoidу и состоящих из жидкой и газообразной CO_2 и диаспора.

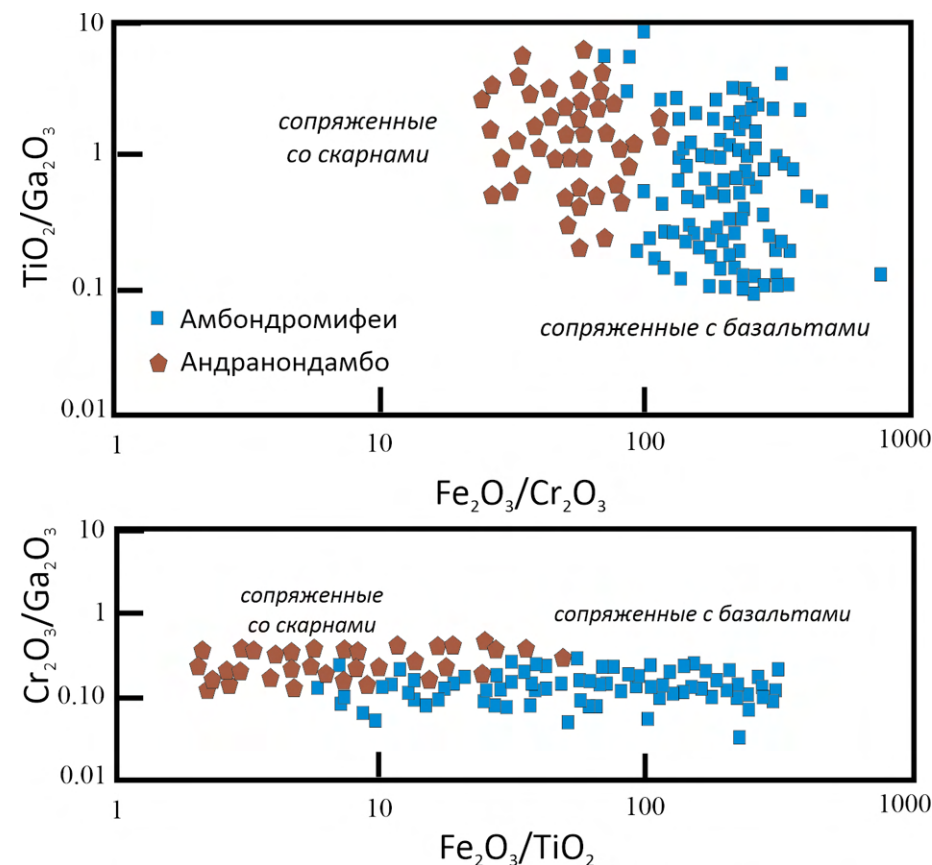


Рис. 53. Диаграммы соотношения рассеянных элементов в корундах месторождений Мадагаскара (по Gubelin, Peretti, 1997)

Генезис месторождения. Формирование «пироксенитов» и ассоциирующих пород происходило в несколько этапов метасоматических преобразований в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

На первой стадии при температуре 850°C и давлении 5 кбар за счет инфильтрации углекислотных флюидов в клинопироксен-скаполитовые, обогащенные Ti скарны, происходит образование гиперглиноземистых пород, сложенных в основном скаполитом, шпинелью и корундом. На этой стадии устойчивы глиноземистый диопсид, карбонат, скаполит, титанит, циркон, шпинель, уранотори-

анит и корунд. Возраст этих образований, оцененный U-Pb методом по циркону, составляет 565 ± 15 млн лет.

На второй стадии при более низких температуре и давлении ($T \sim 800^\circ\text{C}$, $P \sim 3$ кбар) происходит распад скаполита с образованием анортита и кальцита. Минералообразующие растворы этого этапа обогащены F, CO_2 и REE. Эти флюиды реагировали со шпинелью и корундом с образованием гибонита. На этой стадии также может формироваться торианит, а также флогопит, обогащенный фтором. На этой стадии устойчивы обогащенные фтором паргасит и флогопит, а также анортит, кальцит, торианит, фторапатит и гибонит. Возраст образований этого этапа оценивается в 516 ± 10 млн лет.

На третьей стадии при температуре 500°C и давлении 2 кбар с участием обогащенных углекислотой растворов происходит образование поздних сапфир-полевошпатовых жил, которые размещаются в основном в мраморах.

Месторождения в гранулитах и гнейсах могут являться источником большого числа россыпей ювелирного корунда. Главными, с точки зрения поставки на рынок ювелирного сырья, здесь являются россыпи районов Элахера и Ратнапура на Шри Ланке, которые сформировались при разрушении метаморфизованных в условиях гранулитовой фации докембрийских пелитовых осадочных пород формации Хайленд.

К коренным месторождениям этого же типа относятся Азовское в бывшем СССР (гнейсы с корундом и силлиманитом), Флоранд в Норвегии (гнейсы с биотитом, силлиманитом и корундом), Майсор в Индии (гнейсы с пертитом, биотитом, силлиманитом и корундом), метаморфический пояс Хида в Японии (гнейсы со щелочными полевыми шпатами и корундом), Иоси и Антисрабе на Мадагаскаре, месторождения Индайя в провинции Минас Жерайс в Бразилии, месторождения Мозамбикского пояса. В Алданском кратоне в Восточной Сибири были описаны биотит-плагиоклаз-корунд-шпинелевые сланцы.

Россыпи сапфира различной окраски (серая, медовая, коричневая, бледно-синяя, розовая и пурпурная) из аллювиального месторождения Твига в Кении образовались при разрушении био-

тит-корундовых с дистеном и гранатом гнейсов; рубины Ушинди и Си Ндото Тена в Кении своим источником имеют, соответственно, гнейсы с плагиоклазом, биотитом и корундом и гнейсы с графитом.

Месторождения районов Ратнапура (Ratnapura) и Элахера (Elahera), Шри-Ланка. Шри-Ланка издавна известна своими прекрасными драгоценными камнями, в частности корундами, большая часть которых добывается из россыпей районов Ратнапура и Элахера. График, демонстрирующий динамику добычи корундов в стране (Рис. 54), показывает, что на фоне практически постоянного роста добычи сапфира, производство рубина остается на одном и том же уровне или даже несколько снижается.

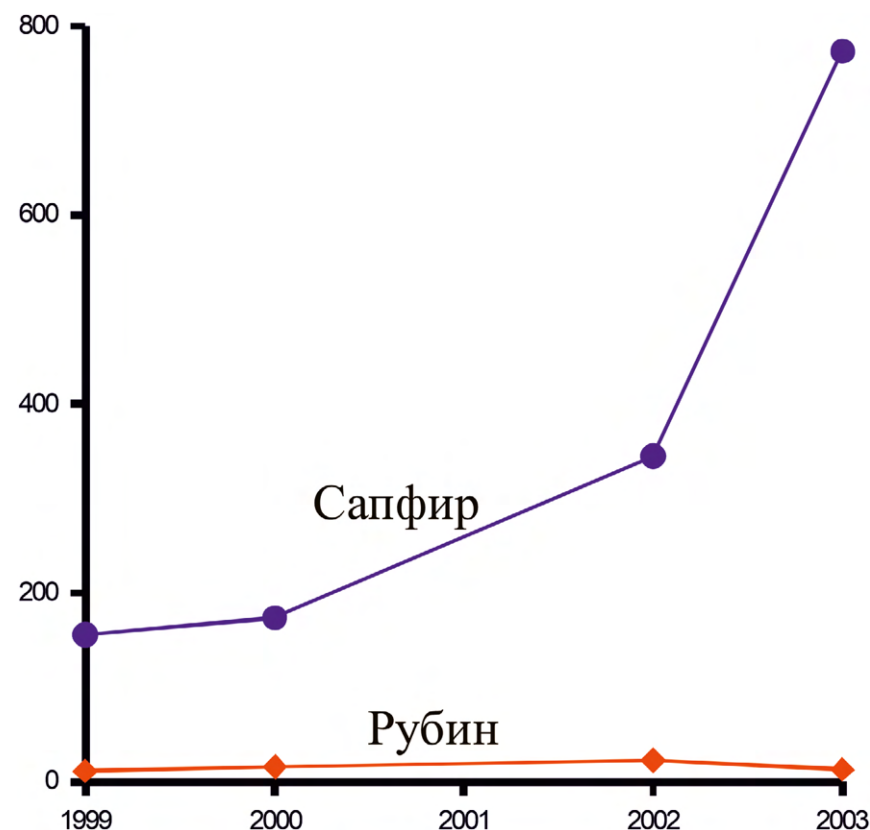


Рис. 54. Динамика добычи сапфиров и рубинов на Шри-Ланке

Геологическое строение района. Добыча ведется из элювиальных и аллювиальных россыпей, которые подстилаются метаморфическими породами формации Хайленд. Эти породы гранулитовой фации включают чарнокиты, кварц-полевошпат-силлиманит-графит-гранатовые гнейсы, кварциты, мраморы и известковые гнейсы. Предполагается, что источником драгоценных камней в россыпях служили гранатовые гнейсы.

Характеристика корунда. Сапфиры представлены разнообразными по цвету кристаллами (Рис. 55). Синие сапфиры можно разделить по интенсивности окраски на насыщенный темно-синий – «синий павлин» («peacock-blue»), умеренно ярко-синий – «королевский синий» («royal-blue»), васильковый и светло-синий. Сапфиры желтой гаммы также популярны, в особенности красновато-оранжевые камни «падпараджа». Окраска сапфиров зачастую неравномерная, с более насыщенными краевыми частями кристаллов и бледными центральными. Дымчатая, молочная и коричневатая окраска камней – «geuda» – усиливается в результате высокотемпературной обработки. Размер большинства кристаллов варьирует от 1 до 15 см в длину, форма в основном бипирамидальная, усеченная пинакоидом (Рис. 56).



Рис. 55а



Рис. 55б



Рис. 55в

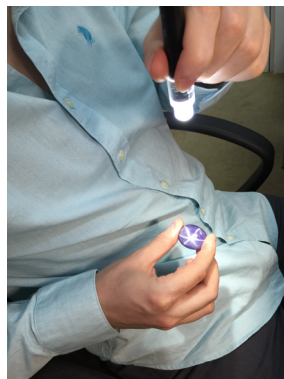


Рис. 55г

Рис. 55. Ограниченные сапфиры Шри-Ланки. а – зеленый сапфир 30.6 карат; б – желтый сапфир 52 карата; в – синие сапфиры; г – звездчатый сапфир.
Фото: Gemlovers



Рис. 56а



Рис. 56б



Рис. 56в



Рис. 56г

Рис. 56. Кристаллы сапфиров Шри-Ланки.
Фото: Gemlovers

Шриланкийские рубины ценятся значительно меньше сапфиров и на рынке часто продаются как розовые сапфиры. Средние содержания (г/т) элементов примесей в них составляют Cr ~610, Fe ~710, Ti ~190, Ga ~57.

В россыпях корунды ассоциируют с биотитом, силлиманитом, плагиоклазом, гранатом и шпинелью. Кроме того, в россыпях обнаружены берилл, хризоберилл, аметист, цитрин, лунный камень.

Твердые включения в синих сапфирах представлены рутилом, цирконом, биотитом и апатитом (Рис. 57). Установлено два типа флюидных включений: 1) двухфазовые газово-жидкие (Рис. 58) и 2) трехфазовые с углекислотой газ+жидкость+твердое. В рубинах выявлены включения рутила, циркона, мусковита, а также флюидные включения разной формы (каплевидные, волосяные, червеобразные), возможно заполненные углекислотой.



Рис. 57а

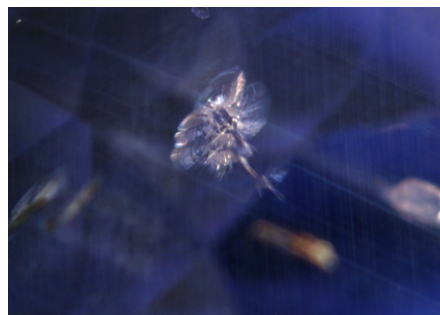


Рис. 57б

Рис. 57. Минеральные включения в сапфире, Шри-Ланка. а – включения рутила, поле зрения 2 мм; б – включение циркона с трещинами разгрузки, поле зрения 3 мм. Фото: Синев Д.С.

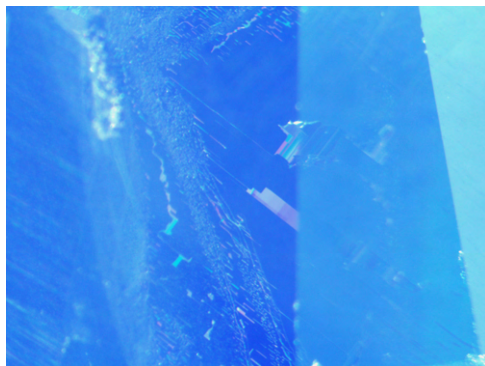
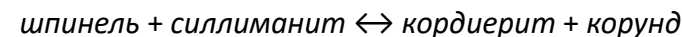


Рис. 58. Газово-жидкие включения в сапфире, Шри-Ланка. Поле зрения 1 мм. Фото: Синев Д.С.

Генезис месторождений. Залежи корунда Ратнапура сформировались, вероятно, при низком давлении в результате процессов десиляции, обусловленных контактовым метаморфизмом, вызванным внедрением в глиноземистые метаосадочные породы даек и силлов базитовых чарнокитов и других интрузивных пород.

Предполагается, что глиноземистые осадки образовались в результате изменения и переноса корового материала, богатого алюминием, который затем был отложен в бассейне Хайленда. Эти пелитовые осадки были в последствии деформированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации в ходе континентальной коллизии. Одновременное внедрение чарнокитов или базальтов в

глиноземистые осадки вызвало десиляцию последних и образование корунда и шпинели, согласно следующей реакции:



Наличие в россыпях хризоберилла, берилла и кварца указывает на пегматиты, ассоциирующие с породами группы Хайленд, как источник этих камней.

Изотопный состав кислорода [$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)] сапфиров из россыпей Ратнапуры варьирует от 10.3‰ до 15.4‰, что может свидетельствовать в пользу их метаморфического генезиса.

Месторождения в метаморфизованных ультраосновных и основных породах включают своеобразные породы, которые редко содержат ювелирный корунд, но являются ценными как источник поделочных камней.

Месторождения «вердита» известны в Барбертоне в Трансваале, ЮАР и в О'Брайане, Зимбабве, где корундсодержащие с хромистым мусковитом породы слагают линзы в различной степени метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах и тесно связаны с гипербазитами. Название «вердит» отражает зеленый или коричневый цвет породы. Обычно «вердиты» не содержат ювелирного корунда; порода мягкая, тонкозернистая и пригодна для резных работ.

Механизм формирования таких месторождений является предметом споров. Предполагается, что «вердиты» формировались за счет поствулканического, но дометаморфического эксгальационного изменения коматиитов, хотя некоторые авторы (Kerrick et al., 1987) отдают приоритет гидротермальному генезису корунда и хромистого мусковита при высокой температуре и низком значении pH.

Корундсодержащие породы с хромистым мусковитом, маргаритом и турмалином – так называемые «гуделетиты» – известны в Вестленде в Новой Зеландии. Предполагается, что они формировались за счет интенсивной метасоматической переработки включений кварц-полевошатовых сланцев в серпентинитах.

Другим важным источником корунда являются амфиболиты, формирующиеся при метаморфизме габброидов. Наиболее

ценным сырьем, образующимся в этих породах, также являются поделочные камни, такие как «аниолит» из месторождения Лонгидо в Танзании и «рубино-смарагдит» из Северной Каролины в США. К этому же типу месторождений в равной степени можно отнести Киттиля в Финляндии, Фискинесетт в Гренландии, Ситтампунди в Индии, месторождения в офиолитовой зоне в Динаридах в бывшей Югославии, месторождение Шанталь во Франции, Лосонгонуа в Танзании, Китуи в Кении, месторождения на юге Малави и Тете в Мозамбике, на юге Вохибори на Мадагаскаре, Хартс Рендж в Австралии, месторождения района Дир в Пакистане и на о. Хоккайдо в Японии.

Амфиболиты с корундом связаны с основными и ультраосновными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Базитовый протолит представлен обычно габбро и троктолитами. Основной парагенезис включает корунд, анортит, амфибол и маргарит; в зависимости от месторождения он может усложняться присутствием сапфирина, граната, шпинели, жедрита, флогопита и цоизита.

Вердиты. «Вердит» – это коммерческое название темно-зеленой до темно-изумрудно-зеленой породы, которая впервые была обнаружена в зеленокаменном поясе Барбертон и в некоторых соседних районах в ЮАР. Залежи приурочены к сланцевому поясу Джеймстаун и здесь вердиты сложены в основном микрокристаллическим кварцем, который замещает серпентин. Африканский вердит используется в качестве поделочного камня при изготовлении статуэток и украшений в виде животных и птиц. Также порода широко использовалась при оформлении интерьеров в некоторых зданиях, например, Банк Англии и Южно-Африканский Дом в Лондоне. Вердит может быть относительно мягким, однако его кремнистые разновидности бывают довольно твердыми. Собственно вердит не был обнаружен в других местах и поэтому может считаться уникальным камнем Барбертона. Крупных залежей порода не образует, но развита в виде сростаний и смеси с серым и серо-зеленым тальком. В некоторых случаях вердит находится в смеси с перемятыми белыми кремнистыми сланцами, и такая порода получила название «buddstone» («почечный камень», но не путать с нефритом). Добы-

ча вердитов велась из шести карьеров, а в двух карьерах добывался «почечный камень».

Вердитовые залежи, приуроченные к сланцевому поясу Джеймстаун, представлены линзовидными телами размером до нескольких метров среди серпентинизированных гипербазитов. Вердиты сложены микрокристаллическим кварцем, который замещает серпентин, а также серицитом, хлоритом и реликтами талька. Предполагается, что зеленая окраска обусловлена никельсодержащими слоистыми минералами виллемсеитом и нимитом.

Похожие по цвету и свойствам, но иного минерального и химического состава породы с рубином, которые также иногда называют вердитами, обнаружены в провинции Трансвааль, ЮАР в 1907 г. и в Зимбабве приблизительно в начале 20х гг прошлого века.

Месторождение Машишмала (Mashishmala), Трансвааль, ЮАР. Геологическое строение залежей и характеристика породы. К восток-юго-востоку от г. Лейтсдорпа в Северном Трансваале, ЮАР в пределах зеленокаменного пояса Мерчисолн выявлено несколько залежей вердитоподобных пород с корундом и Cr-мусковитом (фукситом), которые слагают изолированные линзы мощностью до 2 м и длиной до 4 м в гипербазитах, которые контактируют с бледно-серой среднезернистой полосчатой гранитной породой. На контакте между гипербазитами и корунд-фукситовой породой развита флогопитовая оторочка мощностью до 15 см. Породы сложены переменными количествами кианита, зеленой слюды, корунда, биотита и плагиоклаза. Корунд развит в виде грубозернистых массивных агрегатов светло-розового цвета. Эти агрегаты незакономерно переплетаются или пересекаются с жилами крупнопластинчатого бриллиантово-зеленого фуксита и синего кианита. Анализ химического состава этих пород показывает, что они характеризуются очень высокими содержаниями Al, K и Na, в то время как содержание Mg очень низкое, что весьма удивительно, поскольку вмещающие гипербазиты отличаются высоким содержанием Mg. Предполагается, что при метасоматической переработке алюмосиликатных линз происходил вынос магния, в то время как Al, K и Na привносились.

Характеристика корунда. Корунд представлен равномерно зернистыми агрегатами, сложенными кристаллами 0.1-0.2 мм в ди-

аметре. Интенсивность рубиновой окраски, также как и количество крошечных включений, снижается для индивидуальных зерен от центра к краю. Данные микрозондовых исследований свидетельствуют, что от центра к периферии кристалла происходит увеличение содержания Fe (от 0.11 до 0.14 мас.% Fe_2O_3) и уменьшение Cr (от 1.65 до 0.61 мас.% Cr_2O_3).

Месторождение О'Брайнс (O'Briens), Зимбабве. Геологическое строение залежей и характеристика породы. Вердитоподобные породы с корундом и Cr-мусковитом были обнаружены в Зимбабве приблизительно в 56 км к северо-северо-востоку от Хараре в зеленокаменном поясе Хараре. «Вердиты» в значительной степени обогащены Al (до 89 мас.% Al_2O_3) и K (до 10 мас.% K_2O) и получили местное название «корундовых валунов». Они сложены практически мономинеральными скоплениями корунда, хлорита и Cr-мусковита и локализованы среди базальтовых метавулканитов, в которых содержатся прослои метаосадочных пород, кремнекислых метавулканитов и железистых кварцитов. Возраст пород зеленокаменного пояса Хараре, оцененный Rb/Sr методом, составляет 2.6-2.7 млрд лет. Породы с корундом локализованы среди метавулканитов и слагают линзы мощностью до 16 м и протяженностью до 50 м на площади 50x1000 м². «Вердиты» непосредственно размещены среди серпентинитов и сильно измененных гипербазитов, сложенных в основном тальком с или без тремолита и хлорита. Текстура породы массивная, но местами пятнистая, обусловленная включениями андалузит-Cr-мусковитовых «кварцитов». Кроме того, в корундовых породах установлены андалузитсодержащие прожилки и маргарит, ассоциирующий с Cr-мусковитом. В качестве акцессорных минералов встречаются герсдорфит, верлит и самородный висмут.

Характеристика корунда. Корунд образует агрегаты аллотриоморфных зерен диаметром около 10 мкм (максимум 50 мкм) и спорадически замещается пойкилобластами диаспора. Цвет корунда в тонких пластинках в основном рубиновый, но также может быть коричневатым и бесцветным. По данным электронно-зондовых анализа содержание хрома в рубине варьирует от 0.79 до 3.84 мас.% Cr_2O_3 , концентрация Ti достигает 0.94 мас.% TiO_2 . Содержание Fe и Mn не превышает первых сотых долей мас.% оксидов.

Генезис корундоносных вердитов. Единого мнения о генезисе корундоносных вердитов нет. Anhaeusser (1978) предположил, что корундоносные вердиты Трансвааля сформировались при метаморфизме или метасоматозе обогащенных глиноземом горизонтов в слоистой толще. По мнению В. Шрейера с соавторами (Schreyer et al., 1981), эти породы образовались при температуре около 600°C и давлении более 5 кбар.

Для объяснения генезиса корундовых вердитов Зимбабве В.Шрейер с соавторами (Schreyer et al., 1981) предложили модель их формирования на основе эксгальсионного, но дометаморфического преобразования коматиитовых лав. Согласно этой модели такое изменение сопровождается привнесом B, K, Rb, As, Sb, Bi, выщелачиванием Mg, Fe, Si, Ca и накоплением инертных элементов Al, Cr, Ni, V.

Несколько позже была предложена иная модель. Детально изучая минеральный состав, структуры и текстуры вердитов, их геохимию, а также изотопный состав кислорода корунда, мусковита и хлорита, Р.Керрик с соавторами (Kerrick et al., 1987) пришли к выводу, что породы формировались в результате нескольких последовательных этапов метасоматического изменения ультрамафитов под воздействием высокотемпературных (380-520°C) кислотных гидротерм, обогащенных литофильными элементами с большим ионным радиусом. Необходимые гидротермальные условия могли быть обеспечены глубинными кислыми эпитепмальными растворами.

Месторождение Вестленд (Westland), Новая Зеландия. «Гудлетиты». В начале 90-х гг. XIX века в моренных отложениях в Южных Альпах на севере Вестленда, Новая Зеландия были обнаружены глыбы уникальной рубиновой породы, названной «гудлетитом» в честь профессора William Goodlet. Порода сложена зелеными слюдястым материалом (маргарит и Cr-мусковит), в котором находятся многочисленные вкрапленники рубина. Большая часть вкрапленников непрозрачна, однако иногда попадают и достаточно качественные кристаллы диаметром до 2.5 см, часть которых может быть прозрачной. Детально гудлетиты были изучены Р. Грейпсом и К. Палмером почти через столетие после их обнаружения (Grapes, Palmer, 1996).

Валуны корунд–Cr-силикатной породы варьируют по размеру от нескольких см в диаметре до 100×40×35 см. В большинстве случаев гудлетиты состоят из переменных количеств темного красно-синего корунда, который образует агрегаты из аллотриоморфных до идиоморфных кристаллов, локализованных в изумрудно-зеленом матриксе. Последний часто содержит прожилки оливково-зеленого турмалина. Порода обычно массивная, но в некоторых случаях проявляется слабая полосчатость, видимая в слюистой основной массе. Иногда проявляется и минеральная зональность. В центральной части располагается корунд, ассоциирующий с зеленым маргаритом. Ядерная часть окружена мономинеральной зоной, сложенной изумрудно-зеленым мусковитом, которая сменяется зоной серо-зеленого хлорита. Крупные кристаллы черного турмалина образуют вкрапления в маргаритовом и мусковитовом матриксе (Рис. 59).

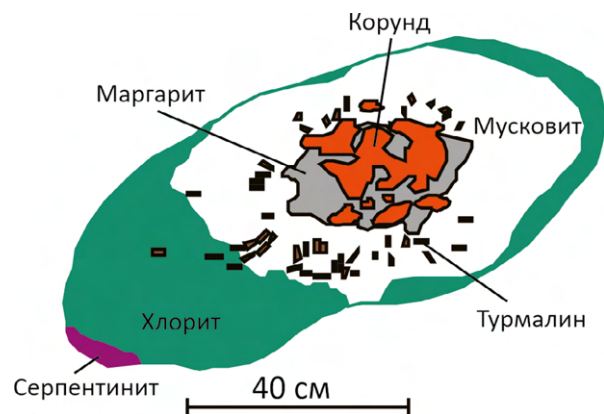


Рис. 59. Разрез валуна гудлетита – корундсодержащей Cr-силикатной породы из моренных отложений, Вестленд, Новая Зеландия (по Grapes, Palmer, 1996)

Характеристика корунда. Корунд обычно образует агрегаты, которые иногда могут формировать мономинеральные участки (корундумиты). Форма кристаллов бочонковидная с гексагональной дипирамидой. Отдельные кристаллы могут достигать размеров 4×1 мм. Выделения корунда оптически зональны: от бледно-розового до темного рубиново-красного и от бледно-синего до насыщенного фиолетового. В срезах, параллельных {0001}, минерал плеохроирует от розовато-оранжевого до карминово-розового и от

синевато-зеленого до сине-темно-фиолетового. Изображения в отраженных электронах показывают, что корунд рос за счет замещения слюистой основной массы, и в то же время корродированный облик кристаллов свидетельствует о замещении корунда слюдой и небольшим количеством диаспора. По данным электронно-зондового анализа содержание Cr в корунде варьирует от 0.00 до 12.80 мас.% Cr₂O₃. Столь высокие содержания хрома не зафиксированы до настоящего времени ни в одном месторождении или проявлении корунда. Это позволяет рассматривать такие концентрации как указатель географического источника камня.

Генезис пород. Предполагается, что гудлетиты сформировались за счет интенсивной метасоматической переработки включений кварц-полевошатовых сланцев в серпентинитах при температуре 450±20°C и давлении 4-5 кбар.

Анатектиты с корундом описаны среди пород докембрийских формаций в Танзании, вблизи Морогоро и пород формации Левесьен в Экоссе. Фактически они являются анатектические продукты (анатектическими гнейсами), в которых корундсодержащие ассоциации интерпретируются как рестит (вещество из инертных или слабоподвижных составляющих, оставшихся после удаления подвижных) этого анатексиса. Условия пика метаморфизма: температура 900-925°C и давление выше 11 кбар.

Тесты

1

2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРАНАТОВ

Магматические месторождения:

- **месторождения, связанные с кимберлитами** (трубка Мир, Якутия, месторождения США);
- **месторождения в базальтовых эруптивных breccиях** (месторождения Чехии, Бартойская группа вулканов);
- **проявления, связанные с вулканитами среднего и кремнекислого состава (андезиты, риолиты, дациты);**
- **проявления в гранитных пегматитах** (проявление Альто-Мирадор, район Рамона).

Скарновые месторождения (Грин Дрэгон, Намибия; Антете-замбато, Мадагаскар).

Метаморфогенные месторождения:

- **месторождения и проявления, связанные с низкоградными метаморфитами** (месторождения южноафриканского жада; Джефри Майн, Канада; Каркодинское месторождение демантоида, Россия, Урал; Район Валь Маленко, Италия; месторождение демантоида Сохан, Иран; Сарановское месторождение хрома с проявлением уваровита);
- **месторождения и проявления, связанные с метаморфизмом средней и высокой ступени:**

а) месторождения, локализованные в мраморах (скарноиды) (месторождения Кении и Танзани; Джамиль, Пакистан; проявления Антарктиды; месторождение меди Оутокумпу, Финляндия);

б) месторождения, локализованные в алюмосиликатных метаморфитах (Бартон, США; Форт Врангель, США; Китильское, Россия; Кунене, Намибия).

Химический состав минералов группы граната отвечает общей формуле $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$, где R^{2+} – Mg, Fe^{2+} , Mn и Ca, R^{3+} – Al, Fe^{3+} , Cr, кроме того, в состав граната могут входить V^{3+} , Ti^{4+} , Ti^{3+} , Zr^{4+} , иногда

Na^+ , K^+ , Sn^{4+} , REE^{3+} , OH^- . Выделяется шесть главных миналов, различающихся катионной частью: Mn_3Al_2 – спессартин, Mg_3Al_2 – пироп, Fe_3Al_2 – альмандин, Ca_3Cr_2 – уваровит, Ca_3Al_2 – гроссуляр, Ca_3Fe_2 – андрадит.

Пиропом называют гранат, в котором доминирует пироповый минал. Это название произошло от греческого слова «пиропос» – огненный за счет ярко-красной рубиноподобной окраски.

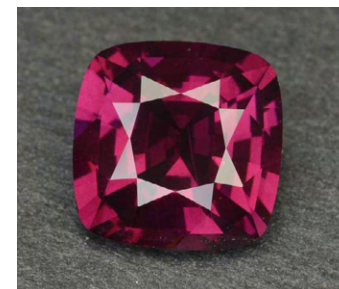


Рис. 60. Родолит, Танзания.
Фото: Gemlovers

Такие камни в торговле нередко именовались с указанием места их добычи богемским, капским, колорадским и аризонским рубином. Известны также оранжевые и лиловые (фиолетово-красные) и почти черные пиропы. Родолит – это коммерческое название бледного розового-красного до пурпурного граната, состоящего из двух третей пиропового и одной трети альмандинового компонента (Рис. 60).

Основным хромофором в пиропе является Cr^{3+} , присутствующий в виде примеси кноррингитового или уваровитового минала. Рубиново-красный цвет, эталоном которого служат знаменитые чешские (богемские) пиропы, усиливается примесью Fe^{3+} в тетраэдрической координации.

Альмандин. Считается, что название происходит от города Алабанда в Малой Азии, откуда в античный Рим поступали различные драгоценные камни, в том числе и гранаты. Сейчас альмандином называют железо-алюминиевый гранат, содержащий иногда в значительном количестве примеси пиропового или спессартинового миналов.

Для альмандина характерен малиново-, вишнево- и буровато-красный цвет, особенно ценятся насыщенные красные тона (Рис. 61). Главную роль в окраске играют ионы Fe^{2+} , иногда с уча-

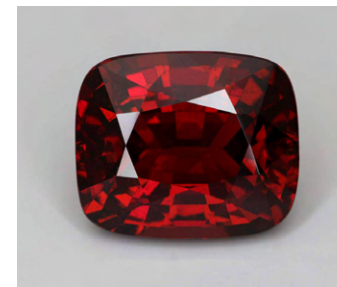


Рис. 61. Альмандин,
12.31 карата, Танзания.
Фото: Gemlovers

ствием Fe^{3+} , примесь иона Mn^{2+} придает камню оранжевый оттенок. При очень высоком содержании железа альмандин окрашен чрезмерно густо и в таких случаях обрабатывается в виде кабошонов с серповидным профилем («опрокинутое блюдечко»). Разности, «разбавленные» пироповым или спессартиновым миналами, более прозрачны.

Спессартин. Так по названию плато Шпессарт (Бавария) именуется марганцево-алюминиевый гранат, обычно содержащий значительную примесь альмандинового минала и небольшуюgrossулярового. Спессартин – сравнительно редкий гранат, как правило, окрашенный в желтый, оранжевый и коричнево-красный цвет с разными оттенками (Рис. 62). Особенно выделяется спессартин «алая заря» нежного розовато-оранжевого цвета, похожий на сапфир-падпараджу. Основными хромофорами во всех случаях являются ионы Mn^{2+} и Fe^{2+} .



Рис. 62. Спессартин,
10.57 карата, Танзания.
Фото: Gemlovers

Уваровит, красивый изумрудно-зеленый хромово-кальциевый гранат, назван в честь президента Императорской Академии Наук в Санкт-Петербурге графа С.С. Уварова. Обычно содержит от 10 до 30% минала grossуляра. Зеленый цвет уваровита различной тональности от темного, почти черного, до очень яркого, ядовито-зеленого, связан с ионами хрома в шестерной координации.

Grossуляр. Это гранат преимущественно алюминицево-кальциевого состава, обычно имеющий желтовато- и оливково-зеленый цвет, как у ягод крыжовника (от лат. grossularia – крыжовник). Характерно присутствие в том или ином количестве андрадитового и иногда уваровитового и голдманитового миналов. Реже grossуляр бесцветен (лейкогранат) или бывает окрашен Cr^{3+} и V^{3+} в ярко-зеленый (цаворит), Fe^{3+} в желтый и оранжевый (гессонит), Mn^{2+} в розовый (ландерит) цвет (Рис. 63).

Андрадит – это железо-кальциевый гранат, названный в честь португальского минералога Ж.Д. Андрада Сильва. В любом соотношении смешивается с grossуляром, иногда содержит неболь-

шое количество уваровитового и шорломитового (титанового) минала. Алюминий может замещать часть трехвалентного и двухвалентного железа; магний и марганец могут частично замещать кальций. Цвет граната желтый, зеленый, коричневый, буровато-красный до черного. Чистый андрадит топазово-желтый (топазолит) или светло-зеленый (демантоид) (Рис. 64). Черная цветовая разновидность андрадита называется меланит, в ней практически всегда есть примесь титана.



Рис. 63а



Рис. 63б

Рис. 63. Grossуляр. а – цаворит 1.23 карата, Танзания,
б – гессонит 4.96 карата, Танзания. Фото: Gemlovers



Рис. 64. Демантоид, 1.33 карата, Россия. Фото: Gemlovers

География месторождений. В течение 2000-х гг. многие страны поставляли гранаты на мировой рынок. В их числе Индия (штаты Андхра Прадеш, Орисса и Раджастан) и Шри-Ланка. В Намибии в районе Кунене короткое время отрабатывалось месторождение прекрасного спессартина («мандарин-граната»). Сейчас в этой

стране на месторождении Грин Драгон (Green Dragon) ведется добыча зеленого андрадита, который в литературе относят к демантоиду. Но что считать демантоидом? Если любой зеленый прозрачный андрадит с алмазным блеском, тогда зеленый андрадит Намибии – это демантоид. Если демантоид – это только прозрачный зеленый андрадит с алмазным блеском, чья окраска вызвана хромом и чье образование связано с процессами регионального низкоградного метаморфизма гипербазитов, тогда андрадит Намибии нельзя рассматривать как демантоид, поскольку он практически не содержит хрома, а его образование связано со скарнами. В области Тайта-Тавета (Taita-Taveta) в Кении и в Танзании добывается гранат с эффектом смены цвета (Рис. 65), а также цаворит. Кроме того, основными поставщиками граната являются Мадагаскар, в основном районе Илакака и новое месторождение демантоида Антетрзамбатто (Antetrazambato). Однако в последнем случае, гранат также имеет скарновое происхождение и его окраска связана с Fe, а не с хромом (Pezzotta et al., 2011). Из Нигерии идут поставки спессартина (штат Ойо). В Танзании продолжают добывать цаворит в районах Аруша и Мерелани и разнообразные гранаты в области Тундуру и в долине реки Умба. Обнаружено значительное месторождение спессартина в Танзании у границы с Кенией в районе Лолиондо (Loliondo). В Японии и Мексике найдены проявления ирризирующего андрадита.



Рис. 65а

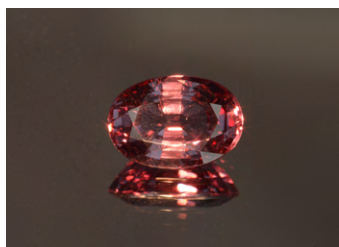


Рис. 65б

Рис. 65. Гранат с эффектом смены цвета, 2.32 карата, Танзания. а – дневное освещение, б – лампа накаливания. Фото: Gemlovers

Конечно, наряду с этими объектами, стоит упомянуть месторождения США, Бразилии, России, Чехии. Есть проявления в Монголии.

Обстановки формирования граната. (1) Магматическое происхождение имеют некоторые месторождения пироба, альмандина и спессартина. По составу вмещающих пород выделяют четыре типа месторождений: в кимберлитах, в базальтовых эруптивных брекчиях, в гранитных пегматитах и в эффузивных породах кремнекислого и среднего состава – риолитах, дацитах и андезитах. (2) Скарновые. (3) Метаморфогенные среди низко- и высокоградных метаморфитов: с первыми связаны месторождения хромсодержащих гранатов уграндитового ряда – уваровита и демантоида в гипербазитах, гроссуляра и гидрогроссуляра в апогabbровых метасоматитах; со вторыми – месторождения гранатов пиральспитового ряда, главным образом альмандина и альмандин-пироба в кристаллических сланцах и гнейсах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также месторождения гроссуляра (цаворита), образованных на контакте алюмосиликатных метаморфитов и мраморов.

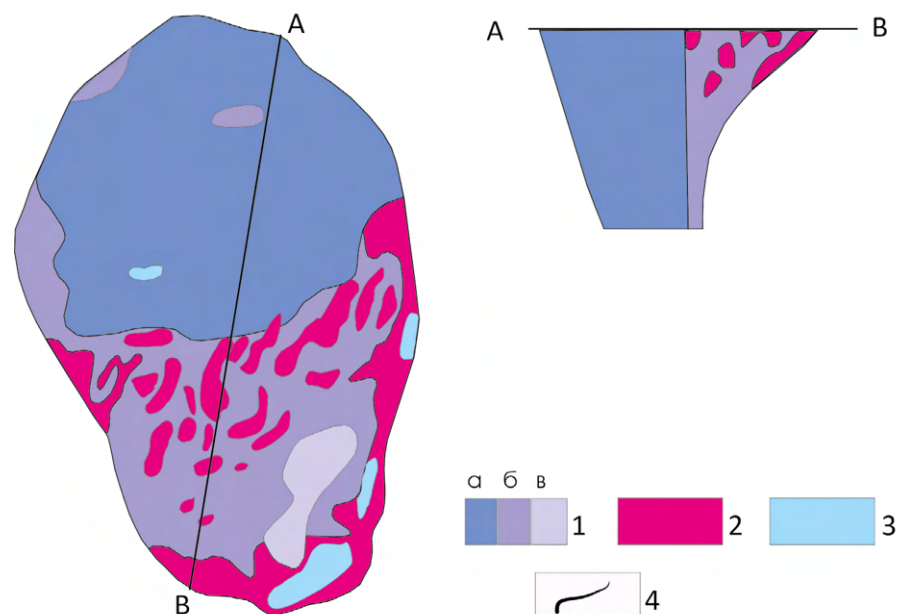
Магматические месторождения

Месторождения, связанные с кимберлитами

С кимберлитами связаны крупные скопления пироба. Наиболее пиробоносными являются брекчиевидные кимберлиты субэффузивной фации, содержащие обломки глубинных гипербазитов. Основная масса пироба заключена в гранатовых перидотитах. Пироп содержится и в кимберлитовом цементе брекчий, имея такую же ксеногенную природу. Для пироба из кимберлитов характерно присутствие кноррингитового, уваровитового и гроссулярового минералов, чему способствовало высокое давление в процессе минералообразования.

Ювелирный пироп добывался на некоторых кимберлитовых алмазоносных трубках и в связанных с ними россыпях ЮАР (группа Кимберли) и был обнаружен в России в Западной Якутии (трубка Мир). Богатые пиропом неалмазоносные кимберлиты известны на юго-западе США, главным образом, в Юте и Аризоне. Попутное извлечение пироба при отработке алмазных месторождений целесообразно только при наличии гранатов высокого качества, обладающих красивым цветом и конкурентноспособных на мировом рынке.

Трубка Мир, Якутия. Гранат встречается главным образом в составе обломков гипербазитовых и эклогитоподобных пород, а также включен в карбонат-серпентиновый цемент кимберлитовых брекчий. Наиболее гранатоносны перидотиты лерцолитового и гарцбургитового типа, содержание граната в которых достигает 50%. В трубке среди них доминируют крупнозернистые гранатоперидотиты, порфировидные разновидности развиты мало (Рис. 66). Валовое содержание граната в голубых кимберлитовых брекчиях в среднем составляло 0.78 об. %, в серых 0.50 об. % и в дайковой фации – 0.70 об. % (Киевленко, 2001).



- 1 - кимберлитовые брекчии разных этапов внедрения: а - голубые I этапа, б - серые II этапа, в - дайковые III этапа
- 2 - участки, обогащенные ксеногенным материалом
- 3 - вмещающие известняки и их ксенолиты
- 4 - контур трубки

Рис. 66. Схема геологического строения кимберлитовой трубки Мир (по Киевленко, 2001)

Характеристика гранатов. Гранаты разнообразны по химическому составу и окраске. В подавляющем большинстве они

относятся к альмандин-пиропу с содержанием пиропового компонента 45-75% и 12-25% – альмандинового. Типично присутствие уваровитового минала, количество которого может достигать 25-35%, также отмечаются примеси гроссулярового, андрадитового, спессартинового и иногда кноррингитового компонентов. По цвету преобладают фиолетово-красные гранаты, значительно реже встречаются малиново-красные, желтые, оранжевые и розовые. Пироп из равномернозернистых лерцолитов иногда содержит много кноррингитового минала.

Кристаллы граната обычно плохо огранены и представляют собой изометрично-округлые или овальные зерна. Размеры прозрачных кристаллов граната, пригодных для обработки, варьируют от 3 до 15-20 мм, при этом, по данным рудничного опробования, зерна величиной менее 3 мм составляют 20%, 3-5 мм – 75.2%, 5-7 мм – 4.65%, крупнее 7 мм – 0.15 мм.

Включения в гранатах. Размер минеральных включений от сотых долей мм до 2-3 мм. Хромистый фиолетово-красный пироп из крупнозернистых перидотитов содержит игольчатые и призматические включения хромшпинелидов, реже встречаются магнезиальный, частично серпентинизированный оливин и хромдиопсид. Оранжево-красный пироп из кимберлитового цемента брекчий, ильменитовых перидотитов и эклогитов содержит включения ильменита округлой, пластинчатой и игольчатой формы, рутил. В гранатах любого цвета распространены своеобразные округлые включения сульфидов размером 0.03-0.5 мм. Такие включения обычно имеют тонкую оторочку из халькопирита, а внутри сложены кобальтсодержащим пентландитом или пирротинным моносulfидным твердым раствором (Mss) состава Fe-Ni-Co-Cu-S. Они рассматриваются как затвердевшие капли сульфидного расплава, отделившегося от силикатной магмы.

В гранате встречаются первичные полифазные флюидные включения, которые зачастую декрепетированы и окружены ореолом мелких включений. В составе флюидных включений выявлены полиароматические углеводороды, вода и уголекислота, что указывает на углеводородную специфику флюидов, участвовавших в процессах глубинного минералообразования (Гаранин и др., 2011).

Генезис граната. Значительная часть гранатов сосредоточена в эруптивных обломках глубинных пород и поэтому ксеногена по отношению к собственно кимберлитам. Такие же по цвету и другим свойствам зерна граната обнаруживаются в кимберлитовом цементе брекчий, считаясь ксенокристаллами из разрушенных глубинных пород. Вместе с тем было предположение, что крупные зерна и желваки (до 10 см и более) оранжево-красного граната, сравнительно Са, Ti и обедненного Cr, включенные в кимберлиты, образовались непосредственно из кимберлитового расплава и относятся к так называемой «титановой» ассоциации. Однако сейчас доказано, что гранаты из глубинных ксенолитов и кимберлитового цемента по оптико-спектроскопическим, кристаллохимическим и колориметрическим параметрам полностью идентичны, следовательно, ксеногенны по отношению к кимберлитовой магме.

Месторождения США. В начале XX века в США были популярны красные пиропы из Аризоны, Юты и Нью-Мексико, продававшиеся под названием аризонских рубинов. Гранаты собирались их обильных элювиально-делювиальных и эоловых россыпей в районах в междуречье Сан-Хуан – Литл-Колорадо на плато Колорадо. Коренным источником пиропы являются неалмазоносные кимберлитовые трубки, содержащие до 50-80 об. % ксенолитов осадочных, интрузивных и метаморфических пород. Кимберлиты имеют миоценовый возраст и сосредоточены в пределах Колорадского среднего массива.

Среди ксенолитов преобладают красные и серые песчаники пермского возраста, распространены глинистые сланцы и известняки палеозоя, углистые, мусковитовые и хлоритовые сланцы, кварциты, яшмы, биотитовые граниты и гранито-гнейсы, гранатовые диориты и диоритовые гнейсы докембрийского фундамента. Округлые или угловатые обломки разного размера слабо сцементированы выветрелым у поверхности кимберлитом – серпентин-монтмориллонит-хлорит-кальцитовым материалом с вкрапленниками серпентинизированного оливина, биотита, хромдиопсида, пиропы, ильменита, магнетита, кварца, плагиоклаза, светлой слюды. Алмазы в кимберлитах не обнаружены.

Наиболее богаты пиропом кимберлитовые трубки в районе *Гарнет-Ридж* в штате Аризона. Кряж представляет собой останец размером 3 x 8 миль, сложенный в основном песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками группы Сан-Рафаэль среднеюрского возраста, которые перекрываются аргиллитами, песчаниками, алевролитами и известняками позднеюрской свиты Моррисон. Всего выявлено четыре трубки. Они неправильной формы и почти вертикального падения. Возраст трубок оценивается в 30 млн лет (Smith et al., 2004). Вмещающие породы образуют синклинальную складку. В качестве обломков в трубках присутствуют крупные блоки осадочных пород, попавших в трубку сверху и ксенолиты палеозойских осадочных и более древних кристаллических пород, вынесенных с глубины более 1200 м. Серпентинитовый цемент содержит кальцит и хлорит и в меньшем количестве оливин, хром-диопсид, биотит, амфибол, гипс, кварц, пироп, магнетит и красноватый монтмориллонит (Malde, 1954).

Характеристика камня. Пироп представлен округлыми зернами и угловатыми обломками, не имеющими естественных граней. Обычный размер зерен – 0.6 см и меньше, более крупные достигают 1.25 см и очень редко 3.2 см. Из них удавалось получать ограненные камни массой 0.5-1.5 карата, иногда до 5 карат. Цвет красный, красновато-коричневый, фиолетовый, черный. Цвет лучших ювелирных камней насыщенно красный, как у бургундского вина. Кристаллы пиропы имеют почти постоянное отношение Ca:Fe:Mg, содержание Cr варьирует от 0.3 до 5.7 мас. % Cr_2O_3 ; кроме того, гранат содержит от 20 до 220 г/т H_2O (Wang et al., 1999). Термобарометрические расчеты показывают, что кристаллы пиропы с разным содержанием хрома формировались на глубинах от 50 км ($T \sim 600^\circ\text{C}$, $P \sim 15$ кб) до 95 км ($T \sim 800^\circ\text{C}$, $P \sim 30$ кб). Зерна граната встречаются и в кимберлитовом цементе брекчий, а также в ксенолитах глубинных магматических и метаморфических пород. Гранаты, включенные в обломках гнейсов и кристаллических сланцев, полностью идентичны находящимся в россыпях.

Включения в гранате представлены рутилом, шпинелидами, ильменитом, клинопироксеном, кречинитом, кармихаелитом, карбонатом, амфиболом, флогопитом, хлорапатитом.

Месторождения в базальтовых эруптивных брекчиях

Месторождения размещаются в вулканических и субвулканических структурах (диатремы, кратеры и т.д.), а рудные тела содержат включения пироповых гипербазитов и мегакристы пироба. Эруптивные брекчии сцементированы субщелочным или щелочным базальтом и не бывают алмазонаосными.

К этому типу относятся знаменитые месторождения лучшего в мире пироба в Чехии. Пиробаосные вулканические базальтоидные брекчии с гранатами ювелирного качества известны на Хангайском нагорье в Монголии. В России аналогичные вулканические образования встречаются в Минусинской впадине (трубка Тергешская) и в Западном Забайкалье (Бартойская группа вулканов). Щелочные кайнозойские базальты этих районов содержат гранаты алмадин-пиробаосного состава, возможность практического использования которых не ясна.

Месторождения Чехии. Крупнейшие в мире месторождения ювелирного пироба находятся в Чешском среднегорье на левобережье р. Огрже (приток р. Лабы-Эльбы) южнее Теплицы и Билина. Они известны с XIII века. На этих уникальных месторождениях было добыто огромное количество пироба – «богемского рубина», который, в конце концов, несмотря на свое высокое качество, значительно обесценился и в настоящее время используется, главным образом, в ювелирно-галантерейных изделиях массового спроса.

Геологическое строение. Основное промышленное значение имеют пиробаосные россыпи. Россыпи генетически связаны с базальтоидными эруптивными брекчиями, выполняющими неалмазонаосные вулканические трубки, которые содержат многочисленные эруптивные обломки порфировидных пиробаосных перидотитов. Трубки и входят в состав миоценового щелочно-базальтового комплекса Чешского (Богемского) срединного массива. Уникальность рассматриваемых месторождений определяется тем, что тела пиробаосных перидотитов залегают в Чешском среднегорье на сравнительно небольшой глубине среди кристаллических пород срединного массива. Гранатовые перидотиты представляют собой мелкозернистые пироксен-оливиновые в разной степени серпен-

тинизированные породы с обильными вкрапленниками пироба. На кристаллических породах фундамента местами залегают песчаники пермокарбона, и они повсеместно перекрыты сплошным чехлом мергелей и мергелистых известняков мелового возраста мощностью около 200 м. В позднем олигоцене и миоцене были сформированы покровы оливиновых базальтов и их туфов, а также вулканические трубки, самыми крупными из которых являются Лингорка и Гранатовый Холм (Бота).

Трубка Лингорка имеет овальную форму размером 300х400 м в плане и близкий к вертикальному угол падения. Она пересекает (сверху вниз от дневной поверхности) мергели и песчаники туронского и сеноманского ярусов верхнего мела, протерозойские гнейсы, пиробаосные перидотиты (лерцолиты), местами чередующиеся с гранатовыми пироксенитами, гнейсы. Трубка выполнена эруптивной брекчией, состоящей из обломков пиробаосных перидотитов, базальтов, гнейсов и других протерозойских кристаллических пород, песчаников и мергелей, сцементированных карбонатизированным пепловым и мелкообломочным материалом (Рис. 67).

Характеристика граната. Зерна пироба включены в обломки перидотитов, а также находятся среди цемента брекчий. Размер их обычно составляет 3-4 мм, изредка достигая 1-2 см и более. За многовековую эксплуатацию чешских месторождений был добыт ряд уникальных камней, в том числе массой 633.4 и 468.5 карат. Пироба служат эталоном качества ювелирного камня, поскольку обладают насыщенной кроваво-красной окраской, лишь иногда имеющей оранжевый и фиолетовый оттенок. Твердые включения в пиробах немногочисленны и обычно представлены цирконом, магнетитом и реже хромдиопсидом.

Пироба в целом близки по химическому составу к якутским пиробаам из кимберлитов: содержание хрома в них обычно варьирует от 0.35 до 3 мас.% Cr_2O_3 , достигая в очень густоокрашенных зернах 9-11%, а кальция от 4 до 6.5 мас.% CaO . Отмечаются несколько повышенные содержания титана (0.16-0.7 мас.% TiO_2).

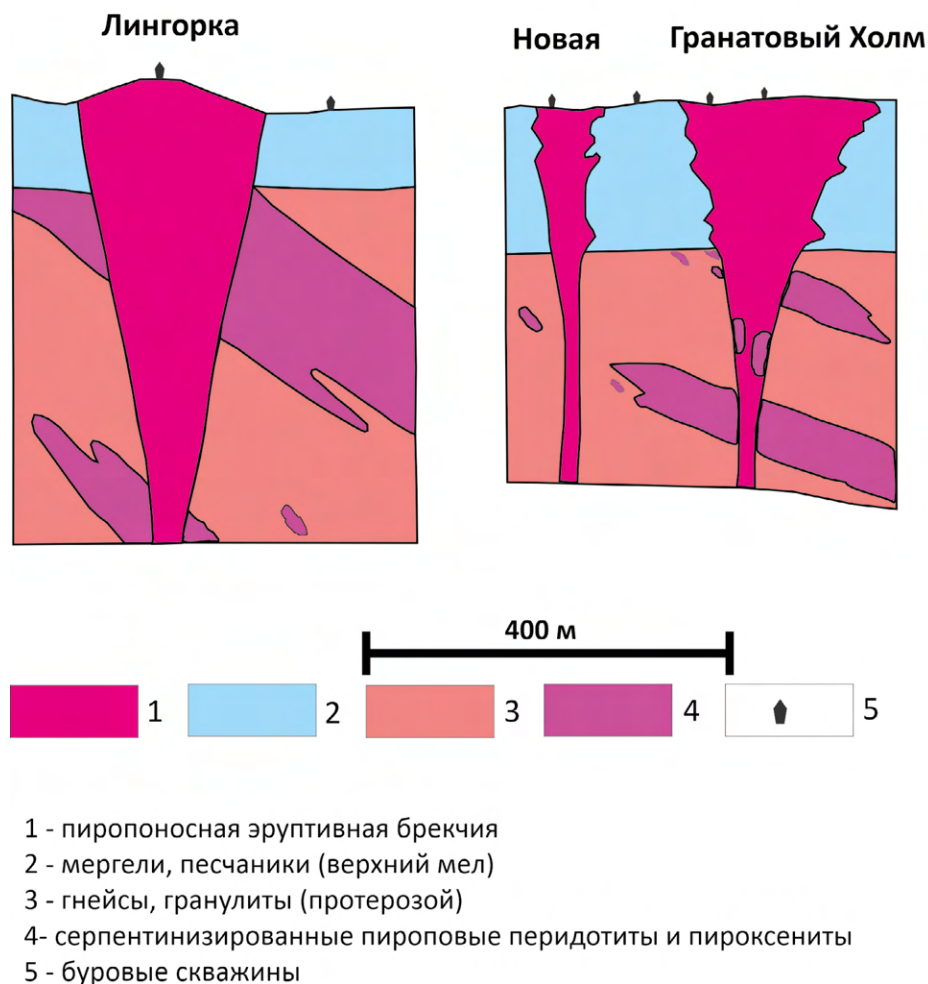


Рис. 67. Схема геологического строения пиропоносных диатрем, Чешское Среднегорье, Чехия (по Киевленко, 2001)

Бартойская группа вулканов (и одноименный рудно-россыпной узел) в Бурятии занимает площадь 3.4 км², здесь известно 7 шлаковых вулканических конусов высотой 40-60 м, сложенных щелочными базальтами плейстоценового возраста, содержащими остроугольные и овалыные обломки лерцолитов, гранатовых перидотитов, пироксенитов с включениями мегакристаллов хризо-

лита, пироба, энстатита, авгита, хромдиопсида, пикроильменита. Размеры обломков 3-15 см, мегакристаллов до 1 см. Все запасы ювелирных пироба и хризолита связаны с небольшими россыпями, локализованными в делювиально-пролювиальных отложениях вокруг вулканических построек. Содержание хризолита составляет 300-350 г/т. Зерна хризолита имеют размеры от 2 до 9 мм. Хризолит оливково-зеленый, лимонно-желтый. Разведанные запасы кристаллосырья пироба на Бартойском проявлении составляют 1620.8 кг, хризолита 610 кг.

Проявления, связанные с вулканитами среднего и кремнекислого состава (андезиты, риолиты, дациты)

Гранаты существенно альмандинового состава встречаются в виде вкрапленников в вулканитах преимущественно кремнекислого состава – риолитах, дацитах и их туфах, реже в андезитах и андези-базальтах, входящих в состав континентальных вулканических формаций глубинного заложения. Гранатосодержащие эффузивные породы известны в Карпатах и Закарпатье на Украине, в Словакии и Румынии, на Британских островах, в Испании, на северо-востоке России, Китае, США, Индии, Иране, Новой Зеландии и других странах.

Проявления России. Гранатоносные эффузивы широко распространены на крайнем северо-востоке России в пределах Охотско-Чукотского и Уяндино-Ясачнинского позднемезозойских вулканических поясов.

Порфириовидные вкрапленники граната в количестве до 3-4 об.%, а также олигоклаза, биотита и кварца, иногда санидина и магнетита заключены в микролитовой или фельзитовой массе покровных и субвулканических риолитов. Реже гранат наблюдается в брекчиевидных лавах андезитового и андези-базальтового состава или в риолитовых кристаллокластических игнимбритах, образующих прослои в толщах вулканических и туфогенно-осадочных пород.

Проявления Украины. Закарпатские гранатоносные эффузивы являются частью кайнозойского внешнего вулканического пояса Карпат, протягивающегося через Словакию, Украину и Румынию.

Вкрапленники граната распространены в риолитах, рио- и андези-дацитах и бывают особенно обильны в их кристаллокла-

стических туфах. Мощность таких гранатовых туфов местами достигает 30-40 м, а наиболее обогащенных гранатом прослоев – 2-3 м. В обычном образце так называемых «гранатовых туфов» можно насчитать до 30 хорошо ограненных темно-красных кристаллов альмандина. Кристаллы альмандина из туфов имеют тетрагонтриоктаэдрический габитус, размер около 2-6 мм, темно-красный цвет. В аллювиальных россыпях Закарпатья смешаны гранаты из вулканических и метаморфических комплексов.

Проявления США. Вблизи города Эли в Неваде, в плиоценовых риолитах наблюдаются относительно равномерно расположенные шаровидные полости, инкрустированные белым стекловатым кварцем и гранатом. Кристаллы альмандина ромбододекаэдрического облика с отдельными гранями додекаэдра размером от 2 до 16 мм, темно-красного цвета, совершенно чистые, прозрачные, с сильным блеском. Они содержат 67.6% альмандинового, 27.3% спессартинового, 4.3%grossулярового и 0.8 пиропового компонентов и относятся к альмандину.

Проявления Индии. Фенокристы альмандина выявлены в риолитовых игнимбритах докембрийской свиты чуртела в центральной Индии. Возраст вулканитов, определенный U/Pb методом по циркону, составляет 990-1020 млн лет (Patranabis-Deb et al., 2009). Кварц и альбит являются наиболее распространенными вкрапленниками; кроме них присутствуют вкрапленники апатита, ильменита, рутила, магнетита, циркона, монацита и граната. В игнимбритах отсутствуют ксенолиты метаморфитов и гранитоидов. Зерна граната представлены одиночными изотропными брекчированными кристаллами с резкими или корродированными границами в очень тонкозернистой основной массе вулканического пепла, который состоит в основном из альбита, кварца, магнетита и стекла. Некоторые зерна образуют тесные сростания с апатитом, ильменитом, цирконом и рутилом. Электронно-микроскопические и электронно-зондовые исследования не выявили ни зональности, ни систематических вариаций состава, который в форме миналов имеет вид $(Al_{78.7}Py_{12.3}Gr_{7.4}Sp_{1.6})$. Минеральных включений в альмандине не наблюдается. Метаморфический гранат обычно зональный и содержит минеральные включения. Поэтому зерна альмандина

в игнимбритах не являются метаморфогенными ксенокристаллами. В пределах толщи мощностью около 300 м на пяти различных горизонтах средние содержания минералообразующих элементов в гранате имеют очень незначительные стандартные отклонения, что предполагает единый магматический источник. Вкрапленники кварца, в том числе те, которые находятся в контакте с гранатом, характеризуются синим цветом катодолюминесценции, что указывает на быстрое охлаждение. Поэтому вряд ли сосуществующий альмандин является медленно охлаждавшимся реститом. Таким образом, структура, химический состав и отсутствие ксенолитов позволяют сделать вывод, что вкрапленники граната – это фенокристаллы. Альмандин такого состава устойчив при высоком давлении, и он кристаллизовался на нижних уровнях земной коры в магме, которая очень быстро поднималась к поверхности и ее извержение могло сопровождаться взрывом (Patranabis-Deb et al., 2009).

Проявления в гранитных пегматитах

Гранаты пиральспитового ряда – альмандин и спессартин – являются распространенными, хотя и второстепенными минералами гранитных пегматитов. Они встречаются в краевых мелкозернистых оторочках пегматитовых тел, а также в зонах кварц-мусковитового замещения микроклина, бывают включены в кварцевое ядро пегматита или ассоциируют с альбитизацией. Установлено, что состав гранатов в первую очередь зависит от формационного типа пегматитов. По мере уменьшения давления и температуры формирования пегматитов в гранатах последовательно уменьшается содержание пиропового, а затем альмандинового компонентов с увеличением доли спессартинового минала. Так, гранаты в мусковитовых пегматитах на 57-75% состоят из альмандина с примесью 14-26% спессартинового и 4-12% пиропового компонентов, в редкометальных берилл-мусковитовых пегматитах количество альмандинового минала снижается до 34-54%, пиропового – до 0.5-1.6%, а спессартинового возрастает до 43-54%. В редкометальных натриево-литиевых пегматитах гранаты в основном представлены спессартином (78-90%) с примесью 5-17% альмандинового и до 3% пиропового минала. Уграндитовые компонен-

ты (гроссуляр и андрадит) во всех случаях играют незначительную роль, занимая, как правило, не более 1-2%.

Гранаты в пегматитах сравнительно крупные, размером в среднем 1-2 см и более, но в основном мало прозрачны и трещиноваты.

Пегматитовые проявления граната самостоятельного значения не имеют, и ювелирный материал обычно отбирается попутно при добыче мусковита и редкометальных минералов. В районах с развитой корой выветривания пегматиты участвуют в образовании комплексных россыпей самоцветов с альмандином и спессартином. Такие россыпи известны в Шри-Ланке, Мьянме, на Мадагаскаре и в Бразилии. В более или менее существенном количестве ювелирные гранаты добывались в провинциях мусковитовых пегматитов Бихар и Раджастан в Индии, а также в Восточной и Борборемской пегматитовых провинциях в Бразилии.

Проявление Альто-Мирадор в штате Рио-Гранде-до-Норте, Бразилия локализовано среди кварцитов свиты Эквадор докембрийской серии Серидо. Субвертикальное северного падения пегматитовое тело мощностью до 5 прослежено по простиранию на 150 м. Контакт с вмещающими кварцитами, которые полого погружаются на северо-восток, несогласный. Внедрение пегматитов вызвало брекчирование кварцитов, которые слагают ксенолиты в пегматитовом теле. В основном пегматиты сложены кварцем, микроклинном, мусковитом, биотитом и калиевым полевым шпатом. Местами встречаются крупные до 40 см длиной и 12 см шириной кристаллы белого берилла, а также небольшие прожилки вторичных малахита и хризоколлы. Ядро пегматитового тела представлено молочно-белым кварцем и имеет неправильную форму. Тела замещения сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, часто представленным клевеландитом и лепидолитом. Самым распространенным акцессорным минералом является шерл.

Наиболее значимые в экономическом отношении минералы ювелирного качества в основном сконцентрированы в гнездах неправильной формы, также выполняют трещины. Они представлены спессартином, берtrandитом $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$, ганитом, друзами розового эвклаза $\text{AlBe}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ и прозрачными кристаллами апа-

тита, окраска которых варьирует от светло-зеленой до бесцветной. В некоторых гнездах кристаллы спессартина характеризуются концентрической цветовой зональностью: от красновато-оранжевой до желтовато-оранжевой. По данным электронно-зондового анализа содержание Mg в гранате варьирует от 0.50 до 0.86 мас.% MgO, Fe от 1.23 до 2.72 мас.% FeO и от 0.13 до 0.30 мас.% Fe_2O_3 .

Район Рамона (Ramona) в Калифорнии, США богат различными самоцветами, наиболее заметный из которых оранжевый спессартин. Район проявления расположен в пределах Южно-Калифорнийского пегматитового пояса. Наиболее продуктивными в отношении спессартина является пегматитовое тело Геркулес (Hercules-Spessartite). Оно начало отрабатываться в 1903 г. и до 1905 г. было добыто около 7 кг сырья. Затем добыча прекратилась и была возобновлена в 1954 г., но объемы добычи неизвестны. В дальнейшем добыча проводилась в 1959, 1965–1966 гг. и с конца 70-х до 1984 г. Наиболее крупный кристалл спессартина массой 2300 г. был добыт в период с 1987 по 1990 гг.

Геологическое строение. В районе распространены главным образом интрузивы тоналитов и в меньшей степени габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов. Все они являются частью батолита Пенинсьюла Рэнджес (Peninsular Ranges) раннемелового возраста (120-100 млн лет). Интрузивные породы прорывают серию пегматитовых тел северо-западного простиранья и пологого падения; протяженность отдельных тел достигает 1060 м, а мощность варьирует от 40 см до 1.8 м. Радиометрический возраст одного из пегматитовых тел 98.7-100 млн лет (Lauris, Knox, 2001).

Дайки обычно расслоены: верхняя часть представлена пегматитами, а нижняя аплитами. Аплиты сложены ассоциацией тонкозернистых кварца, кислого плагиоклаза, калишпата, шерла и альмандин-спессартина. Верхняя полосчатая часть аплитов получила местное название "line rock". Грубозернистые пегматиты сложены кварц-пертитовыми сростаниями, шерлом, альмандин-спессартином и мусковитом. Вблизи контакта аплитов и пегматитов находится зона занорышей, характеризующаяся относительно крупными идиоморфными кристаллами кварца, полевого шпата и других минералов. Эти минералы часто образуют сростания, за исключением

полостей, где хорошо образованные отдельно стоящие кристаллы прикреплены к стенкам или находятся в глинистой массе. Самые крупные и наиболее значимые в промышленном отношении пегматиты района обеспечили добычу голубого топаза, темно-зеленого турмалина, бледно-синего и розового берилла, но не спессартина. Пегматиты могут содержать только спессартин, в то время как другие только топаз, берилл и/или цветной турмалин. В некоторых пегматитах обнаруживаются все минералы, но скопления граната и остальных минералов разделены несколькими метрами.

Характеристика спессартина. Гранат ювелирного качества наблюдается только там, где нет цветного турмалина. Большая часть спессартина добыта из небольших гнезд и уникальной породы, сложенной пористым полевым шпатом с небольшим количеством кварца или без него. Такая порода, содержащая много небольших неправильной формы пустот, получила название «porcupine rock» и является хорошим показателем спессартиновой минерализации. Спессартин наблюдается в сине-серой глинистой массе с иголочками турмалина в порах или более крупных пустотах и трещинах иногда совместно с кварцем, альбитом, калишпатом и шерлом; изредка он наблюдается вместе с голубым до розового бериллом или розовым апатитом. Спессартин в «попкорновой породе» всегда корродирован, но в более крупных пустотах он представлен как идиоморфными, так и корродированными кристаллами.

Цвет спессартина варьирует от оранжевато-желтого до кирпичевато-оранжевого; большая часть кристаллов светло-оранжевато-желтые до желто-оранжевых. Цветовой зональности не наблюдается. Кристаллы прозрачные, характеризуются аномальным двупреломлением.

Электронно-зондовые исследования свидетельствуют, что уменьшение содержания Mn и увеличение Fe в гранате обуславливает вариации цвета от светлого оранжевато-желтого до желто-оранжевого. Наиболее высокое содержание Mn (40.67 мас.%) было выявлено в самом светлом оранжевато-желтом кристалле. Во всех кристаллах фиксируется примесь Ti и Ca; содержание Mg находится ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. В виде миналов состав спессартина можно представить следующим

образом: 88.8-94.8-спессартин, 4.7-11.0 альмандин, 0.2-0.5 grossular (Lauris, Knox, 2001).

Кристаллы спессартина содержат относительно мало включений, видимых невооруженным глазом. При микроскопических наблюдениях установлены волнообразные плоскости одно- и двухфазовых газовой-жидких включений, залечивающих трещины. Индивидуальные флюидные включения в этих залеченных трещинах удлинённые, игольчатые или неправильной формы. Также наблюдались линейные группы мельчайших включений, образующих клочки и облачка. В некоторых кристаллах встречены плоские изолированные двух- и трехфазовые флюидные включения. Твёрдые включения представлены альбитом, колумбитом, цирконом.

Скарновые месторождения

Собственно скарновые месторождения ювелирного граната редки. Наиболее известными являются Грин Дрэгон в Намибии и Антрэмбатто на Мадагаскаре

Месторождение Грин Дрэгон, Намибия. Ювелирный зелёный прозрачный андрадит с алмазным блеском, который относят к демантоиду, известен в предгорьях массива Эронго с середины 1990-х годов (Рис. 68). Месторождение такого граната Грин Драгон (Green Dragon) приурочено к позднепротезойской метаосадочной толще, сложенной сланцами, амфиболитами, известково-силикатными породами орогена Дамара с возрастом 750-450 млн лет. В меловой период (66-145 млн лет) эта толща была интродуцирована гранитоидами комплекса Эронго (Koller et al., 2012; Giuliani et al., 2017). Дайки гранитов комплекса Эронго выходят на поверхность также и на площади месторождения и поэтому можно предположить, что эти породы, по крайней мере частично, вызвали скарнирование вмещающих мраморов и образование андрадита.

Характеристика камня. Андрадит локализован в мраморах и известково-силикатных породах (скарнах) вдоль



Рис. 68. Демантоид,
2.08 карата, Намибия.
Фото: Gemlovers

контакта с дайками. В известково-силикатных породах развита зона с кристаллами граната размером 1-2 см в кальцитовой массе вместе с кварцем и небольшим количеством других силикатов. По химическому составу зерна близки к андрадиту с низким содержанием Ti, Cr, Mn и Mg. В гранате в ряде случаев отмечаются анизотропные зоны, которые обогащены гроссуляровым компонентом (до 40 мол %) и Ti (до 1.6 мас.% TiO_2). В ряде кристаллов отмечаются широкие вариации состава от чистого андрадита до чистого гроссуляра. В ряде случаев гранат образует гнезда с кристаллами высокого качества и совершенной формы совместно с кварцем и пренитом.

Включения. Твердые включения в гранате представлены диопсидом, волластонитом, кварцем, кальцитом и сфалеритом. Все выявленные в гранате флюидные включения относятся к вторичным (Koller et al., 2012). Включения можно разделить на три типа. Включения первого типа содержат газовый пузырек, жидкость и несколько твердых фаз. Включения второго типа состоят из газового пузырька, жидкой фазы и иногда содержат твердые фазы. Включения третьего типа двухфазовые (газ + жидкость), имеют темный цвет. Микротермометрические исследования свидетельствуют, что жидкая фаза всех включений принадлежит системе $H_2O-CaCl_2$. Данные КРС спектроскопии свидетельствуют, что в состав газовой фазы входит метан.

Месторождение Антетезамбатто (Antetezambato) находится на севере Мадагаскара. В геологическом строении месторождения принимает участие мезозойская осадочная толща с возрастом (163-174 млн лет), которая прорывается щелочно-гранитным массивом Амбатто с возрастом 25 млн лет. Собственно месторождение граната – это наклонный блок осадочных пород, интродуцированный по одним данным серией даек лампрофиров (Pezzotta et al., 2011), по другим – серией даек трахитов (Giuliani et al., 2017). Осадочные породы, представленные тонко-среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с кремнеземистыми известняками, скарнированы вдоль границ слоев, трещин и по контакту с дайками лампрофиров (трахитов). Образующиеся при этом жилы и прожилки сложены очень тонкозернистой гранатовой породой, пустоты в которой выполнены более крупными кристаллами андрадита.

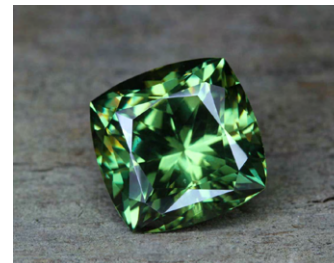


Рис. 69. Демантоид,
4.4 карата, Мадагаскар.
Фото: Gemlovers

Характеристика камня. Кристаллы демантоида варьируют от нескольких мм до 3 см в диаметре, что зависит от размера пустот. Андрадит ассоциирует с кварцем, кальцитом, Са-стильбитом, волластонитом (?), пиритом (Pezzotta et al., 2010). Кристаллы граната характеризуются сложным сочетанием простых форм – ромбододекаэдра, гексооктаэдра, тетрагонтриоктаэдра и тригонтриоктаэдра (Pezzotta et al., 2010).

По химическому составу описываемый демантоид (Рис. 69) – это практически чистый андрадит (98.3-99.7 % минала андрадита). Демантоид содержит лишь 3 г/т Cr и менее 1 г/т V. Из других примесей можно отметить Al (до 5470 г/т), Mg (до 1420 г/т), Mn (до 90 г/т), Ti (до 7 г/т) (Pezzotta et al., 2011).

Включения. Твердые включения представлены волластонитом, диопсидом, F-везувианом, кальцитом, пиритом, флюоритом и F-As-содержащим апатитом (до 2 мас.% As_2O_3). Богатый F везувиан содержит 4.7 и 4.6 мас.% MgO и FeO соответственно (Giuliani et al., 2017). Флюидные включения представляют собой вуали, но попадаются и двухфазовые включения. В работе (Giuliani et al., 2015) показано уникальное, очень крупное флюидное включение объемом ~52.2 мм³, состоящее из водяного пара в газовой фазе и раствора хлорида натрия. Соленость раствора ~8 мас.% NaCl экв.

Метаморфогенные месторождения

Метаморфогенные месторождения граната, пожалуй, наиболее широко развиты среди всех других месторождений этого самоцвета. В метаморфических условиях формируются месторождения и проявления гроссуляра (гессонит, цаворит), гидрогроссуляра (южноафриканский жад), андрадита (демантоид), уваровита, альмандина, альмандин-пироба, спессартина (мандарин-гранат). С генетической точки зрения все месторождения можно поделить на две большие группы, связанные с: (1) низкоградным метаморфизмом и (2) высокоградным метаморфизмом. При этом состав вме-

щающих пород самый разнообразный: кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, апогипербазитовые серпентитины, метаморфизованные габброиды. В ряде случаев в формировании таких месторождений принимают участие более поздние интрузивные тела, от которых отделяются флюиды, чье воздействие приводит к укрупнению зерен изначально метаморфогенного граната.

Месторождения и проявления, связанные с низкоградными метаморфитами

С процессами низкоградного метаморфизма связано образование проявлений гроссуляра, гидрогроссуляра, демантоида, уваровита.

Такие объекты образуются в результате кальциевого метасоматоза базитов (габбро, анортозитов) в зоне их контакта с гипербазитами или гранитоидами (граниты, сиениты). При этом жилы и дайки габброидов, входящие в офиолитовые комплексы преобразуются в кальциево-силикатные породы – родингиты, в том числе существенно гроссуляр-гидрогроссулярового и везувианового состава. Характерна плотная скрытокристаллическая структура, гораздо реже встречаются хорошо оформленные кристаллы граната, в частности, гессонита (месторождение Джефри Майн в Канаде). Гранатовые и везувиан-гранатовые родингиты, используемые как ювелирно-поделочный камень («трансваальский жад»), известны в ЮАР (Трансвааль), Польше (Шкляры в Нижней Силезии), Казахстане, Новой Зеландии и других странах.

Месторождения южноафриканского жада. В 1908 году А.Холлом в Центральном Трансваале в Бушвельдском интрузивном комплексе была открыта нефритоподобная декоративная порода, названная южно-африканским (трансаваальским) жадом и использовавшаяся в качестве поделочного камня. Впоследствии оказалось, что она состоит в основном из скрытокристаллического гидрогроссуляра с включениями везувиана, пумпеллиита и обыкновенного гроссуляра.

Месторождения южноафриканского жада размещаются в западной части («Западный пояс») Бушвельдского протерозойского расслоенного массива главным образом в районе г. Бритте пример-

но в 65 км западнее Претории. Они связаны с одной из нижних зон Бушвельдского интрузивного комплекса, именуемой Оптической, которая сложена чередующимися перидотитами, анортозитами и пироксенитами с протяженными слоями хромитовых руд. Выше следует Главная зона, сложенная преимущественно норитами, и Верхняя зона, представленная красными гранитами, гранодиоритами и фельзитами.

Жады слагают два, местами три прерывистых слоя мощностью от 10 см до 1-1.5 м среди светлых анортозитов (лабрадоритов). Ниже наблюдаются темные норит-анортозиты, в свою очередь перекрывающие хромитовый слой. Слои жада и вмещающие их породы залегают согласно с общей стратификацией массива, полого погружаясь в северном направлении под углом 15-30°. Жадоносный горизонт прослеживается по простиранию на многие километры. На месторождении Баффельсфонтейн (Buffelsfontein) мощная зона гидрограната состоит из слоев темно-розового и зеленого жада, рассеянных линзами и прожилками хромитита.

Характеристика камня. Южно-Африканский жад обладает разной степенью прозрачности и в основном бывает зеленым с оттенками и розовым, изредка встречаются бледно-голубые и кремовые камни. Окраска может быть пятнистой – зеленой на сером фоне. Так на месторождении Рустенбург (Rustenburg) выделяют следующие разновидности жада: цвета темной морской волны просвечивающий до непрозрачного, яркий яблочно-зеленый, непрозрачный тусклый цвета морской волны до яркого желтовато-зеленого, просвечивающий до матового светлый до темно-розового, перламутровый до бледно-голубого, кремовый (Cairncross, Dixon, 1999).

Жад не гомогенен, а является комбинацией нескольких мелкокристаллических фаз. Так, зеленый жад сложен преимущественно безводным гроссуляром с переменным количеством везувиана (до 10 об.%), а розовый состоит из гидрогроссуляровых фаз, отличающихся по содержанию гидроксидов (до 8.5 мас.% H_2O). Зеленый цвет связан с примесью хрома (до 0.25 мас.% Cr_2O_3), а розовый Mn (до 0.8 мас.% MnO).

Породообразующие гранаты включают следующие миналы (первая цифра для зеленого жада, вторая для розового): гроссуляра

91.7-92.2%, пироп 2.9-4.1%, андрадита 3.6-2.7%, альмандин 1.1-0.7%, спессартина 0.1-0.4%, уваровита 0.7-0% (Киевленко, 2001).

Генезис жада. Предполагается, что жад формируется в результате метасоматического замещения анортозитов, пироксенитов и нерудных минералов хромититов. Замещение происходило под действием горячих растворов, источник которых не ясен. Возможно, что флюиды имели метаморфогенное происхождение. Есть мнение, что источником флюидов могли служить дайки щелочных пород с возрастом ~1400 млн лет, относящиеся к комплексу Пиланесберг и прорывающие породы Бушвельдского массива (Cairncross, Dixon, 1999; Cawthorn, 2015).

Месторождение Джеффри Майн (Jeffrey Mine), Канада.

Прозрачные кристаллыgrossуляра и в том числе оранжевого гессонита встречаются на крупнейшем месторождении асбеста Джеффри Майн в 160 км восточнее Монреаля у г. Асбестос в провинции Квебек.

Геологическое строение. Месторождение находится в пределах серпентинитового пояса Северных Аппалачей. Оно локализовано в серпентинизированных гипербазитах, принадлежащих ордовикским офиолитам, надвинутым на краевую часть кратона Лаврентия в ходе таконской орогении ~470-460 млн лет назад (Normand, Williams-Jones, 2007). В основании разреза офиолитов гипербазиты представлены серпентинизированными тектонизированными гарцбургитами, которые перекрываются серпентинизированными дунитами и пироксенитами. Гипербазиты имеют тектонический контакт с зелеными сланцами и граувакками. Диорит-монцодиоритовые и более поздние гранодиорит-гранитные дайки прорывают основание гипербазитовой толщи. Диоритовые дайки внедрились в гипербазиты до серпентинизации, в то время как дайки гранодиоритов и гранитов внедрились по крайней мере в частично серпентинизированные гипербазиты. Параллельно с серпентинизацией гипербазитов гранитоиды подверглись родингитизации.

Типичными минералами родингитов являются grossуляр, гидроgrossуляр, клинопироксены диопсид-геденбергитового ряда, клиноцоизит, хлорит, пренит, везувиан и волластонит.

Родингиты, развитые по дайкам диоритов и монцодиоритов, сложены ассоциациями grossуляр + клинопироксен + хлорит, grossуляр + клинопироксен, grossуляр + клинопироксен + клиноцоизит, grossуляр + клинопироксен + клиноцоизит + пренит, клиноцоизит + клинопироксен (Normand, Williams-Jones, 2007). Жилы, пересекающие родингиты, сложены теми же минералами, что и вмещающие породы, в то время как жилы среди частично родингитизированных пород обогащены пренитом, альбитом или калишпатом и реже grossуляром. Кроме того, наблюдаются прожилки, сложенные темно-коричневым везувианом и хлоритом, которые пересекают grossуляр-клинопироксеновые родингиты.

Родингиты, развитые по гранодиоритам и гранитам, сложены минеральными ассоциациями нескольких типов. Вокруг даек пегматоидных лейкогранитов на контакте с вмещающими серпентинитами развита мощная зона, представленная хлоритом, grossуляром, пренитом; при этом хлорит значительно преобладает над остальными минералами. Полностью родингитизированные граниты состоят из крупнозернистых grossуляра и клинопироксена. В дайке родингитизированных биотитовых грантов выявлена зональность (Normand, Williams-Jones, 2007). Первая от контакта с серпентинитами зона сложена хлоритом, гидроgrossуляром, клинопироксеном. Далее следует зона, состоящая из волластонита, везувиана, клинопироксена, гидроgrossуляра. Третья зона сложена альбитом и калишпатом.

Характеристика камня. Кристаллы grossуляра обычно имеют хорошо развитые грани ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Они бесцветны или окрашены в оранжевый, зеленый и изредка в розовый цвет. Оранжевый гессонит близок к чистому grossуляру и содержит 1.85 мас.% FeO, около 0.01 мас.% Cr₂O₃ и 0.5 мас.% MnO; наблюдаются включения диопсида. Он может иметь исключительно высокое качество, представляя особый интерес для коллекционеров. Самый крупный ювелирный гессонит массой 24 карата в ограниченном виде хранится в Национальной коллекции минералов Канады.

Зеленые grossуляры встречаются реже оранжевых в кристаллах до 1 см с характерными черными включениями хромита.

Ранее они считались уваровитами, однако, содержание в них хрома не превышает 7 мас.% Cr_2O_3 , что соответствует всего лишь 14% уваровитового минала. В светло-зеленомgrossуляре содержание хрома снижается до 0.22 мас.% Cr_2O_3 .

В grossулярах из Джефри Майн отмечается двупреломление света, что объясняется нарушением порядка расположения ионов Al^{3+} , Fe^{3+} и OH^- в кристаллической решетке граната. Гидроксил относится к примеси гидроgrossулярового компонента.

Каркодинское месторождение демантоида, Россия, Урал.

Во время своего посещения России в 1856 году финский минералог Нильс фон Норденшельд исследовал свойства новых зеленых самоцветов с Урала. Он определили, что это не перидот, а другой минерал. В 1864 году он установил, что это андрадит. В 1884 году А.В. Калугин и его сын обнаружили демантоид в золотоносной россыпи на реке Бобровка вблизи деревни Полдневая в Полевском районе. Они не знали о находке Норденшельда и решили, что зеленый самоцвет является хризолитом. Под этим названием полдневский демантоид долгое время фигурировал в ювелирном деле.

Горный инженер А.А. Леш в 1887 году установил, что «хризолит» из Полдневой – это гранат. В 1881 профессор П. Николаев получил тот же состав для демантоида из реки Бобровка вблизи Елизаветинского. Невероятное совпадение, но первые два месторождения демантоида были открыты в золотоносных россыпях двух одноименных рек, разделенных 200 км. Поэтому при упоминании этих месторождений демантоида обычно говорят о Полдневском (Бобровка) и Нижнетагильском (или Елизаветинское).

В 1887 году демантоид был представлен на Уральской промышленной выставке как новый самоцвет. После Всемирной Парижской выставки в 1898 году цена демантоида достигла максимума. Это привело к тому, что добыча самоцвета в 1913 году достигла 104 кг. С 1875 по 1920 год демантоид был очень популярен в России и за рубежом. Начиная с 20-х до 80-х годов XX века демантоид был несколько подзабыт. Тем не менее он оставался интересен для коллекционеров и исследователей. В конце 80-х гг. прошлого века интерес к зеленым самоцветам возобновился, что обусловило возможность проведения геологоразведочных и поисковых работ.

Это привело к открытию нового коренного месторождения Каркодино, расположенного в 7 км от Полдневского. Кроме того, были обнаружены месторождения демантоида на Полярном, Приполярном и Южном Урале. Однако пока неизвестно, являются ли эти объекты экономически выгодными. В настоящее время отрабатываются только два месторождения – Каркодинское и Полдневское (Burlakov, Burlakov, 2017).

Геологическое строение Каркодинского месторождения.

Месторождение расположено в Уфалейском районе Свердловской области, в южной краевой части одноименного гипербазитового массива и вскрыто карьером. Каркодинский массив принадлежит к офиолитовой формации и входит в состав Серовско-Маукского пояса гипербазитовых массивов восточного склона Урала. Возраст массива средне-позднеордовикский. В плане массив имеет неправильную форму, вытянут в меридиональном направлении на 12 км при ширине от 0.5 до 5 км, площадь его 20 км². Это останец Уфалейского массива, надвинутый на филлит Центрально-Уральского поднятия. Каркодинский массив сложен дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, клинопироксенитами (диаллагитами) и прорван серией небольших тел габбро, кварцевых диоритов и гранодиоритов, с которыми связаны тальк-карбонатные метасоматиты (Кропанцев, 1997; Поляков, 1999).

Месторождение контролируется мощной зоной меланжа шириной 120-150 м северо-восточного простираения среди антигориловых апогарцбургитовых серпентинитов. В зоне меланжа преобладают антигориловые апогарцбургитовые серпентиниты и реже встречаются аполерцолитовые серпентиниты. В серпентинитах находятся дайкообразные тела актинолитизированных клинопироксенитов и масса мелких неправильной формы шлиров и тел серпентинизированных оливиновых хромититов. В центральной части зоны меланжа проходят две крутопадающие полосы интенсивно кливажированных и будинированных пород шириной от первых до 50 м. Наблюдаются маломощные от первых мм до 2 см зоны милонитов, в том числе по хромититам.

Аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты сложены антигорилом с примесью брусита, магнетита (вероятно, псев-

доморфозы по бруситу), реликтовыми хромшпинелидами серпентинизированных оливиновых хромититов. Здесь отмечен кулкеит (смешанно-слоистый тальк-хлорит 1:1). Аполерцолитовые серпентиниты кроме вышеперечисленных минералов содержат актинолит. В общей массе серпентинитов развиты ранние и поздние прожилки различного состава. Ранние прожилки сложены агрегатами клинохризотила, брусита, граната; в отдельных участках развит Cr-пеннин. Поздние прожилки представлены агрегатами зерен граната-демантоида, выполняющими трещины отрыва и полости растворения. Повсеместно развиты карбонаты, образующие поздние просечки.

Собственно “рудные” тела приурочены к коротким и маломощным крутопадающим трещинам северо-западного простирания и размещены большей частью в полосах интенсивно кливажированных серпентинитов и актинолит-серпентиновых пород. Демантоидсодержащие зоны ориентированы, в основном, перпендикулярно к простиранию полос кливажированных пород. Мощность демантоидсодержащих зон составляет от первых до 6-7 см. В их пределах и вокруг них широко развиты тонкие ветвящиеся прожилки магнезита и доломита.

Минеральные ассоциации Каркодинского месторождения можно подразделить на 4 типа: реликтовую, минеральную ассоциацию серпентинитов, ранних и поздних прожилков (Алферова, 2006). Реликтовая ассоциация представлена хромшпинелидами, образующими рассеянную вкрапленность в антигоритовых серпентинитах. Ассоциация серпентинитов сложена антигоритом, тальк-хлоритом. Минералы ассоциаций ранних прожилков представлены клинохризотилом, бруситом, хромистым гидроандрадитом (23-35% уваровитового компонента, 11 мас.% H_2O), хромистым пеннином. Ассоциации поздних прожилков сложены агрегатами зерен демантоида, актинолитом и хризотилом, выполняющими трещины отрыва и полости растворения; повсеместно развиты карбонаты, образующие просечки.

Характеристика демантоида. Демантоид развит как в клинохризотил-карбонатных (апогарцбургитовых серпентинитах), так и в актинолит-брусит-антигоритовых породах (аполерцолитовых серпентинитах). Чаще всего демантоид встречается в форме окру-

глых зерен размером от 3 до 10 мм или сростков и зернистых масс размером до 5-7 см. Очень редко он образует мелкие кристаллы, представленные ромбододекаэдрами или комбинацией тетрагон-триоктаэдра и ромбододекаэдра. Округлые формы уральского демантоида связывались многими исследователями со сферолитовым ростом (Кисин и др., 1997). Микроскопические наблюдения показали, что в зернах демантоида всегда присутствуют элементы слабого расщепления (Алферова, 2006). Образование прозрачных кристаллов, по-видимому, связано с медленным ростом граната в полостях и трещинах отрыва при сравнительно низких температурах. Цвет демантоида варьирует от зеленовато-желтого, коричневатого до ярко-зеленого (Рис. 70). Зачастую кристаллы окрашены зонально: центральная часть более зеленая, чем краевая. Специфический цвет демантоида является следствием сочетания двух- и трехвалентного железа, и трехвалентного хрома. Демантоид содержит, мас. %: 0.08-0.78 Cr_2O_3 , 30.28-30.93 Fe_2O_3 , 0-0.54 FeO , 0-0.10 V_2O_5 (Алферова, 2006).

Термическая обработка коричневого андрадита в восстановительных условиях используется для преобразования исходного цвета в зеленый или желто-зеленый цвета за счет восстановления части Fe^{3+} до Fe^{2+} . Главным фактором, определяющим смену коричневой окраски на зеленую, является повышение восстановительного потенциала, тогда как температура влияет на скорость реакции. Термическая обработка демантоидов используется для усиления зеленого цвета в зеленовато-желтых демантоидах, либо для осветления темно-зеленых камней. Химическое выщелачивание включений волокнистого минерала производится посредством обработки плавиковой кислотой.

Включения в демантоиде. Для уральского демантоида характерны включения типа конского хвоста, которые представлены хризотилом (из апогарцбургитовых серпентинитов), актинолитом



Рис. 70. Демантоид,
1.01 карата, Урал, Россия.
Фото: Gemlovers

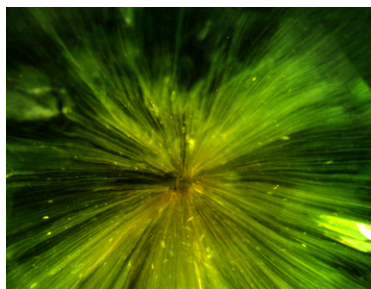


Рис. 71. Включения актинолита в демантоиде, Урал. Поле зрения 3 мм. Фото: Синев Д.С.

(из аполерцолитовых серпентинитов) (Рис. 71). Так же наблюдаются включения магнетита и диопсида.

Температура гомогенизации флюидных включений в демантоиде 200-270°C (Алферова, 2006).

Этапы формирования месторождения. Минеральные ассоциации Каркодинского месторождения демантоида (за исключением реликтовой) отвечают трем этапам минералообразования.

На первом этапе происходила серпентинизация пород Каркодинского гипербазитового массива: дунитов, гарцбургитов, оливковых хромитов, лерцолитов. На этом этапе возникли антигорит и тальк-хлорит.

Минеральные ассоциации второго этапа приурочены к тектонизированным, милонитизированным участкам и зонам. Первичные хромшпинелиды – магнезиохромит и алюмомагнезиохромит – в этих участках начинают замещаться хромитом и феррихромитом, которые в свою очередь замещаются Cr-содержащими минералами: хромистым гидрогранатом, хромистым пеннином. Образование минералов на втором этапе происходило при существенно более высокой fO_2 , чем на первом этапе, поскольку становятся неустойчивыми первичные хромшпинелиды гипербазитов, в ассоциации появляется магнетит, маложелезистые хризотил и клинохризотил, андрадит.

На третьем этапе образуется демантоид, для которого характерен расщепленный рост в трещинах скола и отрыва совместно с хризотилом и актинолитом, присутствующими в каждом демантоиде.

Район Валь Маленко (Val Malenco, Valmalenco), Италия.

Большая часть демантоида района, расположенного в 110 км к северо-востоку от Милана, была обнаружена в [асбестовых рудниках](#). Эти месторождения асбеста расположены на высоте ~1800-2200 м над уровнем моря. Самые красивые кристаллы демантоида были

найжены на руднике Сферлан (Sferlun) в 1947 году. Существенное количество находок было сделано во второй половине 60-х годов прошлого века. В настоящее время все рудники закрыты.

Геологическое строение. Вмещающие породы представлены серпентинитами с магнетитом, диопсидом и антигоритом, образованными в результате метаморфизма гипербазитов в ходе альпийского орогенеза. Демантоид развит в рассланцованных серпентинитах в восточной части массива гипербазитов. Он локализован в заполненных хризолитом трещинах, ориентированных перпендикулярно сланцеватости. Демантоид слагает кристаллы до 2 см, которые имеют местное название «семена асбеста». Демантоид ассоциирует с хромсодержащим магнетитом, кальцитом, гидромагнезитом, бруситом, клинохлором и редкими прозрачными зелеными массами форстерита. Эта ассоциация сформирована в ходе ретроградного метаморфизма в течение поздне-альпийского орогенеза при температуре ниже 370°C и давлении 0.5-1.5 кб (Adamo et al., 2009).

Характеристика демантоида. Цвет демантоида варьирует от желтовато-зеленого до зеленого, в том числе изумрудно-зеленого. Зональности в окраске не наблюдается. Все кристаллы имеют додекаэдрический габитус. Цвет кристаллов обычно однородный. По химическому составу демантоид отвечает практически чистому андрадиту ($\geq 98\%$). Содержание основного элемента хромофора Cr достигает 2.48 мас.% Cr_2O_3 в наиболее интенсивно окрашенных кристаллах.

Включения. Кристаллы содержат волокнистые включения хризотила в форме конского хвоста. Кристаллы содержат многочисленные трещины, некоторые из которых залечены жидкостью или твердым веществом. Изредка в демантоиде наблюдаются включения антигорита (Adamo et al., 2009). Кроме того, отмечаются включения магнетита и хромсодержащего магнетита (16.63-23.8 мас.% Cr_2O_3).

Месторождение демантоида Сохан (Soghan), Иран. Демантоид в этой стране был впервые найден в 2001 году (Рис. 72). Месторождение расположено в провинции Керман на юго-востоке Ирана на высоте 1500 м над уровнем моря. Добыто около 120 кг сырья, из

которого 5% было ювелирного качества (Du Toit et al., 2006) (Рис. 73). Изредка попадаются камни с эффектом кошачьего глаза. Кроме зеленого демантоида, обнаружены светло-желтый, оранжевый, светло-оранжевый, и коричневато-оранжевый андрадит (Рис. 74). Гранаты слагают гнезда размером до 2-3 см и отдельные хорошо образованные кристаллы размером 2-10 мм в жилах и прожилках асбеста в серпентинитах. Они ассоциируют с хлоритом, апатитом (крупные бесцветные кристаллы), привлекательным непрозрачным материалом, состоящим из полос апатита и кальцита. Некоторые кристаллы слабомагнитные. Демантоид содержит включения типа «конского хвоста».



Рис. 72. Демантоид, Иран. Размер кристаллов около 8 мм. Фото: Gemlovers



Рис. 73. Демантоид, Иран. Поле зрения 5 мм. Фото: Синев Д.С.



Рис. 74. Андрадит разных цветов, Иран. Размер кристаллов около 8 мм. Фото: Gemlovers

Сарановское месторождение хрома с проявлением уваровита находится в Чусовом районе Пермского края на Урале и приурочено к Сарановскому хромитоносному габбро-гипербазитовому массиву меридионального простираения протяженностью до 6 км и шириной до 400 м. Он состоит из двух частей – Северной и Южной, представляющих собой тектонические блоки с разной амплитудой перемещения вверх. К Северной части приурочено Главное Сарановское месторождение, к Южному – три месторождения: Любушкина, Большепестерьское и Бисерское, обычно объединяемые в Южно-Сарановское месторождение. В настоящее время подземным способом отрабатывается Главное месторождение; Южно-Сарановское месторождения отрабатано карьером.

Массив располагается в западном крыле Центрально-Уральского поднятия во внешнем поясе гипербазитов Урала. Его возникновение связано с каледонской активизацией субмеридиональных разломов в протерозойском фундаменте. Массив залегает среди терригенных слабо метаморфизованных вендских отложений и круто падает на восток с углами падения около 90°. К северу массив полого погружается и прослежен еще на 400 м без признаков выклинивания. Массив сложен породами расслоенной габбро-гипербазитовой формации и дайковой серией. Габбро-гипербазитовый комплекс имеет стратиформный характер и состоит из нижней гипербазитовой расслоенной хромитоносной части, сложенной нацело серпентинизированными гипербазитами с хромититами, и верхней, также расслоенной, анортозит-габбровой. Гипербазиты и габброиды прорваны дайками сильно измененных пикритов, субщелочных вулканитов и высокотитанистых базитов мощностью до 5 м. Большая часть даек сохранилась в продуктивной толще, где они рассекают хромититы и серпентиниты (Иванов, 2016).

Хромититовые пласты мощностью от 0.5 см до 12 м и более развиты по всему разрезу с максимумом в продуктивном горизонте. Всего установлено 29 пластов хромититов мощностью до 12 м. Они постепенно или ритмично переходят в гипербазиты.

Дайки долеритов и габбро-долеритов рассекают гипербазиты, габброиды и пикриты. Крупные дайки ориентированы согласно с залеганием массива, тогда как мелкие образуют «каркас». Мощ-

ность дайковых тел от 1 см до 10 м. Дайки долеритов обусловили антигортитизацию гипербазитов. С ними же пространственно связаны обильные карбонатные и карбонат-силикатные жилы и прожилки с разнообразной минерализацией.

Уваровит развит в кальцитовых жилах среди хромититов, образует мономинеральные уваровитовые и уваровит-хлоритовые жилки в хромититах и цемент в хромититах. В кальцитовых жилах он располагается на поверхности трещин хромитита или на обломках хромитита в кальците; реже образует присыпки на ромбоэдрах кальцита внутри самой жилы. Хлорит-уваровитовые жилки локализованы обычно на выклинивании кальцитовых жил или развиваются самостоятельно. Мощность их до 1 см, длина до десятков сантиметров и более. Практически чисто уваровитовые жилки наблюдаются среди зон дробления хромититов, где в полых «сухих» трещинах кальцит или отсутствует, или слагает отдельные редкие кристаллы размером до 2 см.

Характеристика уваровита. Впервые найден в тридцатых годах 19го столетия. Сначала его приняли за диоптаз и поэтому большая партия хромитовой руды, считавшейся магнетитовой, была вывезена на Югокамский завод, где из нее безуспешно пытались выплавить медь (Иванов, 2016). Химически он был изучен Г. Гессом, показавшим, что это силикат хрома, и назвавшим его в честь тогдашнего Президента Российской Академии наук и министра народного просвещения графа С.С. Уварова.

Уваровит обычно образует кристаллические корочки на хромитите, отдельные кристаллики в жилах на обломках хромититов или же вокруг фрагментов кристаллов хромита. Между зернами уваровита есть индукционные поверхности совместного роста. **Размер индивидов** от 0.1 мм до 9 мм, обычно 1 мм. В милонитизированных разностях уваровит растерт до пыли (Иванов, 2016).

Цвет минерала от светло-зеленого до темно-зеленого и изумрудно-зеленого. Иногда кристаллы зональные. Уваровит может быть прозрачным, но чаще он мутный или мутноватый. Блеск от стеклянного до тусклого и матового. Преобладают кристаллы с главной формой ромбододекаэдром, иногда отмечаются грани тетрагонтриоктаэдра. Грани кристаллов обычно гладкие зеркальные, иногда со

штриховкой и спиральными вихорками, реже грани матовые, с признаками растворения.

Характерно присутствие розового хлорита в подложке щеток и включения хромшпинелида в центре зерен уваровита. В парагенезисе с гранатом присутствуют хромистый титанит, шуйскит, хромистый пумпеллиит, апатит, кварц и миллерит. Химический состав типичного сарановского уваровита (мас.%): SiO_2 35.75–39.6, TiO_2 0–2.1%, Al_2O_3 3.4–9.5, Cr_2O_3 15.3–24.4, FeO 0.12–0.6, MgO 0.1–0.19, CaO 33.6–35.0, V_2O_5 0–0.45, MnO 0.0–0.25, NiO 0–0.14, ZnO 0–0.17 (Иванов, 2016).

Генезис уваровитовой минерализации. Единой точки зрения на происхождение уваровитовой минерализации нет. Так О.К. Иванов (2016) пишет о гидротермальном генезисе прожилков с уваровитовой минерализацией. Он считает, что формирование карбонатных жил и прожилков связано с прогревом поровых вод вмещающих терригенных сланцев, вызванным внедрением даек долеритов. Образовавшиеся гидротермы вовлекали в процесс наиболее растворимые компоненты вмещающих пород и воздействовали на серпентиниты, хромититы, сами долериты и вмещающие породы. Температура большей части гидротерм не превышала 400°C. Нижние пределы температуры кристаллизации можно оценить в 100–200°C.

Г.Н. Вертушков и Ю.С. Кобяшев (1975) считали, что это жилы альпийского типа.

Э.М. Спиридонов с соавторами полагает, что расслоенный интрузив вместе с вмещающими породами были метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. В метаморфитах широко развиты метаморфогенные жилы альпийского типа, которые представляют собой трещины гидроразрыва. Они широко распространены в зонах контактов механически разнородных габброидов и хромититов и выполнены разномасштабными, часто крупномасштабными агрегатами кальцита и доломита с включениями отдельных кристаллов и/или их гнезд зеленых Cr гранатов, хлоритов, пумпеллиита, шуйскита, перовскита, рутила, кварца, эпидота, диаспора, хромистого титанита, миллерита, халькопирита, брукита (Барсукова и др., 1997). Оценка температуры жил и прожилков по наличию диаспора ниже 390°C, по кальцит-доломитовому геотермометру около 350°C.

Месторождения и проявления, связанные с метаморфизмом средней и высокой ступени

С процессами метаморфизма средней и высокой ступени связано образование проявлений гроссуляра (цаворита), альмандин-пиропа, альмандина, спессартина, уваровита. Месторождения и проявления локализованы в мраморах, кристаллических сланцах, гнейсах. Иногда важная роль в формировании месторождений принадлежит более поздним телам интрузивных магматических пород. Отделяющиеся от них флюиды или температурное воздействие приводит к укрупнению первоначально мелкого метаморфогенного граната.

С процессами метаморфизма средней и высокой ступени связано образование проявлений гроссуляра (цаворита), альмандин-пиропа, альмандина, спессартина, уваровита. Месторождения и проявления локализованы в мраморах, кристаллических сланцах, гнейсах. Иногда важная роль в формировании месторождений принадлежит более поздним телам интрузивных магматических пород. Отделяющиеся от них флюиды или температурное воздействие приводит к укрупнению первоначально мелкого метаморфогенного граната.

Месторождения, локализованные в мраморах (скарноиды)

Гранатовая минерализация развивается преимущественно среди карбонатных пород и в меньшей мере в контактирующих с ними кристаллических сланцах, гнейсах и телах гранитоидов. При этом необходимый для образования уграндитов кремний и алюминий заимствуются из алюмосиликатных пород, а кальций – из карбонатных.

Наиболее ценные скарноидные месторождения ванадиевого гроссуляра (цаворита, по названию национального парка Цаво в Кении) известны в Восточной Африке в Кении и Танзании. Здесь месторождения цаворита локализованы в пределах Мозамбикского пояса, состоящего из высокометаморфизованных докембрийских пород. Этот пояс протягивается на три тысячи миль вдоль восточного побережья Африки от Мозамбика на юго-юго-востоке через Танзанию, Кению, Эфиопию и Судан. Породы пояса представляют собой разнообразную смесь вулканических, древних осадочных и

интрузивных пород, которые претерпели метаморфизм нескольких ступеней, полностью изменивших первоначальный облик пород.

Кроме того, месторождения и проявления цаворита обнаружены в Пакистане, на Мадагаскаре, в восточной части Антарктиды, Франции, Австралии, Мьянме, Словакии, Канаде (Feneyrol et al., 2013).

К скарноидам также можно отнести своеобразную уваровитовую минерализацию в Оутокумпу в Финляндии.

Месторождения Кении

и Танзании. Впервые промышленное месторождение изумрудно-зеленого ванадиевого гроссуляра – цаворита было обнаружено в 1968 году в 13 милях к юго-востоку от деревни Комоло (Рис. 75). Однако это не было первой находкой самоцвета. Впервые цаворит был обнаружен в 1961 году в



Рис. 75. Цаворит, Танзания.
Фото: Gemlovers

Зимбабве. Все месторождения приурочены к графитовым гнейсами серии Курасе (Kurase), образующим пояс северо-западного простирания, вытянутый приблизительно на 70 км. Эта полоса переходит и в соседнюю Танзанию. Мощность серии около 14 км. В подошве серии находятся полосчатые биотитовые гнейсы, мраморы и кварц-полевошпатовые ± гранат гнейсы свиты Мтонгоре. Выше залегают породы свиты Мгама-Минди, к нижней части которой приурочена цаворитовая минерализация. Свита сложена разнообразными графитовыми сланцами и гнейсами с полосами мраморов, кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов. Далее вверх по разрезу следуют полосчатые биотитовые гнейсы, плагиоклазовые амфиболиты, и второстепенные кварц-полевошпатовые и графитовые гнейсы и мраморы свиты Мватате. Разрез завершается свитой Мугено, сложенной мраморами, силлиманит-кианит-гранатовыми гнейсами и мраморами.

Графитовые гнейсы образовались в условиях гранулитовой до верхов амфиболитовой фаций, протолитом для них служили чер-

ные сланцы. Гнейсы обогащены ванадием (450-1700 г/т) и хромом (70-1000 г/т) (Giuliani et al., 2011).

Возраст цаворитовой минерализации оценивается в 600 млн лет (Martelat et al., 2017).

Характеристика камня. Цаворит образует: (а) случайно распределенные желваки диаметром от 5 до 20 см, т.е. это порфиробласты с келифитовой каймой, состоящей из скаполита, ванадиевого цоизита, или цаворита и кварца, клинопироксена и шпинели; (б) идиоморфные кристаллы размером до 10 см в кварцевых гнездах и прожилках в целом параллельных региональной полосчатости метасоматически измененных графитовых гнейсов; (в) окатанная галька или обломки кристаллов и агрегатов в россыпях (Giuliani et al., 2011).

Цвет цаворита варьирует от очень бледно-зеленого до яркого темно-зеленого. Содержание V_2O_3 находится в пределах 0.0-16.1 мас.%. Чем темнее цвет ванадиевогоgrossуляра, тем больше в нем содержание голдманитового минала. В большинстве случаев отношение Cr_2O_3/V_2O_3 в цаворите составляет 1:10 (Suwa et al., 1996). Содержание иных примесей невелико: Ti 0.3-0.5 мас.% TiO_2 , Mg 0.1-1 мас.% MgO, Fe 0.15 мас.% FeO, Mn 0.1-1.5 мас.% MnO.

Изучение флюидных включений позволило предположить, что было два эпизода флюидной активности: (1) захват первичных и псевдотричных многофазовых включений ($H_2S-S_8 \pm (CH_4) \pm (N_2)$) и (2) захват вторичных включений (Feneurol et al., 2017). Первичные включения ориентированы по зонам роста. В них установлена самородная сера, кальцит, цаворит и графит. По данным КРС спектроскопии в жидкой и газовой фазах преобладает H_2S ; также зафиксированы незначительные количества метана и азота. Псевдотричные включения темные, многофазовые. Они содержат газовую и жидкую фазы. Последняя содержит H_2S и минералы: самородная сера, графит, фенгит и неидентифицированные фазы. Некоторые включения окружены ореолом новообразованных, а некоторые декрепитированы. Вторичные включения принадлежат трем системам. Первая – это включения системы $CO_2-H_2S-COS \pm CH_4 \pm N_2 \pm H_2O$. Они однофазовые или двухфазовые. Вторая – это однофазовые газовые (CH_4 , N_2 , CO_2) включения. Они содержат ме-

тан, азот и уголекислоту. Третья – это включения системы $H_2O-NaCl$. Соленость заключенных в них флюидов около 19 мас.% NaCl экв. Эти включения декрепитируют до достижения температуры гомогенизации.

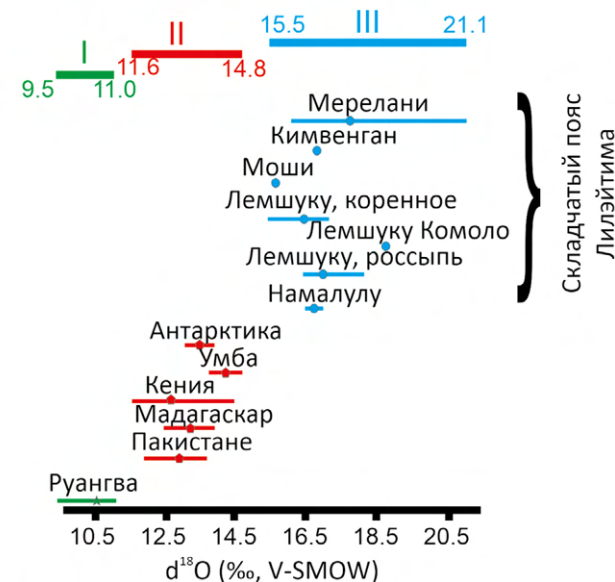


Рис. 76. Изотопный состав кислорода в цаворите (по Giuliani et al., 2011)

Изотопный состав кислорода. По изотопному составу кислорода (Рис. 76) цаворит можно разделить на три группы: (1) 15.5-21.1‰, (2) 11.6-14.8‰ (3) 9.5-11.0‰ (Giuliani et al., 2011). Все месторождения размещены в графитовых гнейсах, но последовательность пород в минерализованных горизонтах на разных месторождениях разная. К первой группе относится цаворит из месторождений в северной Танзании, которые размещены в верхней части метаосадочной толщи, сложенной мелкозернистыми ванадийсодержащими графитовыми гнейсами с прослоями известково-силикатных пород и мраморов. Температура формирования цаворита, оцененная по кварц-гранатовому изотопному термометру, 750-800°C. Ко второй группе принадлежит цаворит из месторождений Кении, где доминируют графитовые гнейсы, а количество прослоев мраморов не-

значительно или мраморы слагают отдельные линзы. Цаворит третьей группы развит в месторождении Руангва в Южной Танзании, где не отмечено ни прослоев мраморов, ни пегматитов тел. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ можно объяснить либо наличием нескрытых пегматитов, либо вариациями химического состава исходных черных сланцев с примесью вулканогенно-осадочного материала.

Месторождение Джамиль (Jambil), Пакистан расположено в долине реки Сват в 10 км к востоку от г. Мингора на северо-западе Пакистана. В районе месторождения развиты докембрийско-меловые карбонатные и пелитовые породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Они прорываются гранитами и гранодиоритами докембрийского до кайнозойского возраста. На месторождении цаворитовая минерализация приурочена к горизонту графитовых сланцев. Сланцы частично разгнейсованы и имеют субпорфиروبластовую структуру. Кварц, графит и мусковит являются главными минералами, в то время как апатит и пирит развиты спорадически. На контакте с графитом зерна кварца корродированы. Мусковит содержит включения графита и кварца. Пирит превращен в лимонит и гетит. Цаворит обнаружен в виде гнезд и вкрапленников в кварцевых жилах и в графитовых сланцах на контакте с жилами (Feneyrol et al., 2013). По данным электронно-зондового микроанализа цаворит содержит 4.52 мас.% V_2O_3 и не содержит Cr. Минальный состав граната: 86.08 %grossуляра и 12.83 % голдманита.

Проявления Антарктиды. Цаворит описан в Восточной Антарктиде в горах Сер-Рондане, которые являются частью Земли Королевы Мод и расположены в 60 км к югу от японской полярной станции Асука. Эти горы сложены протерозойскими метаморфитами и интрузивными породами, которые представлены гранат-биотит-роговообманковыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов, известково-силикатных гнейсов и известковистых метапеллитов. Метаморфиты образованы в условиях гранулитовой фации (~750-800°C, ~7-8 кб); условия ретроградного метаморфизма: ~530-580°C, ~5.5 кб (Feneyrol et al., 2013). Эти породы милонитизированы вдоль запад-северо-западного разлома и интродированы гранитами и пегматитами.

Цаворит слагает желваки в известковистых метапелитах, образующих слои мощностью 5-10 м с прослоями гранат-биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов. Известковистые метапелиты сложены V-диопсидом, анортитом, кварцем и цаворитом при второстепенной роли V-цоизита, V-титанита и графита. Желваки цаворита (цаворит I) в поперечнике 0.5-20 см окружены келефитовой каймой шириной 1-10 мм, состоящей из симплектиковых сростаний цаворита-II, анортита, кварца, диопсида, скаполита и второстепенного кальцита (Feneyrol et al., 2013). Внешняя зона каймы содержит цаворит III, анортит, цоизит и кварц. Кристаллы цаворита-I идиоморфные до субидиоморфных, не содержат включений; центральная часть таких кристаллов светло-зеленая, а кайма темно-зеленая. Цаворит-II мелкозернистый (0.05-0.15 мм); размер кристаллов цаворита-III 0.1-0.8 мм.

Содержание ванадия в цаворите увеличивается от 0.6 мас.% V_2O_3 в центральной до 21.2 мас.% V_2O_3 во внешней зоне каймы. Содержания Cr, Mn и Fe варьируют от 0.04 до 2.0 мас.% Cr_2O_3 , от 0.08 до 1.8 мас.% MnO и от 0.02 до 3.25 мас.% Fe_2O_3 .

Месторождение меди Оутокумпу, Финляндия расположено на востоке этой страны в районе Куусиярви. Здесь П. Эскола в 1932-1933 гг и позднее Д. Трейнер изучали хромовую минерализацию, включающую уваровит. На месторождении нет ювелирного камня, но оно привлекает внимание сравнительно **крупным размером кристаллов уваровита**.

Уваровит развит в пачке переслаивающихся кварцитов, доломитов и графитовых сланцев с линзами серпентинитов, полого залегающих на периферии докембрийского гранито-гнейсового купола. Сфалерит-халькопирит-пирротин-пирит-кварцевая минерализация прослежена в брекчированных кварцитах на 2.5 км при мощности брекчий от 1 до 16 м. Рудная залежь находится под серпентинитами, перекрытыми, в свою очередь, метаморфизованными доломитами.

Уваровит вместе с хромистым тремолитом и фукситом слагает гнезда и прожилки в диопсид-тремолитовых метаморфизованных доломитах, а также встречается в прожилках и маломощных (до 20-30 см) жилах тремолит-тавмаит (хромовый эпидот) – пирротинового состава в кварцитах, в том числе и в рудной зоне.

Характеристика камня. На месторождении уваровит был впервые обнаружен в полостях в кварцитах, тесно ассоциирующих с серпентинитами. Уваровит развит как в хромсодержащих метаморфитах, так и в сульфидных рудах. Местами он образует тонкозернистую массивную породу. Самый лучший гранат развит в полосчатой породе, состоящей из кварц-хромовых и диопсид-сульфидных прослоев, где прекрасные кристаллы темно-зеленого уваровита с гранями додекаэдров и тетрагонтриоктаэдров приурочены к стекловатому кварцу на контакте между кварцевыми и диопсидовыми полосами. Отдельные кристаллы уваровита наблюдаются в центральной части более узких кварцевых полос или на их контакте с диопсидовыми полосами. Кристаллы граната обычно не более 10 мм в диаметре, но иногда достигают 45 мм в поперечнике (Von Knorring et al., 1986). При микроскопических наблюдениях видно, что кристаллы уваровита зональные. В центральной части может находиться различное количество мелких включений цинкистого хромита, диопсида, кальцита, альбита, слюды, хлорита, сульфидов. В тоже время краевая часть свободна от минеральных включений. Включения хромита в центральных частях зерен граната указывают, что уваровит в начале своего образования замещал хромшпинелид.

Данные электронно-зондового микроанализа свидетельствуют о преобладании уваровитового компонента в составе граната (48.8-81.2%). Из других компонентов в существенном количестве отмечается толькоgrossуляр (9.8-39.1%). В некоторых кристаллах фиксируется повышенное содержание голдманитового минала (до 8.3%) (Von Knorring et al., 1986).

Предполагается, что гранат и другие хромсодержащие силикаты месторождения Оутокумпу сформировались при метаморфизме более ранних гидротермальных образований, сопряженных с серпентинитами в условиях амфиболитовой фации (Rapunen, Heikki, 1987).

Месторождения, локализованные в алюмосиликатных метаморфитах

Месторождение Бартон (Barton), США. Крупные скопления магнезиального альмандина бывают связаны с апогаббровыми пироксен-амфиболовыми породами у контакта с сиенитами (Ади-

рондак на северо-востоке США). Эти месторождения отрабатываются для получения абразивного сырья, из которого попутно извлекается небольшое количество ювелирного граната.

Это одно из крупнейших в мире месторождений абразивного граната, где попутно отбирался ювелирный гранат, расположено в юго-восточном Адирондаке у пос. Норт-Крик в шт. Нью-Йорк. Оно начало отрабатываться в период с 1877 по 1982 год и знаменито гигантскими кристаллами граната размером до 1 м и даже более в поперечнике в черной «рубашке» из крупнокристаллической роговой обманки.

Геологическое строение. В этой части Адирондака распространены мраморы, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты рифейской серии Гренвилл, прорванные габбро-анортозитами, затем кварцевыми сиенитами и амфибол-биотитовыми гранитами, также имеющими позднепротерозойский возраст. Анортозиты слагают крупный Адирондакский массив и ряд более мелких тел к юго-западу и северо-востоку от него.

На месторождении обнаружены два типа гранатовых руд: наиболее впечатляющие гранатовые амфиболиты и гранатоносные габбро-анортозиты известные как светлые руды. Гранаты в светлых рудах многочисленны, но их размер не превышает 5 см в диаметре. Тело гранатовых амфиболитов шириной 50-150 м расположено между оливиновыми метагаббро на севере и разломом на юге. Метагаббро и ассоциирующие гранатовые амфиболиты локализованы в пределах небольшого интрузива метаанортозитов, который окружен чарнокитами. Гранатовые амфиболиты на юге контактируют с чарнокитами по крутому разлому. Возраст всех метаморфизованных магматических пород 1155 ± 5 млн лет (McLelland, Selleck, 2011). Оливиновые метагаббро содержат ксенолиты анортозитов (Рис. 77).

Контакт между оливиновыми метагаббро и гранатовыми амфиболитами постепенный через узкую переходную зону шириной 1-3 м. Размер кристаллов граната резко увеличивается при переходе через эту зону: 1 мм в метагаббро, 3 мм в переходной зоне, 5-35 см в амфиболитах. Этот рост размера кристаллов граната совпадает с десятикратным ростом размера кристаллов роговой обманки и биотита и исчезновением оливина. В рудной зоне гранатовые ам-

фиболиты сложены в основном роговой обманкой, плагиоклазом и гранатом при второстепенных биотите, ортопироксене. Содержание граната в оливиновых метагаббро и гранатовых амфиболитах варьирует от 5 до 20%.

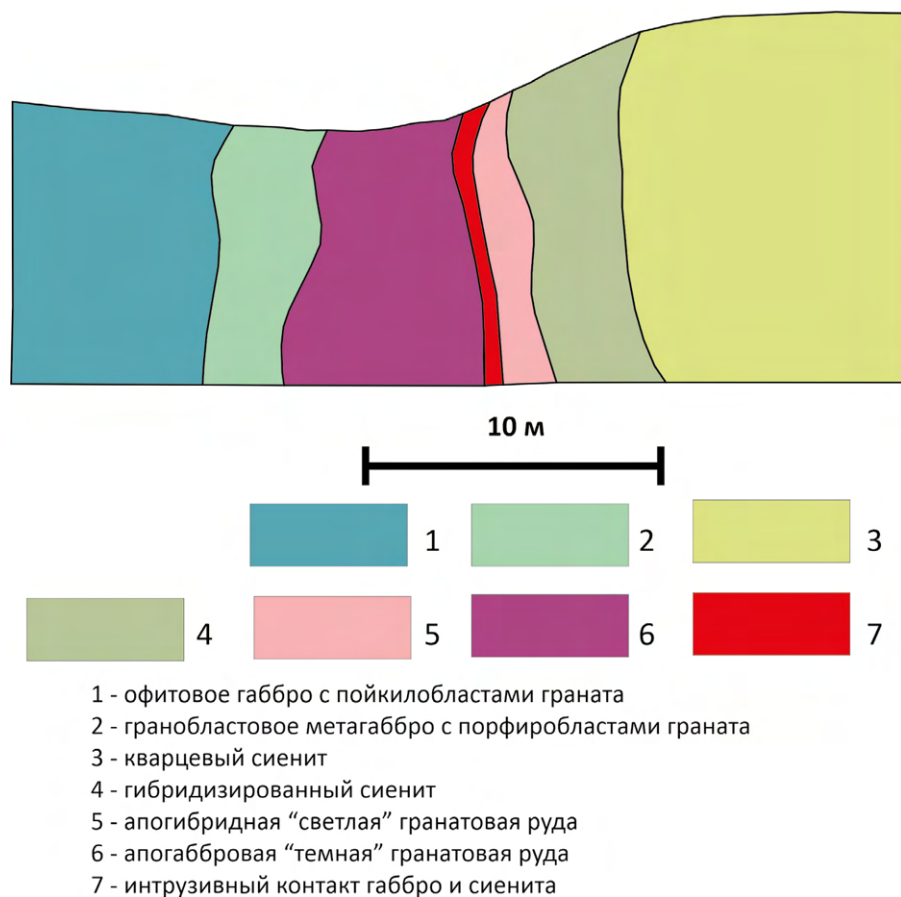


Рис. 77. Принципиальная схема строения месторождения пироп-альмандин Бартона, Адирондак, США (по Киевленко, 2001)

Характеристика граната. Кристаллы граната в промышленных рудах в среднем имеют размер 10-14 см, самые крупные достигали одного метра в поперечнике. Для них характерна сферическая или додекаэдрическая форма и оболочка из крупнокристаллической роговой обманки и стекловидного плагиоклаза. Цвет темно-красный с легким буроватым оттенком. Гранат относится

к альмандин-пиропу с содержанием 40-49% альмандинового минерала, 37-43% пиропового, 12-14%grossулярового, 2-3% андрадитового и 1% спессартинового. Выход ограночного сырья составляет незначительные доли процента от общей массы добываемого граната, который используется как абразивный материал.

Включения в гранате. Наиболее распространены включения игольчатого рутила; также наблюдаются пирит, плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, ильменит, апатит и биотит. Флюидные включения встречаются редко. Как ни странно, наиболее распространенными являются вторичные включения углекислоты.

Генезис гранатовой минерализации. Петрологические исследования свидетельствуют, что рост крупных кристаллов граната связан с поступлением флюидов в краевой части тела метагаббро. Гранаты химически гомогенные и это предполагает, что они росли в условиях непрерывного поступления компонентов, а давление и температура в течение роста были постоянными. Зона повышенной фугитивности H_2O вдоль южного края тела габброидов могла способствовать увеличению диффузии и росту очень крупного граната и толстой рубашки роговой обманки за счет плагиоклаза и пироксена.

Сейчас невозможно точно определить происхождение флюидов, ответственных за рост гранатов, хотя возможен и мантийный источник. Возраст формирования граната по разным данным около 1050 млн лет. Наиболее молодые интрузивные породы в Адирондаке – это граниты массива Лайон, чей возраст составляет 1049 ± 5 млн лет. Обычно недеформированные многочисленные пегматиты, дайки гранитов и кварцевые жилы прорывают все остальные породы. Средний возраст пегматитов совпадает с наиболее молодым возрастом гранитов массива Лайон, поэтому в работе (McLelland, Selleck, 2011) сделан вывод, что пегматиты завершают процесс становления массива Лайон. В зоне контакта между рудной зоной месторождения и чарнокитами выявлено тело пегматитов. Поэтому вероятно, что мегакристы граната сформировались в результате реакции между флюидом, отделившимся от пегматитов или гранитов и метагаббро.

Месторождение Форт Врангель, США, расположенное в юго-восточной части Аляски вблизи устья р. Стайкин в 12 км се-

вернее Форта Врангель, было открыто в 1910 г. Это крупное месторождение абразивного граната, на котором попутно извлекался ювелирный альмандин. Широкую известность месторождение получило благодаря великолепным коллекционным штуфам граната, имеющимся во многих музеях мира.

Геологическое строение. Гранатовые залежи локализованы в пределах так называемой полосы Врангель-Ревилладжедо метаморфических пород, представленных палеозойско-мезозойскими кристаллическими сланцами, филлитами и кровельными сланцами, которые находятся в западном контакте гранитоидного батолита Берегового Хребта. Метаморфическая толща имеет северо-западное простирание и северо-восточное падение со средними углами. Породы батолита Берегового Хребта представлены кварцевыми диоритами с палеогенового возраста. Во многих местах, особенно вблизи границ крупных интрузивных тел, контакты между магматическими породами и метаморфитами очень постепенные. Непосредственно на площади добычи граната контакты довольно резкие и кварцевые диориты незначительно рассланцованы. Вблизи контактов распространены аплиты и пегматиты. Наиболее богатая часть месторождения локализована в кварц-биотит-гранатовых сланцах на расстоянии от 3 до 60 м от контакта с кварцевыми диоритами (Рис. 78). Она имеет треугольную форму длиной приблизительно 140 м и максимальной шириной около 76 м. Местами содержание граната достигает 40%, но в целом оно около 5%.

Характеристика граната. Гранаты слагают хорошо образованные кристаллы с гранями додекаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Максимальный размер кристалла составлял 4.4 см. Средний размер кристаллов варьирует от 1.3 до 1.6 см по наибольшему измерению. Отмечено, что грани тетрагонтриоктаэдра становятся более совершенными с ростом размера кристалла, а грани ромбододекаэдра уменьшаются. Постоянное присутствие хорошо развитых граней является выдающейся чертой гранатов месторождения. Однако кристаллы всегда трещиноваты, что делает их использование в ювелирных целях затруднительным. Цвет граната темно-красный. По химическому составу гранат относится к пироп-альмандину с примерным содержанием миналов, %: 69.6 альмандин, 21.2 пироп, 5.7grossуляр, 3.5 спессартин (Pabst, 1943).

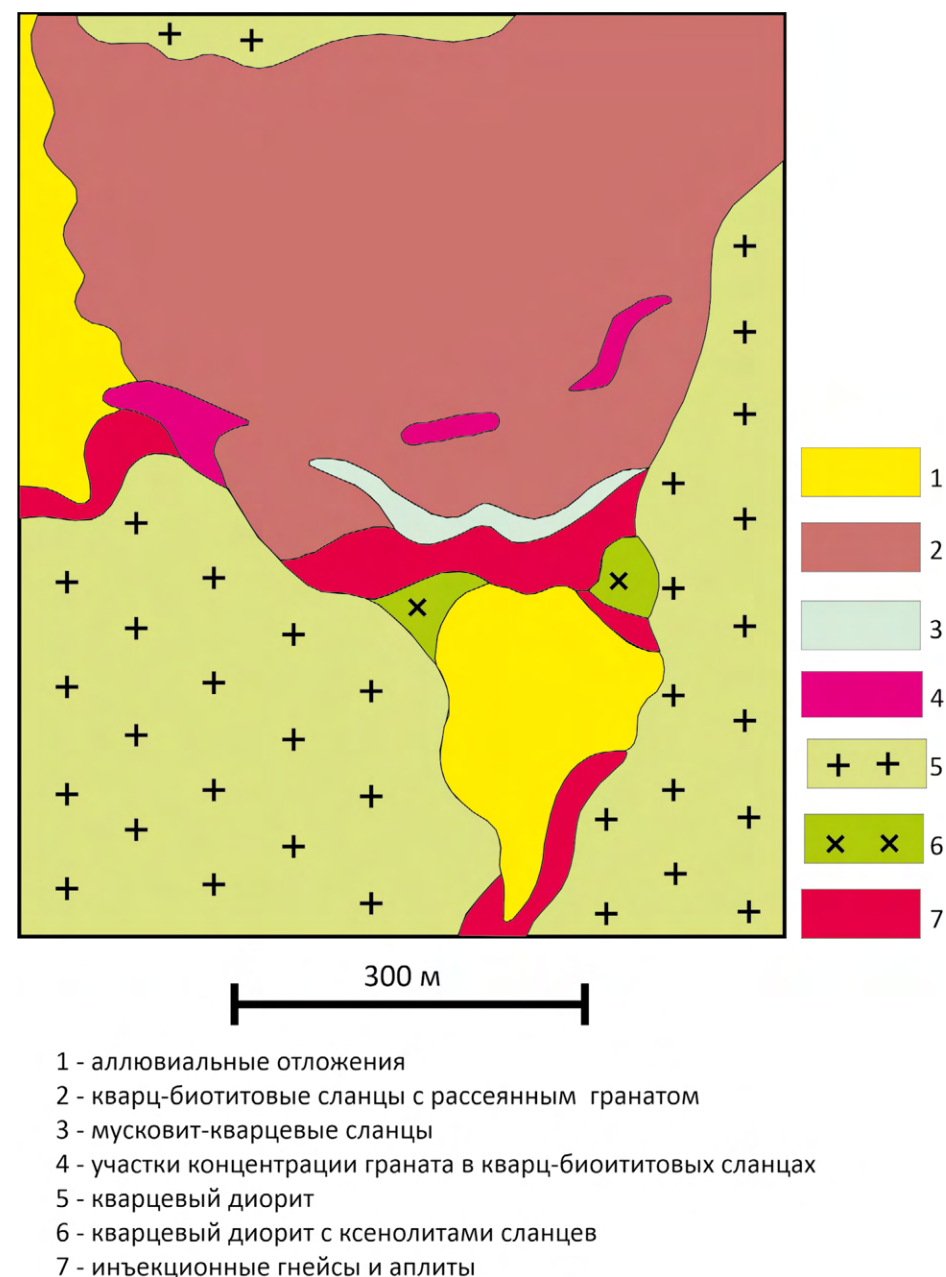


Рис. 78. Схема геологического строения месторождения альмандина Форт Врангель, Аляска (по Киевленко, 2001)

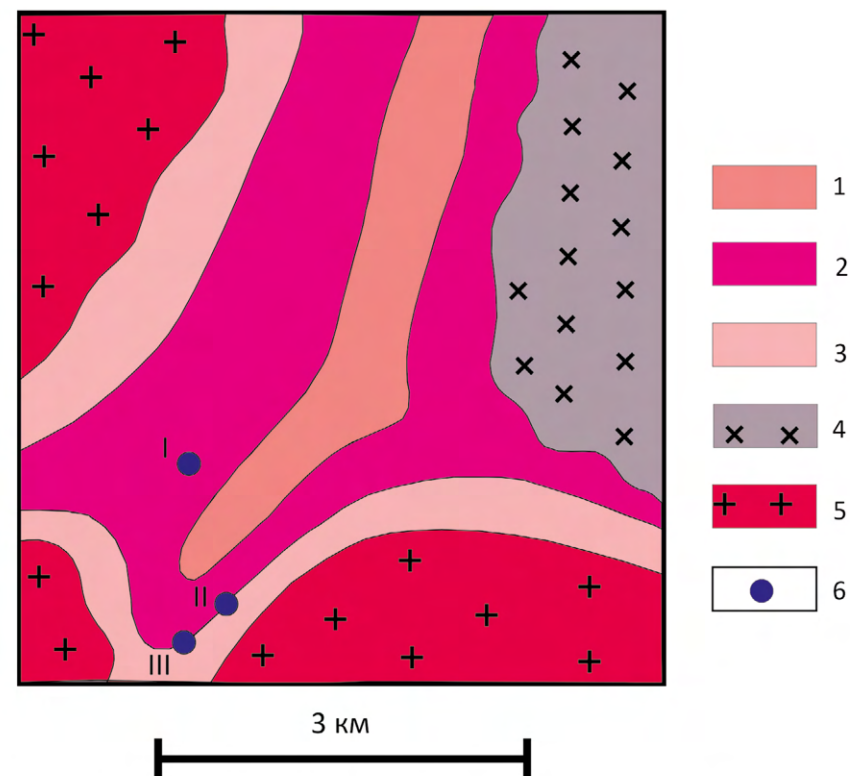
Генезис гранатовой минерализации. Согласно работе (Bressler, 1950), месторождение Форт Врангель формировалось в два этапа. Сначала в процессе регионального метаморфизма образовались кварц-биотитовые сланцы с редкой вкрапленностью мелкого альмандина. Затем под воздействием интрузива кварцевых диоритов сланцы в зоне контакта были частично перекристаллизованы, что привело к укрупнению и концентрации граната.

Кительское месторождение, Россия расположено в Карелии в северном Приладожье. Это одно из старейших и известных месторождений ювелирного и коллекционного альмандина, которое разрабатывалось финнами и шведами, а позже русскими монахами. Альмандин из этого месторождения вставлен в корону короля Швеции.

Геологическое строение. Район месторождения относится к юго-восточной части Балтийского щита, и в его геологическом строении участвуют главным образом раннепротерозойские амфиболиты и амфиболовые сланцы. Метаморфиты прорываются постладожскими плагио-микроклиновыми гранитами и мигматитами, а также гранитами позднепротерозойского Салминского плутона (1547 +/- 1 до 1529 +/- 6 млн лет: Шарков, 1999).

Раннепротерозойская метаморфическая толща, выполняющая синклинальные структуры, располагающиеся в плане в промежутках между гранитогнейсовыми куполами, расчленена на соттавальскую и ладожскую серии (Рис. 79). Амфиболовые сланцы и мраморы сортавальской серии (питкярентская и соанлахтинская свиты) примыкают непосредственно к куполам, окаймляя их. Месторождение граната связано со свитой контиосари ладожской серии, выполняющей обширное пространство к северу от Койрино-Питкярентского купола, сложенной двуслюдяными сланцами, кварцбиотитовыми сланцами с альмандином и силлиманитом и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами с силлиманитом. Здесь выделяется зона плагиосланцев шириной от 0.3 до 2.5 км, в которой широко развиты полосы порфиробластических кварц-биотитовых сланцев с полевым шпатом, альмандином, силлиманитом и реже мусковитом. Сланцы в пачке собраны в узкие складки субмеридионального простирания с крутыми углами падения крыльев.

В пределах этой зоны расположены три участка Кительского месторождения: Железнодорожный, Высотный, Северный. Наибольшая концентрация граната наблюдается в сильно пльчатых сланцах, богатых силлиманитом и биотитом, протолит которых был обогащен железом.



- 1 - филлиты, кварц-биотитовые сланцы с силлиманитом, ставролитом и гранатом (свита пъякярви)
- 2 - порфиробластические кварц-биотитовые и плагиоклазовые сланцы с гранатом и силлиманитом (свита контиосари)
- 3 - амфиболиты, амфиболовые сланцы, скарны
- 4 - граниты рапакиви
- 5 - постладожские граниты, гнейсо-граниты, мигматиты
- 6 - участки Кительского месторождения: I - Железнодорожный, II - Высотный, III - Северный

Рис. 79. Схема геологического строения района Кительского месторождения альмандина, Карелия (по Киевленко, 2001)

Концентрированная гранатовая минерализация с крупными кристаллами альмандина размером до 2-5 см в поперечнике наблюдается в местах, где сланцы обогащены биотитом, содержат сравнительно много силлиманита и бывают смяты вплоть до гофрирования. Особенно богатые гранатом породы обособлены в виде прерывистых линзообразных тел мощностью от 1 до 2 м. Благодаря высокому содержанию слюд (до 50 об.%) они легко выветриваются, что существенно облегчает извлечение граната.

Характеристика граната. Кристаллы альмандина имеют форму изометричных, реже уплощенных зерен, иногда с гранями тригонтриоктаэдра и ромбододекаэдра с комбинационной штриховкой (Рундквист, Москалева, 1985). Они содержат 72-81% альмандинового минала, 12-18 пиропового, 3-10 спессартинового и 2-3%grossулярового компонента, андрадитовый минал отсутствует. Цвет обычно темно-малиновый или вишнево-красный, иногда со слабым сиреневым оттенком.

Мелкие кристаллы размером до 0.5-0.7 см полностью прозрачны, более крупные прозрачны частично или непрозрачны. Существенным дефектом ювелирного сырья являются трещины и включения кварца, биотита, реже циркона, титанита и пылевидного магнетита, которые размещаются главным образом в центральной части зерен. Отмечаются также мельчайшие газово-жидкие включения.

Генезис гранатовой минерализации. Образование локальных зон, обогащенных крупными и прозрачными гранатами, объясняется наличием в исходных осадочных породах, подвергшихся метаморфизму, участков с высоким содержанием глинозема. Скорее всего, протолитом для метаморфитов служили переслаивающиеся осадочные породы, преимущественно иллитового и глауконитового состава. Вероятно, альмандин образовывался только в участках, формировавшихся по иллитовым слоям. Чаще всего гранаты приурочены к зонам деформации и складчатости, при этом сланцеватость как бы «обтекает» кристаллы гранаты (Макарова, 1961). Важная роль принадлежит процессу последующей перекристаллизации и укрупнения граната, вероятно под воздействием флюидов Салминского плутона.

Месторождение Кунене, Намибия. Открытие ярко-оранжевого спессартина в Намибии в 1991 в промышленных количествах вызвало сенсацию на рынке. Его россыпное месторождение связано со слюдяными сланцами, простирающимися вдоль реки Кунене в гористой местности на границе с Анголой. Этот самоцвет называли голландином. В дальнейшем название изменили на мандарин-гранат. Месторождение было отработано в течение пяти лет. Планировавшееся извлечение материала из коренных пород оказалось затруднительным. Химический состав мандарин-граната: пироповый компонент – 10%, спессартиновый – 86-87%, альмандиновый компонент – 2% и grossуляровый – 1%.

Кристаллы граната содержат включения тремолита. В 1999 году открыто месторождение в Нигерии. Хотя материал был желтее, чем намибийский, размер кристаллов и количество самоцвета вызвали интерес у публики и увеличили спрос на самоцвет. Несмотря на большие ожидания, это месторождение также было быстро отработано. Поступление материала из Нигерии sporadическое и только в небольших количествах.

Тесты

1



2



МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОПАЗА

Месторождения топаза в пегматитах (Волынское месторождение; месторождения Среднего Урала; Эль-Портезуэло, Аргентина; Литтл Три, США; месторождения Бразилии; месторождения Австралии).

Грейзеновые месторождения (Шнекенштейн, Германия; Полярное месторождение, Россия; Усть-Янский район, Саха-Якутия).

Вулканические месторождения (Месторождения США).

Метаморфогенные месторождения (Месторождения района Ору-Прету, Бразилия; Катланг, Пакистан; Кочкарское, Россия).

Название минерал получил по острову Топазос в Красном море. В древние и средние века топазами часто называли все желтые прозрачные и твердые камни. Настоящие топазы распространились в Европе с середины 17 века и именовались бразильскими топазами.

Бесцветные топазы Саксонии и России в 19 веке имели коммерческое название – саксонские и сибирские алмазы. Сейчас наиболее ценится «топаз-империал». Самый крупный ограненный голубой топаз «Бразильская принцесса» имеет массу 21327 карат (Музей естественной истории, Нью-Йорк). Самый крупный обработанный золотисто-желтый топаз массой 22895.5 карат находится в Смитсоновском институте, Вашингтон. В России считаются уникальными по размерам отдельные кристаллы топаза массой 32 и 13 кг, найденные на Среднем Урале и в Забайкалье.

Химическая формула топаза $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Минерал обычно содержит до 3.25 мас.% H_2O , а также примеси Cr, Ni, V, Fe, сумма которых не превышает 0.5-1 мас.%. Содержание Cr и V иногда достигают 0.07 и 0.01 мас.% Cr_2O_3 и V_2O_5 .

Структуру топаза можно представить как послойное (перпендикулярное оси c) чередование плотнейших кубической и гек-

сагональной упаковок, в которых Al с координационным числом 6 располагается послойно, что наряду с ослаблением связи между слоями за счет замены части O^{2-} на F^- или OH^- приводит к совершенной спайности.

По окраске топазы делятся на 2 группы.

В первую группу входят желтые топазы различных оттенков, ярко-голубые, зелено-голубые, оранжево-розовые (дымчато-розовые) (Рис. 80, 81). Характерно зональное распределение окраски с бесцветными, голубыми и дымчато-розовыми зонами. Окраска топазов этой группы связана с электронными и «дырочными» дефектами. Желтый и красноватый цвет обусловлен F-центрами (вакансия фтора или гидроксила, захватившая электрон). Голубой – P-центрами (пара анионных вакансий с одним или двумя электронами). Дымчатые тона окраски принято связывать с дырочным центром типа O- (однозарядный ион кислорода, замещивший фтор). В середине 80-х гг. XX века на рынке появился облученный голубой топаз; его окраска предположительно связана с дырочными O-центрами, находящимися в позиции F, чьи атомы были замещены OH группой до облучения.

Вторая группа представлена хромсодержащими топазами с устойчивой розовой и розово-фиолетовой окраской. Такие топазы бывают густо-оранжевыми («империал»), сочетая розово-фиолетовый и желтый цвета (Рис. 82). При нагревании оранжевая окраска обычно исчезает и сменяется розово-фиолетовой, что позволяет связывать ее желтую компоненту с F^- и O-центрами (как в первой группе), а устойчивую розово-фиолетовую с Cr^{3+} .



Рис. 80а. Сырье топаза, Пакистан. Фото: Gemlovers



Рис. 80б. Сырье топаза, Пакистан. Фото: Gemlovers



Рис. 81. Желтый топаз, 67 карат, Мьянма. Фото: Gemlovers

Очень редко в топазе проявлен эффект кошачьего глаза.

География месторождений

В настоящее время насчитывается около 80 месторождений и проявлений топаза в приблизительно 40 странах.

Наиболее крупные месторождения, обеспечивающие основную часть мировой добычи, расположены в Бразилии и на Мадагаскаре. Пользуются известностью топазы из месторождений США, Мьянмы, Шри-Ланки, Японии, Пакистана, Германии. В Советском Союзе были популярны ювелирные топазы Воыни (Украина). На территории России топазы добывали из месторождений Восточного Забайкалья и Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы Урала. Кроме того, есть месторождения и проявления в Якутии. Прогнозные ресурсы сортового сырья в нашей стране составляют 790 кг по 4 объектам, главными из которых являются расположенные в Забайкалье Адун-Челонское (150 кг) и Кур-Куринское (350 кг) поля миароловых пегматитов. Более мелкие объекты возможной добычи самоцвета связаны с грейзеновыми месторождениями Востока и Северо-Востока страны (Хунхо, Забытое, Иульитин).

Редкие месторождения и проявления топаза есть в Канаде, Индии, Китае, Зимбабве, Танзании, Австралии.

Обстановки формирования топаза

Топаз формируется в различных условиях. 80% месторождений относятся к пегматитам, которые обеспечивают основной объемом добычи топаза. Топазоносные пегматиты обычно малоглубинные редкометалльные. В целом пегматиты типа NYF (Nb-Y-F) гораздо богаче фтором, чем пегматиты типа LCT (Li-Cs-Ta), и поэтому содержат больше топаза. Однако есть множество проявлений топаза, сопряженных с LCT пегматитами, например, в Бразилии, Пакистане, США.

Топаз является первичным магматическим минералом в специфических риолитовых лавах, обогащенных Li и F (онгонитах), где он выполняет вкрапленники, входит в состав основной массы, а



Рис. 82. Топаз «империал», Бразилия.
Фото: Gemlovers

также выполняет трещины и литофизы. Такие месторождения расположены на юго-западе США. Приблизительно 10% месторождений топаза относятся к этой группе.

Десять процентов проявлений топаза связаны с грейзенами и различными метаморфическими породами.

Топаз является типоморфным минералом грейзенов, однако ювелирный топаз в грейзенах является скорее исключением. Известно лишь одно месторождение с ювелирным топазом в грейзенах. Это Шнекенштейн в Германии.

В литературе встречается упоминание о топазе скарнового происхождения, например, в месторождении вольфрама Лонг Хилл в США (Menzies, 1995). Однако в данном случае топаз следует скорее связать с грейзеновым процессом, наложенным на известковые скарны.

Топаз формируется в верхней части медно-порфировых месторождений, где он ассоциирует с корундом, пиррофиллитом. Его образование связано с поздним этапом развития порфировых систем. Однако эти объекты не являются источниками ювелирного топаза.

Месторождения ювелирного топаза пространственно сопряжены с метаморфическими карбонатно-сланцевыми породами. К этой группе принадлежит ряд месторождений в Бразилии, где добывается топаз-«империал», Пакистане, на юге Урала в России. Топаз встречается и в регионально метаморфизованных породах в ассоциации с пиррофиллитом, андалузитом, кварцем, серицитом (Sikes, Moody, 1978). Но здесь топаз ювелирного качества на обнаружен.

Месторождения топаза в пегматитах

Топаз развивается в миароловых пегматитах как NYF, так LCT типа. Пегматиты типа NYF обычно целиком находятся в гранитном интрузиве. Они в основном лейкократовые, обеднены Са и формируются на глубине менее 5 км. Полости в пегматитах, как правило, небольшие, изредка размер достигает десятков метров. В полостях обычен флюорит. Топаз ассоциирует с циннвальдитом, шерлом, бериллом. Многочисленные генерации минералов или следы неод-

нократного растворения и осаждения минералов свидетельствуют о многократном флюидном воздействии или изменении характера флюидов по мере остывания вмещающих гранитов. Полости могут заполняться глинистыми минералами и минералами, отделяющимися от стенок полостей.

Топазоносные пегматиты LCT типа обычно находятся в породах рамы на расстоянии до нескольких км от материнского интрузива. Предполагается, что они формировались из остаточного флюидонасыщенного расплава. LCT пегматиты привлекают повышенное внимание, поскольку с ними связаны промышленные месторождения редких металлов. LCT пегматиты обычно формируются на глубинах до 10 км. Топаз в LCT пегматитах ассоциирует с кварцем, полевыми шпатами, лепидолитом, мусковитом, зеленым эльбаитом, шерлом, флюоритом, колумбитом-танталитом и более редким бериллом.

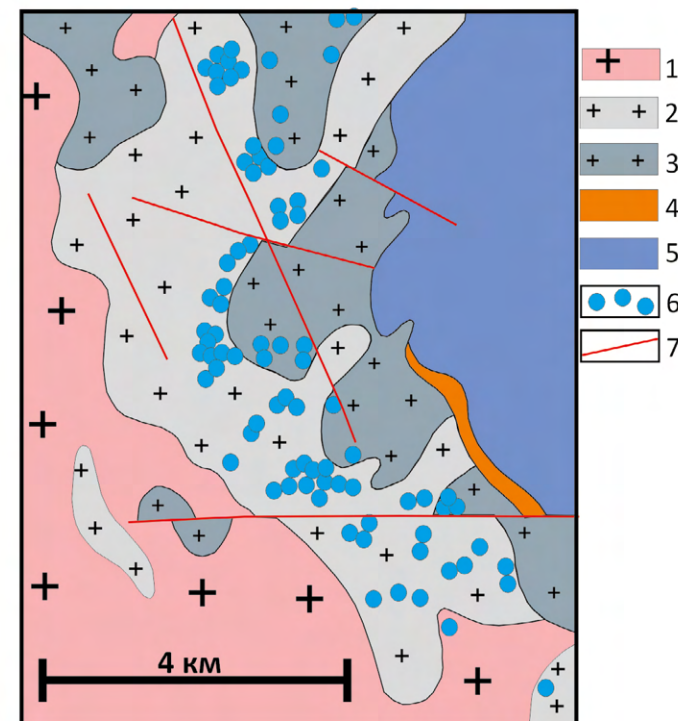
Топазоносные миароловые гранитные NYF пегматиты известны на Украине (Волынское месторождение), в Аргентине (El-Potrezuelo), на Урале в России (Мурзинско-Адуйская самоцветная полоса), в Японии (Tanakamiyama), на юге Норвегии (Evje-Iveland), Намибии (Spitzkopje, Erongo) и в других странах.

Волынское месторождение находится западнее города Володарск-Волынский Житомирской области на Украине. Россыпи топаза, берилла и мориона, связанные с волынскими пегматитами, обнаружены в конце 60-х гг. XIX в. Систематическая разработка началась в 1931 г. И с тех пор были выявлены и отработаны до глубины более 100 м многие сотни пегматитовых тел.

Геологическое строение. Пегматитовое поле локализовано в северо-западной части Украинского щита, среди гранитов Коростеньского плутона. Этот среднепротерозойский (?) плутон, прорывающий раннепротерозойские гранито-гнейсы и мигматиты и кварцитовидные песчаники среднего протерозоя, формировался в несколько стадий: первыми образовались Володарск-Волынский и Чеповичский габбро-анортозитовый массивы, а затем окружающие их средне и мелкозернистые рапакививидные и крупнозернистые биотитовые граниты.

Морионо- и топазоносные пегматиты тяготеют к мелко- и среднезернистым рапакививидным гранитам с пироксеном и

амфиболом, которые развиты вдоль западного контакта Володарск-Волынского массива. В субмеридиональном пегматитовом поле длиной 22 км при ширине 1-2 км практическое значение имеет южная половина, разделенная широтными разломами на три блока (Рис. 83).



- 1 - розовые порфириовидные среднезернистые граниты (g_3)
- 2 - серые порфириовидные мелко-среднезернистые биотитовые граниты ($g_.$)
- 3 - зеленовато-серые среднезернистые граниты с амфиболом и пироксеном (g_1)
- 4 - граносиениты
- 5 - габбро-нориты и габбро-лабродориты
- 6 - пегматитовые тела
- 7 - главные разломы

Рис. 83. Схема геологического строения южной части пегматитового поля, Волынского месторождение, Украина (по Киевленко, 2001)

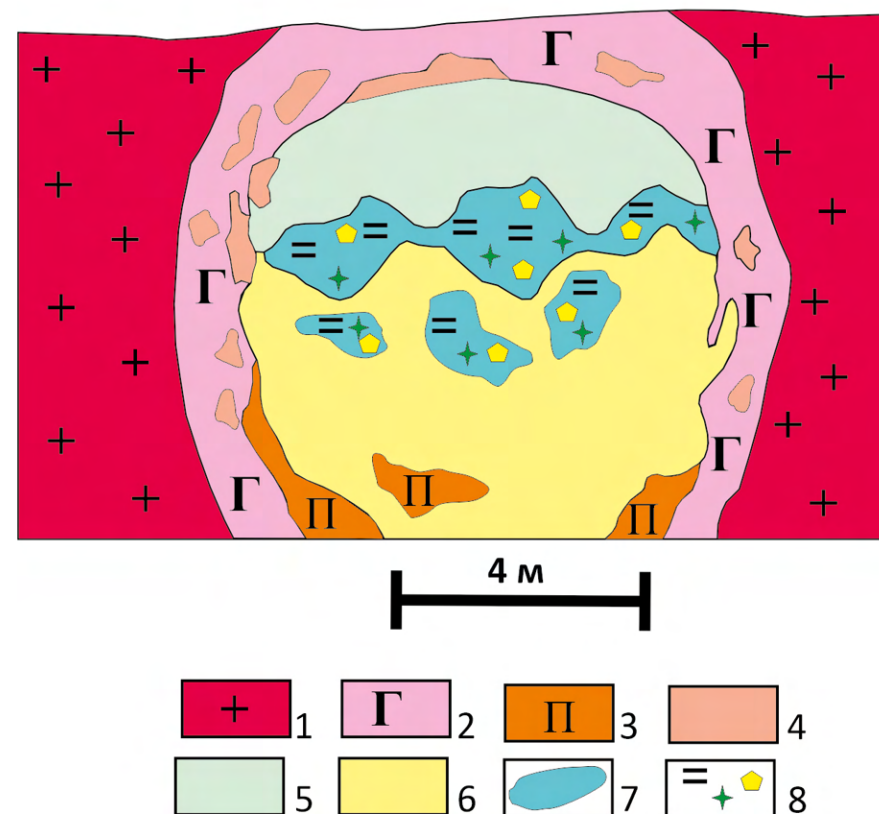
В пределах поля пегматитовые тела распределены неравномерно, образуя локальные «рои» по 5-20 тел, занимающие площадь до 140000 м² и прослеженные на глубину 100-200 м и более.

Пегматиты представлены небольшими недифференцированными шлирами, а также более крупными неполно- и полнозональными сравнительно изометричными и караваеобразными, иногда несколько вытянутыми телами длиной от 5-10 до 30-35 м. Реже встречаются штоко- и трубообразные тела размером 10-15 м в поперечнике, уходящие на глубину до 70 м.

Строение пегматитовых тел. Продуктивные пегматитовые тела с морионом, топазом, бериллом имеют зональное асимметричное строение (Рис. 84). Краевая зона мощностью от нескольких десятков см до 5 м, представленная графическим пегматитом, в нижней части тел сменяется пегматоидной зоной. Верхняя часть же пегматитов – это блоки гигантокристаллического микроклин-перти-та и кварца размером от 20-30 см до 1-2 м. В центральной части многих тел находится уплощенное кварцевое ядро мощностью от 1 до нескольких м, сложенное массивным серым кварцем.

Под кварцевым ядром находятся крупные минерализованные полости – камеры, служившие местом свободного роста крупных кристаллов кварца, топаза, иногда берилла. Крупные или сильно вытянутые тела могут содержать несколько таких центров, состоящих из кварцевого ядра с минерализованной полостью под ним. Чаще всего полости линзовидные, иногда с пережимами, длина достигает 5-10 м при ширине до 3-6 м и высоте до 1-2 м. Объем самой крупной из вскрытых камер составлял 250 м³. Примыкающий к полостям серый кварц ядер становится плитчатым и темно-дымчатым со следами регенерации по трещинам. В полостях изобилует глинистый материал с крупными кристаллами кварца, оторвавшимися от потолка и стенок. Топаз с альбитом-клевеландитом и литиево-железистыми слюдами (протолитионит, циннвальдит) появляется в краевых частях полостей. Реже встречается берилл.

Камеры, в свою очередь, подстилаются апогранитными флюорит-мусковит-альбитовыми метасоматитами с сидеритом и выщелоченным кварцем. Возникающие при растворении кварца многочисленные поры и мелкие пустоты минерализованы альбитом, гидрослюдами, сидеритом, флюоритом, рутилом, пиритом, фенакитом, турмалином и другими минералами. В них также встречается топаз ювелирного качества.



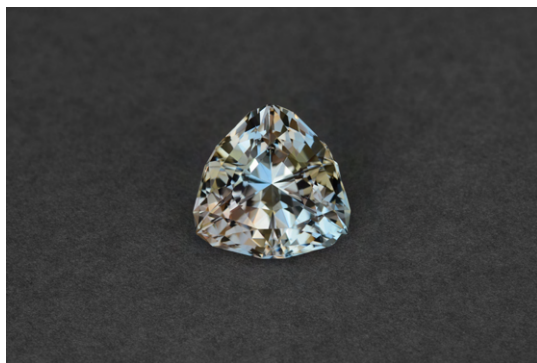
- 1 - порфировидный среднезернистый гранит
- 2 - графические пегматит
- 3 - пегматоидная зона
- 4 - блоковый микроклин
- 5 - кварцевое ядро
- 6 - зона выщелачивания и альбитизации
- 7 - минерализованная полость
- 8 - минеральное вещество гнездового выполнения (кварц, топаз, каолинит и др.)

Рис. 84. Схема геологического строения топаз-морионового камерного пегматита, Волынское месторождение, Украина (по Киевленко, 2001)

Характеристика камня. Топаз встречается приблизительно в 10% полостей (Lyckberg et al., 2013) и наряду с кварцем является главным полезным ископаемым волынских пегматитов. Месторождение уникально по количеству добываемого ювелирного сырья, в том числе крупных кристаллов топаза, позволяющих получать бездефектные ограненные камни массой в десятки и сотни карат. Скопления кристаллов топаза находятся в камерах и ассоциируют с альбитом-клевеландитом и протолитионитом. В одной из полостей обнаружены бледно-палевые кристаллы, которые росли в ее верхней части, в то время как двухцветные кристаллы разной формы нарастали на альбит и протолитионит на стенках и в нижней части полости. Сравнительно небольшие кристаллы длиной до 10-15 см встречались также в зоне выщелачивания. Наибольшее количество топаза находится в хорошо дифференцированных караваеобразных пегматитах размером в плане 15-20 м с небольшим кварцевым ядром и хорошо развитыми зонами блокового микроклина и выщелачивания.



а



б

Рис. 85. Волынский топаз: а – голубой топаз 68.3 карата; б – двухцветный топаз 38.98 карата. Фото: Gemlovers

Самый крупный кристалл топаза, добытый на Волынском месторождении в 1965 г., весил 117 кг. Из той же полости было извлечено еще два кристалла по 100 с небольшим кг. Значительная часть кристаллосырья представлена обломками по спайности

массой несколько кг. Форма большинства кристаллов призматическая с одной головкой. Кристаллы обычно зональные – центр кристаллов голубой, внешние зоны имеют чайную, винную окраску различной густоты (Рис. 85). На месторождении найдены уникальные пейзажные полихромные топазы. Прозрачные чистой «воды» кристаллы размером до 20 x 10 x 15 см с внешней зоной густого винно-коричневатого цвета шириной 3-5 см и внутренней зоной ярко-голубого цвета, в которой находятся скелетные клиновидные кристаллы снежно-белого флюорита каждый размером до 1-2 см. Стопазами ассоциируют кристаллы бесцветного фенакита размером до 4 см.

Твердые и газовой-жидкие включения. В волынском топазе определены твердые включения альбита, колумбита, дымчатого кварца, зеленого и белого флюорита и протолитионита. Очень широко распространены флюидные включения с различным соотношением жидкой и газовой фазы. Включения почти всегда содержат твердые фазы, представленные кварцем, флюоритом, полевым шпатом и другими неуставленными минералами. Первичные флюидные включения гомогенизируют в газовую или жидкую фазу при температурах 360-540°C. Некоторые исследователи считают включения с высоким содержанием труднорастворимых фаз (70% и более) расплавленными, определив температуру их гомогенизации 650-700°C и постулируют магматическую гипотезу происхождения топаза. Скорее флюид был гетерогенным.

Месторождения Среднего Урала. Первое упоминание о находке топазов в России содержится в челобитной Митрея Тумашева в Москву в 1668 г, в которой он сообщал, что «близ Мурзинского острога отыскал в горах недр р. Нейвой цветные каменья: хрустали белые, фатисы вишневые (*аметисты*), юги зеленые (*бериллы*) и тумпазы желтые (*топазы*)». В 1722 г. в окрестностях села Мурзинки были открыты жилы с топазами. С этого времени топаз совместно с бериллом и турмалином добывался в этом районе до начала 19 в., когда все известные копи были практически отработаны. Топаз и другие самоцветы добывались из миароловых пегматитов Мурзинско-Адуйского района, расположенного в 60-140 км севернее Екатеринбурга.

Гранитные пегматиты с самоцветононосными друзовыми полостями известны в западном крыле Мурзинско-Адуйского мегаантиклинория, где они залегают в раннепалеозойской гнейсо-во-сланцевой толще западного обрамления позднепалеозойских Мурзинского, Адуйского и Каменского гранитных массивов и прослежены на расстояние более 100 км (Алабашское, Мурзинское, Южаковское, Литовское, Шайтанское, Адуйское и Ключевское пегматитовые поля).

Геологическое строение. Строение всех позднепалеозойских гранитных массивов практически одинаковое. В центральных частях развиты средне- или крупнозернистые участки порфировидных гранитов. Порфировидность увеличивается к эндоконтактовым зонам. В самих массивах и в породах рамы наблюдаются многочисленные дайки, жилы, штоки и плащеобразные тела лейкократовых гранитов жильной фации (Таланцев, 1988).

А.Е. Ферсман (1922) выделил в районе 5 типов пегматитов по характеру минерализации: 1) «обычные» – с мусковитом, гранатом и магнетитом, без друзовых полостей; 2) топаз-берилловые – с самоцветной минерализацией в друзовых полостях (пегматиты Мокруши, Тысячницы и др.); 3) контаминированные – обычно с друзовыми полостями, с турмалином и кордиеритом как характерные второстепенные минералы (копи Буженинов Бор, Кордиеритовая, Мора и др.); 4) полевошпатовые – с аномально развитыми блоково-микроклиновыми зонами, без самоцветной минерализации на современном эрозионном срезе (копи Мыльница, Полевошпатовая); 5) рубеллит-лепидолитовые (жила Липовская).

Тела топаз-берилловых пегматитов зональные (Рис. 86). В лежащем боку жилы развиты тонко-среднезернистые граниты мощностью 2-7 м с небольшими обособлениями тонкозернистых графических пегматитов. Местное название этих пород гранитные пегматиты, и они слагают около 1/3 объема жилы. В этой зоне олигоклаз преобладает над микроклином. Далее следует зона мелкографического пегматита с агрегатами табличек биотита, слагающая не менее 50% объема жилы. В средней части зоны развиты пегматоиды и крупнографические пегматиты с кристаллоносными полостями размером от 0.2 до 1.0 м вместо кварцевого ядра и это главная

особенность рассматриваемых пегматитов (Таланцев, 1988). Все пегматиты с друзовыми полостями располагаются либо на выклинивании даек лейкократовых гранитов (жила Тысячница), либо внутри тел этих гранитов, в особенности пологозалегающих (пегматиты копей Мокруша, Голодный лог). Топаз является главным самоцветом жилы Мокруша, в заметном количестве он отмечается в жилах Голодная, Казенница и Большая Тяжеловесница, а в жилах Крутореченская и Мыс-II редок.

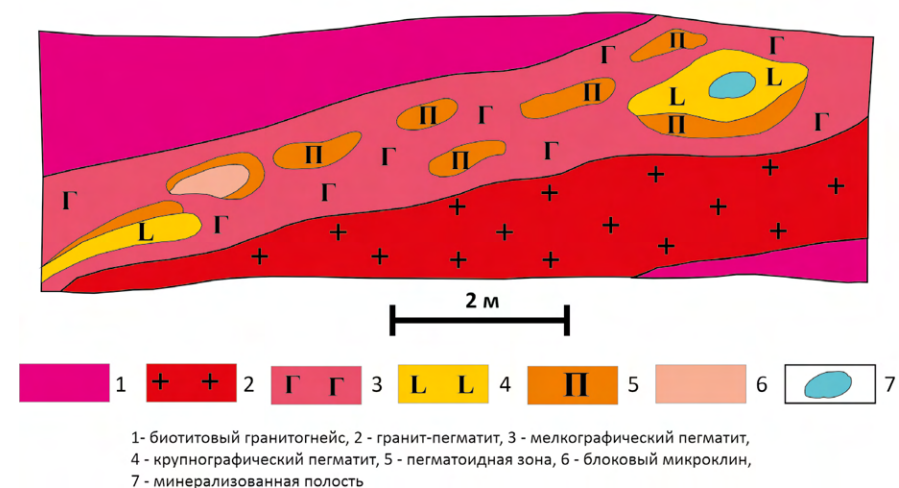


Рис. 86. Схема внутреннего строения пегматитовой жилы Мокруша (по Киевленко, 2001)

Характеристика полостей. Минерализованные полости имеют уплощенную форму до щелевидной и самые различные размеры. Полости окаймлены крупнокристаллическим кварц-полевошпатовым агрегатом, переходящим в миаролах в друзы микроклина и дымчатого кварца с топазом, шерлом, клевеландитом, мусковитом, лепидолитом и местами бериллом. Вблизи полостей микроклин местами альбитизирован и мусковитизирован. В 1985 г. из занорыша в жиле Мокруша была извлечена самая большая друза в России «Победа» массой 43 кг с двумя крупными (около 20 см) и 25 мелкими (1-6 см) кристаллами голубого топаза, которая сейчас находится в Музее самоцветов в Москве.

Верхняя часть полостей находится в зоне блокового микроклина, а стенки нижней части обычно сложены мелкопластинчатым альбитом. В донной части полостей всегда обнаруживаются слюды (лепидолит, реже мусковит). Кристаллы мориона или темно-дымчатого кварца обычно концентрируются в верхних частях полостей, и они формировались совместно с микроклином. И на микроклин, и на мелкопластинчатый альбит, расположенный в нижней части полостей, нарастают многочисленные розетки крупнопластинчатого клевеландита. Лепидолит представлен двумя разновидностями. В средней части полостей он образует систему крупных, часто веерообразно расходящихся пластинок или своеобразных сростков (лепидолитовые розы), нарастающих на альбит, а в нижней – сильно кавернозным агрегатом мелких толстопластинчатых кристалликов («кипелкой» по терминологии старателей).

Характеристика камня. В полостях с лепидолитом образуются кристаллы топаза в форме коротких призм с квадратным сечением и сильно развитым базопинакоидом. Другие грани развиты очень слабо. Наиболее крупные кристаллы топаза псевдокубические. В друзовых полостях, где мелкокристаллические поздние слюды представлены мусковитом, а не лепидолитом, форма кристаллов топаза, даже самых крупных индивидов, которые располагаются в верхней части полости, оказывается иной, с сечением ромбического или даже псевдогексагонального типа и с очень сложной по морфологии головкой. Часто такие топазы имеют отчетливые следы позднего растворения. Именно в таких полостях вместе с топазом в небольших количествах встречается берилл. Всего в полостях выявлены 25 морфологических разновидностей кристаллов топаза (Попова и др., 2002). Размер кристаллов как правило не превышает 5-6 см в длину. Один из наиболее крупных кристаллов ювелирного качества, получивший название «Урал», весил 5.8 кг. Специфической особенностью топазового сырья из камерных пегматитов Урала является нежнейшая голубая окраска. Только в редких случаях обнаруживается желтоватый топаз; но винно-желтый или дымчато-коричневый топаз, характерный для камерных пегматитов Волыни и Забайкалья, на Урале не находили.

Выделяют три генерации топаза (Попова и др., 2002). Топаз первой генерации развит в кварц-полевошпатовой графической зоне, топаз второй генерации обнаруживается в блоковой зоне, а топаз третьей генерации развит в друзовых полостях.

В жиле Мокруша краевые зоны кристаллов топаза-III интенсивно-голубые, а центральные зоны бесцветные или слегка розоватые. Псевдокубические кристаллы топаза-III содержат тончайшие включения сине-серого шерла; в газовой-жидких включениях в таких кристаллах обнаружены кристаллы буры. В друзовых полостях жилы Мокруша наиболее распространены розовые кристаллы топаза-III гексагонального облика, которые зачастую содержат тончайшие вроски расщепленных игольчатых кристаллов колумбита-танталита и ниобиевого рутила (ильменорутита). Кристаллы этого типа сформировались после псевдокубических. Голубые или бесцветные конвертообразные кристаллы топаза-III являются более поздними по отношению к гексагональным кристаллам и образуются совместно с литиевыми слюдами, альбитом-клевеландитом и полихромным турмалином. Кроме конвертообразных совместно с полихромным турмалином могут формироваться кристаллы по облику схожие с более ранними псевдокубическими.

Месторождение Эль-Портезуэло находится в провинции Катамарка в Аргентине. Оно связано с пегматитами, локализованными в гранитном плутоне, внедрившемся в докембрийские-кембрийские метapelиты и ортогнейсы. Возраст гранитов оценивается как позднедевонский-раннекаменноугольный. Граниты прорываются телами кварцевых монзонитов, амфиболовых гранитов, сиенитов (Colombo et al., 2009, 2010).

В гранитах наблюдаются многочисленные миароловые пустоты, пегматитовые гнезда и дайки аплит-пегматитов. Миаролы обычно имеют размеры до 20 см, но могут достигать и 1.5 м. Внешняя зона миарол похожа на вмещающие граниты, но содержит меньше флогопита и несколько более крупнозернистый кварц; далее следует графическая зона, сложенная срастаниями кварца и микроклина. Центральная зона сложена кварцем, микроклином и альбитом. В самом центре миаролы может находиться глинистый материал, а также кварц и шерл. Дайки аплит-пегматитов обычно

имеют мощность несколько десятков см при длине несколько метров. В дайках развиты небольшие миароловые пустоты, уплотненные параллельно контактам (Colombo et al., 2009).

Топаз ассоциирует с кварцем (темно- до светло-дымчатого или бесцветного), микроклином, альбитом и слюдами; реже встречаются фойтит-шерл, берtrandит, шамозит и флоренсит-(Ce). Флюорит в полостях с топазом отсутствует. Тантало-ниобаты (микролит и другие минералы группы пирохлора, ферротитанит и минералы группы колумбита) с топазом не ассоциируют, но обнаружены вблизи полостей.

Характеристика камня. Размер кристаллов варьирует от 5 мм до 2 см; самый крупный индивид был длиной 15 см. Кристаллы могут быть корродированы, иногда довольно сильно, и имеют обычно штриховку по [001]. Они зачастую прозрачные с участками ювелирного качества. Кристаллы от бесцветных до бледно-желтых, коричневатые и бледного голубые. Цвет бледнеет при длительном нахождении на солнце. Наблюдаются полихромные кристаллы, подобные тем, которые выявлены на Волынском месторождении на Украине: голубоватая центральная часть, окружена внешней коричневатой зоной. В основании некоторых кристаллов находится молочно-белая зона, цвет которой обусловлен обилием мелких флюидных включений. Топаз содержит почти максимальное количество фтора (19.01-20.12 мас.% при концентрации F в идеальном топазе с формулой $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$ 20.65 мас.%). Содержание Mg, Fe и Ti находится близко к или ниже предела обнаружения; концентрация Ca достигает 0.10 мас.% CaO.

Топазоносные миароловые гранитные LCT пегматиты известны в США в Калифорнии и Колорадо (Little Three, Palomar, Ohio City), Финляндии (Viitaniemi), в Бразилии в штате Минас-Жерайс (Virgem de Lapa), Австралии (Wodgina, Grossmont) и в иных странах.

Месторождение Литтл Три (Little Three) расположено в округе Сан-Диего в Калифорнии и известно как источник топаза и турмалина ювелирного качества.

Геологическое строение. Месторождение представляет собой серию из пяти пегматитовых жил Литтл Три (Little Three), Геркулес-Спессартин (Hercules-Spessartine), Спаулдин (Spaulding), Син-

канкас (Sinkankas) и Хатфилд Крик (Hatfield Creek). Дайки, имеющие северо-западное простирание и юго-западное падение, интродуцируют габбро-тоналитовый Южнокалифорнийский батолит мелового возраста. Контакт между жилами и вмещающими магматитами резкий. Несмотря на близость валового состава и похожую асимметричную зональность, минерализация в полостях существенно варьирует. В то время как в полостях в жиле Геркулес-Спессартин развиты мусковит, микроклин, альбит, спессартин, шерл, кварц и второстепенный обогащенный Mn аксинит, в жиле Литтл Три полости выполнены эльбаитом, мусковитом или обогащенным фтором лепидолитом, кварцем, микроклином, альбитом, топазом, второстепенными апатитом, микролит-уранмикролитом, стибियो-висмут-колумбит-танталитом и самородным висмутом (Stern et al., 1986).

Жила Литтл Три наиболее крупная. В лежачем боку она представлена зоной аплитов (мощность 0.5-1.0 м), выше идет кварц-микроклин-альбитовая зона и висячий бок сложен графическим пегматитом, который преобладает в жиле. Во всех зонах устойчива ассоциация кварц + калишпат + альбит с подчиненным количеством мусковита, шерла и спессартина. Линзы и гнезда, заполненные разнообразными идиоморфными кристаллами, встречаются во всех зонах жилы, но полости с наиболее крупными кристаллами приурочены к кварц-микроклин-альбитовой зоне в основном вблизи контакта с вышележащей графической зоной. Наиболее крупные полости могут располагаться одновременно во всех трех зонах.

Строение полостей. Форма небольших полостей эллипсоидальная, а крупные полости более уплощенные. Размер самой крупной полости 3.3 x 3.3 x 0.25 м. Полости могут быть обособленными или соединяться тонкими трещинами. В зоне полостей в пегматите концентрируются F, Li, B, Mn, Nb, Ta, Rb, Cs, Ti, W, Sb, Bi, Sr, Ba, Ca, Ce, Pb, Sn, Be. Более крупные полости обычно содержат гигантские кристаллы кварца, микроклина, альбита-клевеландита, обогащенного Mn эльбаита, богатого фтором мусковита или лепидолита и топаза. Второстепенными минералами полостей являются апатит, шерл, микролит-уран-микролит, стибियो-висмут-колумбит-танталит и колумбит. Кроме того, из полостей были извлечены несколько образцов гошенита-морганита и гамбергита.

Характеристика камня. Топаз обнаружен только в полостях и представлен двумя генерациями. Самый крупный сросток кристаллов имел массу 28 кг. Топаз самой ранней генерации слагает самые крупные кристаллы, которые имеют голубой или голубовато-зеленоватый цвет, в которых наблюдаются флюидные включения размером до 1 мм. Топаз ранней генерации также обнаруживается в виде небольших включений в турмалине. Обломки кристаллов топаза обнаруживаются на дне полостей, что не позволяет определить, где кристаллы росли, на стенках или потолке полостей. Тем не менее было обнаружено несколько кристаллов на стенках полостей. Мелкие бесцветные безупречные кристаллы, достигающие нескольких мм в диаметре, нарастают на все минералы полостей, в частности на эльбаит. Ювелирный материал отбирается только среди мелких кристаллов; голубые крупные ранние кристаллы в значительной степени растресканы.

Месторождения Бразилии. Наиболее топазоносным является район Теофило-Отони (месторождения Понто-де-Марамбаия, Сан-Бенто, Антонио-Диас), в этом отношении интересны также районы Говернадор-Валадарес и р. Жекетиньоньи (Вержем-да-Лапа) – все в восточной части шт. Минас-Жераис.

Лучшие в Бразилии ярко-голубые топазы, эльбаитовый турмалин и редкий коллекционный гидроксилгердерит добывались на месторождении Вержем-да-Лапа в бассейне р. Жекетиньоньи на северном склоне плато Сан-Доминго. На этой площади обнажены биотит-кварцевые сланцы и гнейсы с серицитом, гранатом, кордиеритом, андалузитом, отнесенные к позднепротерозойской серии Макубас, а также несколько апикальных частей куполов палеозойского гранитного массива. В кристаллических сланцах наблюдается группа почти горизонтальных плитообразных или линзовидных жил дифференцированных пегматитов северо-восточного простирания, входящих в пегматитовое поле Салинас-Арасуаи.

Пегматитовая жила рудника Лимоейро (лимонное дерево) со знаменитыми голубыми топазами представляет собой линзовидное залегающее горизонтально тело, которое прослежено штольнями более чем на 200 м. Мощность жилы составляет 2-4 м. Висячем боку распространены ксенолиты вмещающих био-

тит-кварцевых сланцев. Вскрытая горными выработками верхняя часть жилы сложена мелко- и среднезернистым кварц-микроклин-плагиоклазовым агрегатом с лейстами биотита. К центру жилы эта ассоциация сменяется крупнозернистой пегматоидной породой и блоковой микроклин-пертитовой зоной с линзами молочно-белого кварца и гнездообразными скоплениями мусковита. Жила богата миаролами различной формы, размером от нескольких см до 2 м, контролирующихся определенной системой трещин. Минерализованные полости окружены альбит-лепидолитовой зоной с вросшими кристаллами черного турмалина. В минеральном выполнении полостей участвуют микроклин-пертит, кварц, клевеландит, мусковит, лепидолит, топаз, турмалины эльбаит-шерлового ряда, иногда фтор-апатит, желтый и бледно-зеленый берилл, касситерит, колумбит-танталит, гердерит.

Топазы Вержем-да-Лапа бесцветны или окрашены в голубой до ярко-голубого (Лимоейро) цвет. Размеры кристаллов достигают 20x25 см, облик кристаллов короткопризматический с клиновидной головкой.

Месторождения Австралии. В Западной Австралии топаз развит во многих пегматитах, хотя ювелирного материала пока не нашли. Некоторые камни частично прозрачные белые и голубые; описаны некоторые очень крупные образцы псевдоморфоз по топазу (в частности, лепидолит по топазу) и они вызывают интерес у геммологов и коллекционеров.

Пегматит Гросмонт (Grosmont) находится приблизительно в 15 км к юго-западу г. Кулгарди и в 7 км к северо-западу от г. Лондондерри. В последние годы карьер Гросмонт стал популярен среди коллекционеров из-за непрозрачных агрегатов голубого топаза и крупных пластин лепидолита.

Пегматит Гросмонт залегает согласно с вмещающими архейскими мелко-среднезернистыми амфиболитами. Пегматитовое тело имеет север-северо-восточное простирание и крутое западное падение (Fetherston et al., 2017). Плохая обнаженность не позволяет описать строение пегматитового тела, его зональность и минеральные ассоциации. Тем не менее известно, что топаз образует сплошные агрегаты замечательного голубого цвета, которые повсеместно

покрыты лепидолитом. В пределах пегматита описаны альбит-клевеландит, микроклин (белый до светло-зеленого), кварц, микроклин, массивный топаз, розовый лепидолит в виде искривленных пластинок, нарастающих на мусковит, и крупных пластинок длиной до 30-40 см. Морганит является лишь второстепенным минералом. Поздние гидротермальные или гипергенные минералы представлены голубым опалом и фиолетовым гидромусковитом, который замещает топаз.

Массивный полупрозрачный топаз характеризуется окраской, варьирующей от голубой до белой и бледной небесно-голубой. Топаз содержит около 18 мас.% F.

Грейзеновые месторождения

Топаз является одним из основных минералов грейзенов, где он совместно с кварцем и слюдами (мусковитом, сидерофиллитом и циннвальдитом) слагает зернистые метасоматические тела замещения. Кроме того, топаз совместно с рудными минералами может выполнять открытые трещины и пустоты в местах наибольшей мощности жил, сопряженных с грейзенами. Однако большая часть образцов грейзеновых топазов маловыразительна. Они обычно представлены сростками с кварцем и касситеритом. Единственным известным в мире грейзеновым месторождением, где добывался топаз ювелирного качества, было месторождение Шнекенштейн в Саксонии, Германия.

Месторождение Шнекенштейн, Германия. Месторождение интенсивно эксплуатировалось исключительно ради топаза в период с 1670 по 1733 гг. и позже с перерывами до 1937 г., когда его площадь была объявлена минералогическим заказником. Топаз локализован в горизонтальной зоне брекчированных ороговикованных кварц-турмалиновых филлитов вблизи контакта с гранитами массива Айбеншток. Площадь выхода зоны на поверхность составляет 3500 м², а на глубину горными выработками зона прослежена на 77.5 м. Брекчированные филлиты сцементированы зернистым и друзовидным кварц-топазовыми агрегатами с молибденитом, вольфрамитом, а также более поздними сульфидами и сульфосолями (арсенопирит, ковеллин, пирит, халькопирит, тетраэдрит).

Характеристика топаза. Максимальные размеры кристаллов топаза в пустотах составляли 9.5 x 5 см. Однако размер кристаллов, пригодных для огранки, составлял менее 1 см. Форма кристаллов призматическая. Цвет в основном желтый и иногда винно-желтый. Реже встречались бесцветные, синеватые и розовые камни. Выделяется несколько генераций топаза. Ранняя генерация содержит включения концентрированных растворов с температурой гомогенизации 460-580°C и твердые включения. Топаз более поздних генераций содержит только двухфазовые флюидные включения с температурой гомогенизации около 345°C.

Полярное месторождение, Усть-Янский район, Саха-Якутия. Олово-вольфрамовое Полярное месторождение, открытое в 1945 г., находится в 100 км к СВ от пос. Депутатский в пределах Омчикандинского раннемелового гранитоидного массива. Район месторождения расположен в пределах южного крыла Полуосного синклинория, сложенного верхнеюрскими песчаниками и алевролитами. Омчикандинский массив состоит из средне-крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов, которые прорваны небольшими телами мелкозернистых лейкократовых пегматоидных гранитов и аплитов. В центральной части массив прорван штоком гранит-порфиров.

Месторождение представлено серией пологопадающих кварцевых жил с их максимальным сгущением на контакте штока гранит-порфиров и гранитов. Площадь месторождения 25 км². Рудные тела – касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы длиной от первых десятков до 350 м при мощности от нескольких см до 3 м. Топазовая минерализация связана с грейзенами слюдисто-кварц-топазового и кварц-флюоритового составов, а также кварцевыми жилами. В составе грейзенов содержание топаза достигает 10-30%. Топаз в качестве акцессорного минерала присутствует в гранитоидах. Рудные минералы грейзенов представлены касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом, сфалеритом.

Характеристика топаза. Хорошо образованные водяно-прозрачные кристаллы неправильной формы длиной до 20 мм встречаются в пустотах в ассоциации с циннвальдитом и флюоритом. Топаз также отмечается на гранях кристаллов мориона. Основные концен-

трации топазов связаны с делювиально-элювиальными и аллювиальными отложениями. В россыпи топаз встречается в виде хорошо сохранившихся короткостолбчатых кристаллов длиной от 2 до 35 мм. Отдельные кристаллы достигали длины 50 см. Большая часть зерен топаза неправильной формы, другие представлены обломками кристаллов и короткопризматическими кристаллами. Цвет топаза водяно-прозрачный, бледно-голубоватый, чайный, коричневато-желтый. Преобладают полупрозрачные кристаллы. Большая часть крупных кристаллов мутные и непрозрачные, а среди мелких встречаются полупрозрачные и прозрачные, но с большим количеством дефектов.

Основные дефекты, которые часто приводят к полной непрозрачности камня – многочисленные трещины (в том числе и не выходящие на поверхность) и «шторки» из мельчайших пузырьков. Размеры бездефектных областей не превышают 5х5х4 мм, что ниже требований, предъявляемых к топазовому сырью. По химическому составу топазы месторождения являются F-топазами. В них установлены незначительные примеси Fe (до 0.37 мас.% Fe_2O_3) и Mg (до 0.03 мас.% MgO).

Температура гомогенизации флюидных включений колеблется от 380 до 350°C с максимумом 370-360°C.

Вулканические месторождения

К этому типу относятся небольшие месторождения ювелирного и коллекционного топаза в литиево-фтористых риолитах. Топазовая минерализация в таких риолитах бывает проявлена очень обильно, однако кристаллы имеют сравнительно небольшие размеры с максимумом до первых см. Месторождения в основном служат источником коллекционных минералов с попутным отбором ювелирного сырья. Они известны в ряде западных штатов США (Юта, Аризона, Нью-Мексико), а также в Мексике в штатах Сан-Луис-Потоси и Гуамохуато.

Месторождения США. Впервые небольшие кристаллы дымчатого топаза в риолитах были найдены геологом Г. Энгельманом на хребте Томас-Рейндж в западной части штата Юта в 1859 г. Топазовые риолиты и их туфы распространены на юго-западе США в пределах складчатого обрамления Северо-Американской плиты

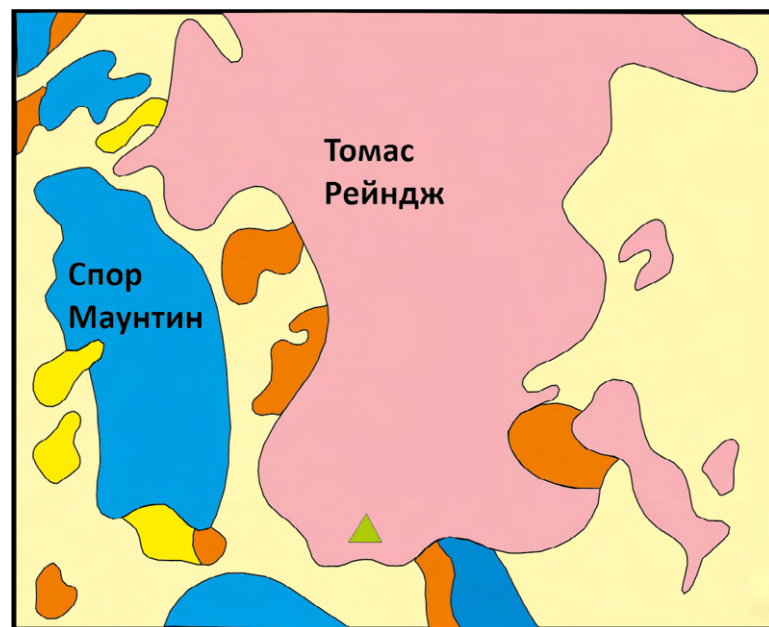
(штаты Невада, Юта, Аризона, Колорадо, Нью-Мексико). Топаз в вулканитах присутствует в виде порфировидных вкрапленников и в основной тонкозернисто-стекловатой массе, а также выполняет трещины и литофизы в лавах.

Классическим и хорошо изученным топазоносным районом является хребет Томас-Рейндж (Thomas Range). В этом районе преобладают топазовые риолиты плиоценовой серии Топаз-Маунтин (возраст 6-7 млн лет), излившиеся из многочисленных вулканических центров и занимающие площадь около 150 м². Более древние топазовые риолиты и сопровождающие их берtrandитовые руды миоценовой серии Спор-Маунтин (21 млн. лет), а также олигоценовые дациты и трахиты (30 млн лет и более), обнажены в приподнятых тектонических блоках. В основании стратиграфического разреза находятся карбонатные породы палеозоя (Рис. 87).

Топаз широко распространен в горах Thomas Range, встречаясь как в коренном залегании, так и в рыхлых отложениях. Лучшее месторождение с ювелирным топазом находится на склоне самой высокой вершины хребта, получившей название Топаз-Маунтин (2164 м).

Хорошо ограненные прозрачные кристаллы топаза находятся в минерализованных трещинах и в небольших округлых пустотах – литофизах риолитов размером до 20 см и уплощенных по направлению лавового потока. Литофизы обычно сконцентрированы вдоль чередующихся полос серого и темно-бордового цвета, а также обнаруживаются в сплошных и пористых риолитах.

Характеристика топаза. В пустотах кристаллы топаза в основном имеют размеры от нескольких мм до 2.5 см, редко до 5-10 см. Как правило они образуют сростки. Большинство кристаллов имеет форму вытянутых призм с сильным блеском и обладают в той или иной степени ювелирным качеством. Песчаные включения микрокристаллического кварца обуславливают качество топаза: от кристаллов ювелирного качества с песчанистыми зонами, образующимися в местах контакта со стенками полости, через полностью заполненные кварцевыми включениями, но еще сохраняющими блеск камни, до кристаллов с грубой поверхностью и рваными окончаниями. Все разновидности могут быть представлены в одной и той же пустотке (Menzies, 1995).



- 1 - современные делювиальные отложения
- 2 - риолиты серии Топаз-Маунтин (плиоцен)
- 3 - риолиты серии Спор-Маунтин (миоцен)
- 4 - другие вулканические породы (палеоген)
- 5 - месторождение топаза Топаз-Маунтин

Рис. 87. Схема геологического строения топазоносного района Томас-Рейндж, штат Юта, США (по Киевленко, 2001)

Цвет светло- и винно-желтый, дымчатый, иногда розоватый и бледно-голубой. Желтые и хересовые окраски легко выцветают на солнце в течение нескольких дней, и кристаллы становятся бесцветными, но розовые участки или кристаллы сохраняют свой цвет. Розовые кристаллы обычно меньше по размеру и достигают только

2 см. Бледно-розовый до розового в средней степени цвет топаза в северной части хребта, по-видимому, связан с Mn^{3+} . Топаз содержит в около 1 мас.% $Mn_2O_3 + Fe_2O_3$. Характерны трещины по спайности и зональное строение в виде фантомов.

Топаз ассоциирует с кварцем, гематитом, биксбиитом, псевдобрукитом, альмандин-спессартином и красным бериллом. В этой ассоциации топаз занимает промежуточное положение по времени кристаллизации между гранатом и красным бериллом. В местах, где есть красный берилл, его кристаллы слегка корродированы. В то же время топаз и/или биксбиит в виде ромбовидных кристаллов эпитаксиально нарастают на гранат.

Условия образования топаза. По данным работы (Christiansen et al., 1986) топазовые риолиты Thomas Range кристаллизовались в диапазоне температуры 690-790°C. К сожалению, сведений о температуре кристаллизации топаза в литофизах в риолитах Thomas Range найти не удалось. В тоже время в статье Shigley et al. (2003) показано, что красный берилл мог кристаллизоваться в интервале <650-300°C. Изучая топаз ювелирного качества из литофиз и трещин в топазовых риолитовых Мексики, Leroy et al. (2002) пришли к выводу, что бесцветный топаз формировался при температуре выше 500°C, а топаз медового цвета ниже 500°C. Учитывая все эти сведения, а также взаимоотношения с другими минералами и цвет кристаллов, можно предположить, что топаз в литофизах и трещинах в риолитах Thomas Range формировался при температуре менее 500°C при участии насыщенных фтором флюидов.

Метаморфогенные месторождения

Месторождения имеют важное практическое значение. К ним относятся уникальные бразильские месторождения в районе Ору-Прето с ювелирными топазами высшего качества. Характерная особенность – своеобразная розовая и золотисто-оранжевая окраска топаза, обусловленная примесью хрома. Источником хрома вероятно служили доломитизированные известняки и доломиты, иногда непосредственно вмещающие топазовую минерализацию или присутствующие вблизи месторождения. Минеральные ассоциации, сопутствующие топазу: горный хрусталь, гематит, хромистый мусковит,

изредка рутил и эвклаз ($\text{AlBe}[\text{SiO}_4](\text{OH})$). Месторождения этого типа также известны в России на Южном Урале (Кочкарское) с 1853 г., в северной части Пакистана (Чундао Хилл) и Швейцарии (Лунез).

Месторождения района Ору-Прету, Бразилия. Вблизи г. Ору-Прету в 90 км юго-восточнее г. Белу-Оризонти, шт. Минас-Жерайс, начиная со второй половины XVIII века добываются великолепные золотисто-желтые топазы сорта «империал».

Топазоносный район Ору-Прету находится в южной части Восточно-Бразильского щита в пределах так называемого «железного четырехугольника». В его строении доминируют филлиты, тонкополосчатые железистые кварциты (итабириты) и доломиты среднепротерозойской серии Минас, а также позднепротерозойские граниты и гранито-гнейсы Итабирито (возраст 1350 млн лет). В районе проявлена позднерифейская тектоно-магматическая активизация, с которой связаны граниты формации Говеа (880 млн лет). Топазовая минерализация наблюдается в сильно каолинизированных метаграувакках и филлитах толщи Сабара, к которым по широтному сбросо-сдвигу примыкают кварциты, итабириты и филлиты толщи Серкадино (Рис. 88). Топазоносный горизонт прослеживается на 20 км вдоль сбросо-сдвига, и в этой полосе к западу от пос. Сараменья находятся около 20 рудников, в т.ч. и самые крупные – Капао-да-Лапа, Вермельхео, Лавра-да-Трино и Боа-Вишта.

На всех рудниках топаз добывается из пласта рыхлой породы. Мощность пласта варьирует от 2 до 6 м, изредка достигает 12 м. Порода состоит из серицита и каолинита (80-90%) и песчаного кварцевого материала (10-20%). Она окрашена в бурый цвет оксидами и гидроксидами железа и марганца. Местное название этой породы «*borra de cafe*» – коричневая земля. Топазоносная порода заключена между серицитовыми филлитами и итабиритами, что рассматривается в качестве поискового признака. Топаз вместе с кристаллами кварца и гематитом (спекуляритом) встречается в линзо- и жиллообразных скоплениях, обычно окруженных литомаржем (литомарж – кремнистая глиноподобная, обычно тонкослоистая или листоватая порода). Из других минералов в подчиненном количестве присутствуют рутил, ильменит, тальк, иногда эвклаз, турмалин, циркон, флюорит, пирит.

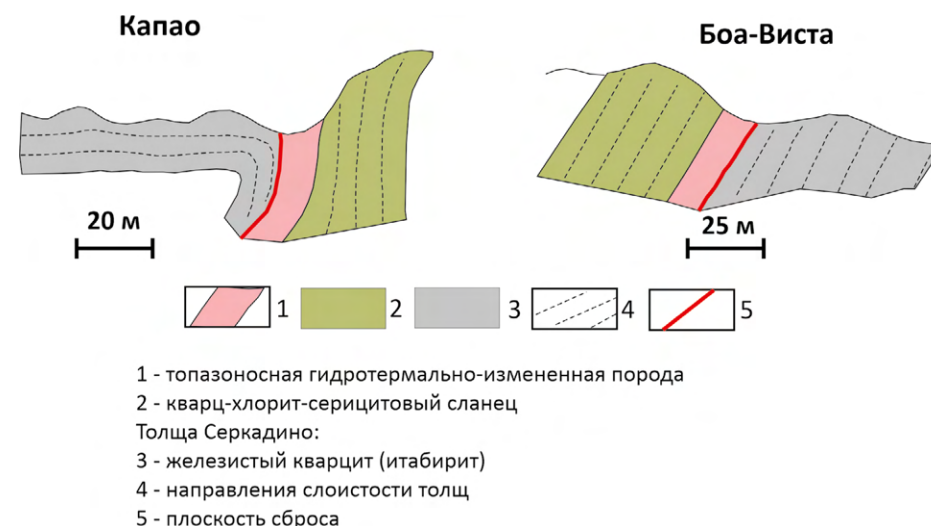


Рис. 88. Схематические вертикальные разрезы месторождений топаза Ору-Прету, штат Минас-Жерайс, Бразилия (по Киевленко, 2001)

Характеристика топаза. Кристаллы топаза имеют длинно-призматический облик. Длина отдельных кристаллов ювелирного качества обычно составляет 1-4 см при поперечнике 0.5-1 см. Наиболее крупные выделения достигали 30 см в длину и 5-10 см в поперечнике. Главным дефектом ювелирного сырья являются многочисленные трещины по спайности. Характерна золотисто-желтая и оранжевая окраска топаза, встречаются также светло-коричневые, розовые, фиолетовые и изредка красные до вишневых разновидности (Рис. 89). Интенсивность оранжевой и розово-красной окраски возрастает с увеличением содержания в топазе хрома (от 0.01 до 0.06 и более мас.% Cr_2O_3). Содержание примесей: золотисто-желтые и оранжево-желтые топазы Fe 2150-5000 г/т, Mn <10-46 г/т, Cr 160-260 г/т, V 60-116 г/т, Ni 15-22 г/т; коричневатокрасные топазы Fe 3100-4400 г/т, Mn <10-40 г/т, Cr 380-660 г/т, V 56-114 г/т, Ni 10-12 г/т.

Включения в топазе. Твердые включения представлены каолинитом, пирофиллитом, карбонатами, гематитом. Газово-жидкие включения могут несколько варьировать по фазовому составу от месторождения к месторождению. Так на месторождении Капао до

Лана (Sarão do Lana) в них наблюдаются только газовый пузырек и жидкая фаза, а на месторождении Дом Боско (Dom Bosco), во включениях в топазе также присутствует жидкая углекислота. Температуры гомогенизации газово-жидких включений варьируют от 240 до 310°C (Morteani et al., 2002).



а



б



в

Рис. 89. Цветовое разнообразие топаза месторождений Ору-Прету, Бразилия.
Фото: Gemlovers

Температура образования гематита и кварца (тесно ассоциируют с топазом), рассчитанная по изотопному составу кислорода этих минералов, составляет $360 \pm 7^\circ\text{C}$ (Morteani et al., 2002).

Генезис месторождений. Месторождения четко контролируются определенным стратиграфическим горизонтом и крупной зоной разрывного нарушения. Топазовая минерализация локализована под экраном слюдистых филлитов, плохо проницаемых для гидротермальных растворов. В результате воздействия гидротермальных растворов породы хорошо проницаемой толщи Себара превращены кварц-серицитовые метасоматиты, при этом в откры-

тых трещинах кристаллизовался топаз, горный хрусталь, гематит, эвклаз и полевой шпат. Данные изучения флюидных включений, изотопно-кислородная геотермометрия и ассоциация каолинита, карбонатов и пиропиллита во включениях указывают на кристаллизацию топаза при температуре около 360°C и давлении 3.5 кбар.

Высокая активность CO_2 препятствовала фторированию карбонатов и стабилизировала топаз относительно флюорита. Фтор и бериллий, необходимые для формирования топаза и эвклаза, а также CO_2 поступали с метаморфогенными флюидами, образовавшимися в результате тектонотермального события с возрастом приблизительно 600 млн лет.

Месторождение Катланг (Ghundao Hill), Пакистан. Проявление розового топаза в Пакистане было впервые описано в 1972 г. Небольшой городок Катланг расположен в 60 км к северу от Пешавара, Северо-Западная Пограничная провинция, а поселение Гундао в 4 км к северу от городка.

Геологическое строение месторождения. Площадь месторождения сложена породами нижней части силур-девонской серии Swat Buner, которые представлены серыми мраморизованными известняками, серпентинитами и актинолит-тальковыми сланцами. Степень метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Непосредственно на месторождении развиты три основных типа пород: (1) светло-серые тонкослоистые в основном автокластические (разрушенные на месте) известняки, (2) темно-серые среднеслоистые тонко-среднезернистые известняки с небольшим количеством кварца, светлой слюды и пирита, (3) серые тонкослоистые известняки и известковистые сланцы. Серый цвет пород обусловлен тонкими включениями битумоидов (Gübelin et al., 1986). Мраморизованные известняки смяты в узкие складки и рассечены многочисленными кальцитовыми жилами, прожилками и штокверковыми зонами.

Строение топазоносных жил. Жилы с максимальной мощностью до 2 м содержат пустоты с хорошо образованными кристаллами кальцита, топаза и кварца наряду с отенитом-торбернитом, тальком и железистым глинистым материалом. Во вмещающих серых мраморизованных известняках повсеместно присутствуют

очень тонкие идиоморфные кристаллы доломита в светлой слюда-кварц-кальцитовый основной массе, гораздо реже встречаются пирит и чешуйки углистого вещества, которые и придают породе серый цвет. В самих топазоносных жилах доломита нет. Изотопный возраст жил, определенный К/Аг методом по светлой слюде составляет 43.21 ± 1.7 Ma, что соответствует эоцену (Morteani, Voropaev, 2007).

Характеристика топаза. Длина кристаллов обычно 2-5 см, изредка более 8 см. Наиболее крупный кристалл ювелирного качества имел массу 135 г. Форма кристаллов призматическая. Кристаллы обычно идиоморфные до гипидиоморфных. Часто сильно трещиноваты, и трещины заполнены поздним кальцитом. Цвет розовый с фиолетовым и желтым оттенками (Рис. 90). Реже обнаруживаются желтые до светло-коричневых, бесцветные и вишнево-красные кристаллы. Розовый цвет обусловлен примесью хрома (до 0.08 мас.% Cr_2O_3). Другие примеси V (до 0.01 масс. % V_2O_3), Fe (до 0.08 мас.% FeO), Mg (до 0.07 мас.% MgO) и Ca (до 0.05 мас.% CaO); содержание F 15.78 мас.%, H_2O + 1.60 мас.% (Gübelin et al., 1986). Изотопный состав кислорода топаза составляет +19.3‰, кварца – +24.2‰, карбонатов варьирует от +22.6 до +23.6‰ (Morteani, Voropaev, 2007). Изотопная температура, рассчитанная для пары минералов кварц-топаз, составляет 235°C.

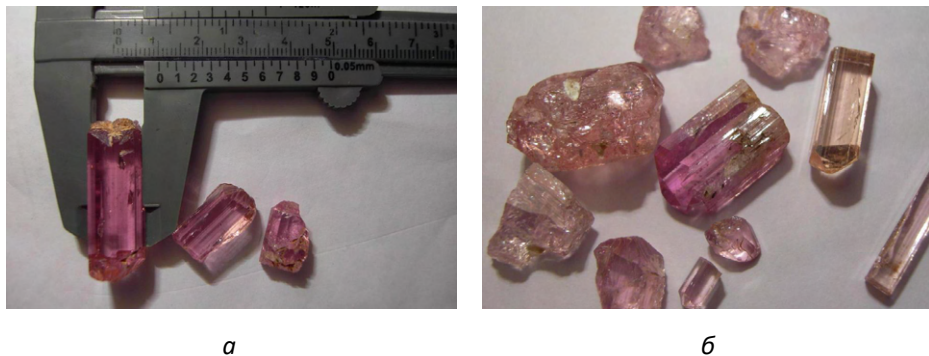


Рис. 90. Цвет и форма кристаллов топаза месторождения Катланг, Пакистан.
Фото: Gemlovers

Включения в топазе. Топаз содержит небольшие газовые включения CO_2 , но отсутствуют столь типичные для пегматитов твердые включения. Температура гомогенизации первичных включений составляет 240-290°C. Гюбелин с соавторами (Gübelin et al., 1986) выделяет несколько морфологических типов включений, включая разнообразные трещины: (1) трещины параллельные плоскостям спайности, залеченные газово-жидкими включениями, (2) параллельные ряды двухфазовых газово-жидких включений, (3) волосовидные трещины, заполненные жидкостью (трихиты), (4) спиралевидные трещины, сопряженные с трещинами по спайности.

Генезис месторождения. Жилы с розовым топазом сформировались при температуре около 240°C при участии метаморфогенных флюидов, выделившихся из вмещающих пород в эоценовое время в ходе раннегималайского тектонотермального этапа, а не за счет связанных с гранитоидами флюидов, как это предполагалось ранее.

Кочкарское месторождение, Россия. Район расположен в Челябинской области южнее г. Пласт и, благодаря находкам аметиста, сапфира, зеленой шпинели, аквамарина, александрита, альмандина, турмалина, кианита и других самоцветов, был назван Н.И. Кокшаровым «Русской Бразилией». В районе, относящемся к Восточно-Уральскому поднятию, преимущественно развиты граниты позднепалеозойского Кочкарского массива, среди которых сохранилось несколько крупных останцов мраморизованных известняков карбона. На площади месторождения серовато-черные тонкослоистые известняки (доломиты или доломитизированные известняки) местами содержат высокомагнезиальный хромсодержащий амфибол – купферит $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Вдоль узкой зоны повышенной трещиноватости они интенсивно замещены сахаровидным кварцем, образующим гнездообразные и линзовидные скопления. В кварце встречаются щелевидные полости, стенки которых покрыты щетками горного хрусталя, иногда вместе с длиннопризматическими кристаллами розового, фиолетового и светло-винно-желтого топаза. С горным хрусталем и топазом ассоциирует фуксит и редко тонкоигольчатый хромсодержащий турмалин, гематит и рутил. Температура гомогенизации первичных газово-жидких включений составляет 275-310°C.

Тесты

1

2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮВЕЛИРНОГО БЕРИЛЛА (КРОМЕ ИЗУМРУДА)

Пегматитовые месторождения (месторождения Волыни, Украина; месторождения Среднего Урала; месторождения Бразилии; месторождения США).

Бесполостные пегматиты (Супруновское месторождение).

Грейзеновые месторождения (Шерловая Гора, Забайкальский край, Россия).

Вулканогенные гидротермальные месторождения (Вайолет Клаймс, США).

Гидротермально-метаморфогенные месторождения (Тру Блю, Канада).

Самой известной разновидностью берилла является изумруд, но помимо изумруда в ювелирном деле используются и другие разновидности прозрачного берилла – аквамарин, гелиодор, желто-зеленые и зеленые бериллы, розовый воробьевит (morganit), красный биксбит и бесцветный ростерит (gooshenit). Все они, за исключением биксбита, часто встречаются в виде крупных кристаллов, что позволяет их использовать в изделиях, требующих крупных камней. Наибольшим спросом пользуются ограненные бериллы массой 5-10 карат.

Аквамарин (от латинского aqua – вода и marinus – морская) – берилл, характеризующийся цветом морской воды разных оттенков: от голубовато-зеленого и зеленовато-голубого до чисто голубого (Рис. 91). Редко встречаемая синяя разновидность получила малораспространенное название – *августит*. Предпочтение отдается чисто голубым или синим камням, которые часто получают при облагораживании (облучение и термическая обработка) зеленовато-желтого и в ряде случаев бесцветного берилла.



Рис. 91. Ограненные
аквамарины из разных
месторождений.
Фото: Gemlovers

Наиболее характерный облик кристаллов аквамарина длиннопризматический с многоугольными до округлых поперечными сечениями. Зачастую грани призмы осложнены вертикальной штриховкой и фигурами роста и растворения. Размеры индивидов, содержащих ювелирный материал, могут быть очень значительными. В 1910 г. на руднике Марамбайя (Минас-Жерайс, Бразилия) был извлечен прозрачный кристалл аквамарина длиной 48.5 см, 42 см в диаметре и массой 553400 карат, из которого было получено более 100000 карат ограненных камней.

Известны уникальные бразильские густо-синие аквамарины «Марта Роша» массой 37.7 кг, из которого было получено 57200 карат ограненных камней, «Эстерела де Альве» массой 19.2 кг, «Урубубу» – 33.2 кг, «Жакуэто» – 19 кг, голубой с зеленоватой периферией «Папамель» из Марамбаи массой 110.5 кг и др. М.И. Пыляев в своей книге о драгоценных камнях, изданной в 1888 г, писал о бюсте императора Наполеона III из монокристалла аквамарина массой 15 фунтов (6.1 кг), показанном на Всемирной выставке в Париже в 1867 г. Знаменитый аквамарин украшал митру папы Юлия II-го. Он имел дину 55 мм и ширину 36 мм.

Ограненный аквамарин обычно имеет не очень высокую цену при массе камня до нескольких карат. Камни от 1 до 10 карат могут продаваться за несколько сот долларов, если они имеют отличное качество и огранку. Камни массой свыше 20 карат продаются по цене от нескольких сотен до нескольких тысяч долларов при отличном качестве и огранке.

По химическому составу аквамарин относится к малощелочным или натриевым бериллам с содержанием Na до 1.7 мас.% Na_2O . Минерал всегда содержит Fe^{2+} (до 1.0 мас.% FeO) и Fe^{3+} (до 3.5 мас.% Fe_2O_3). Голубая аквамариновая окраска обусловлена хро-

моформными центрами Fe^{2+} или ионной парой $\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$ в октаэдрической позиции.

Твердые включения в аквамарине представлены кварцем, мусковитом, спессартин-альмандином, шерлом, апатитом, реже эпидотом, танталит-колумбитом, касситеритом, гематитом. В аквамаринах Бразилии обнаружены включения корунда и ильменита, а в пакистанских – циркона. Иногда встречаются скопления белых перистых включений альбита, именуемых «хризантемами» или «снежными знаками».

Если рассматривать флюидные включения, то для аквамарина характерны тонкие трубчатые каналы, которые ориентированы вдоль оси с кристалла. Множество таких каналов в некоторых аквамаринах могут создать эффект «соколиного глаза», например, в камнях из месторождений округа Пала (Калифорния, США). Кроме того, газово-жидкие включения могут образовывать вуали. Первичные, псевдотричные и вторичные флюидные включения содержат газовую фазу, в составе которой, как правило, присутствует CO_2 . Встречаются преимущественно газовые и многофазовые включения с галитом, сильвином, мусковитом и другими минералами.

Гелиодор (от греческих слов гелиос – солнце и дорон – дар) – берилл от лимонного до медового цвета, в торговле также называемый «золотым бериллом» (golden beryl) (Рис. 92). Разновидность с четким зеленоватым оттенком иногда называют *давидсонитом*. Широко известен зональный кристалл гелиодора «Кварто Центарио» массой 22 кг, добытый в Брази-



Рис. 92. Гелиодор, 7.94 карата.
Фото: Gemlovers

лии. В Смитсоновском институте в Вашингтоне хранится ограненный бразильский гелиодор массой 133.5 карата из Бразилии и камень массой 17.5 карат из России, а также камень массой 43.5 карата с эффектом «кошачьего глаза». В коллекции Музея Естественной Истории в Лондоне есть кристалл гелиодора массой 4 кг и длиной 27 см. Цена

гелиодора относительно невысокая и на международном рынке варьирует от 40 до 75 долларов за карат в огранке.

Облик кристаллов идентичен аквамарину, с которым может встречаться совместно, и характеризуется одинаковыми с ним физическими свойствами, твердыми и флюидными включениями.

По химическому составу это также железосодержащий берилл, но его окраска обусловлена преобладанием хромоформных центров Fe^{3+} , которые могут находиться или в тетраэдрической позиции (I тип), или октаэдрической (II тип). В одном кристалле могут присутствовать оба типа центров. При нагревании до температуры 350-500°C желтая окраска исчезает или сменяется голубой различной интенсивности, что обусловлено восстановлением Fe^{3+} до Fe^{2+} . Это явление используется при облагораживании бериллов.

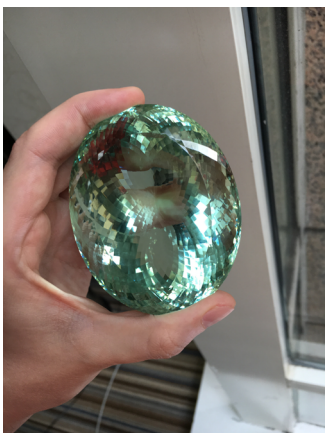


Рис. 93. Зеленый берилл, 1459.50 карата.
Foto: Gemlovers

Зеленый берилл – в отличие от изумруда гораздо светлее, зачастую с хорошо заметным желтым или голубоватым оттенком (Рис. 93). По типу окраски разделяется на два типа – железистый и ванадиевый или хромовый.

Зеленая окраска первого типа обусловлена одновременным присутствием в берилле ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} , а преобладание какого-либо из них обуславливает определенный оттенок цвета. Такие бериллы по своим свойствам идентичны аквамарину и гелиодору, и их окраску также можно изменить путем нагревания или облучения.

Зеленые бериллы второго типа окрашены в основном Cr^{3+} или V^{3+} и отличаются от изумрудов их низким содержанием. Примесь Fe^{2+} обуславливает их голубоватый оттенок. На некоторых месторождениях Замбии, Нигерии он ассоциирует с хром- или ванадийсодержащим зеленовато-голубым аквамарином. Хром- и ванадийсодержащие бериллы относятся к натриевой разновидности. Их отличительной особенностью являются высокие содержания Mg (до 2.3 мас.% MgO и более).

Твердые включения в них, как и в изумрудах, чаще всего представлены флогопитом, тальком, альбитом, апатитом. Для бразильских ванадийсодержащих бериллов характерен флюорит, в единичных случаях в них встречается корунд.

Воробьевит (морганит). Розовый берилл имеет два названия. Одно – воробьевит – дано академиком В.И. Вернадским в честь русского минералога В.И. Воробьева, а другое – морганит – получено по имени известного банкира и коллекционера драгоценных камней Дж. Л. Моргана. Обычная цена ограненного камня массой в 1 карат на международном рынке варьирует от 100 до 250 долларов. Более крупные высококачественные камни массой 75-100 карат могут продаваться по цене от 500 до 700 долларов за карат.

Воробьевит (морганит) образует короткопризматические до толстотаблитчатых кристаллы, масса которых может достигать нескольких десятков килограммов. В Эрмитаже Санкт-Петербурга хранится ограненный кристалл массой 598.75 карат, а в музее Санкт-Петербургского Горного института – необработанный камень массой 5 кг.

Цвет минерала, обусловленный примесью Mn, варьирует от бледно- до интенсивно-розового, иногда проявляется красноватый или оранжевый оттенок (Рис. 94). Окраска воробьевита неустойчива, и он бледнеет и обесцвечивается при нагревании до 500°C. Окраска обесцвеченного морганита восстанавливается посредством радиоактивного облучения. По мнению некоторых исследователей, розовая окраска воробьевита обусловлена влиянием иона Mn^{2+} , который может находиться одновременно в нескольких структурных позициях, включая каналы. Другие ученые связывают окраску минерала с ионом Mn^{3+} , замещающим Al^{3+} в октаэдрической позиции. При этом Mn^{3+} -октаэдры сильно искажены за счет изоморфного замещения бериллия литием.

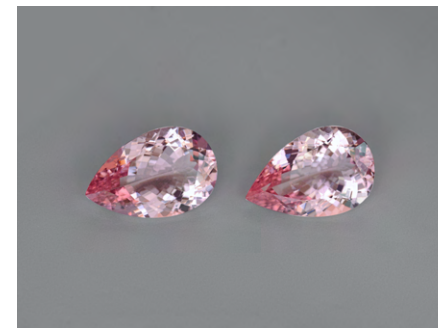


Рис. 94. Пара ограненных морганитов, 5.67 карата, Бразилия.
Foto: Gemlovers

По химическому составу воробьевит относится к литиево-цезиевой разновидности берилла с содержанием Li и Cs до 1.6 мас.% Li_2O и 3.6 мас.% Cs_2O .

Биксбит, названный в честь минералога М. Биксби, представляет собой редкую разновидность берилла красного цвета, обнаруженную только в Li-F риолитах в штатах Юта и Нью-Мексико, США. Минерал образует гексагонально-призматические до толстотаблитчатых кристаллы, размер которых, как правило, составляет 1-5 мм, изредка до 10 мм. Масса ограненных камней варьирует от 0.1 до 0.4 карата. Самый крупный весил 2.93 карата. Благодаря эффектному красному цвету, в Японии в течение 90-х гг. XX века был значительный спрос на этот материал. Реализация красного берилла под торговым названием «Красный Изумруд» вызвала бурную полемику к концу 90-х гг. Поскольку биксбит весьма редкий, то его цена в огранке на рынке может варьировать от 4000 до 15000 долларов за камень.

Красный цвет минерала характеризуется различными оттенками: земляничный, ярко-рубиновый, вишневый и иногда оранжевый. Как и в случае воробьевита, окраска биксбита обусловлена примесью Mn (до 0.47 мас.% Mn_2O_3). В составе минерала практически отсутствует вода. По сравнению с воробьевитом, содержания Li и Cs в биксбите невысокие и варьируют от 0 до 0.25 мас.% Li_2O и 0.24-0.90 мас.% Cs_2O , соответственно. Также отмечаются примеси Fe (до 2.1 мас.% FeO) и Ti (до 0.24 мас.% TiO_2).

В отличие от морганита красный цвет биксбита не меняется даже при прокаливании до 1000°C, а ионы Mn^{3+} сохраняют симметрию Al-октаэдра.

Среди твердых включений в биксбите были определены кварц, адуляр, биксбиит ($\text{Mn, Fe}_2\text{O}_3$) и гематит.

Максис-берилл назван по руднику в Бразилии в штате Минас-Жерайс, где был обнаружен в 1917 году. Цвет минерала ярко-синий или голубой, который постепенно исчезает на солнце, при этом берилл становится коричнево-желтым, что снижает его значение как ювелирного камня. Максис-берилл обладает сильным дихроизмом, но с иной по сравнению с аквамарином схемой: кобальтово-синий по No и бесцветный по Ne. Минерал содержит до 5 мас.% щелочей, 2.2 мас.% H_2O и 0.39 мас.% B_2O_3 .

Предполагается, что окраска этой разновидности берилла связана с примесью ионов CO_3^{2-} или HCO_3^- , которые под воздействием длительной естественной радиации разрушаются, создавая хромоформный центр CO^{3-} . В начале 70-ых гг. прошлого века на мировом рынке появились бериллы с наведенной густо-синей окраской и схемой дихроизма как у максис-берилла, которые получили название «берилл типа максис» или *хальбанит*. Их окраска оказалась связанной в основном с центрами $\text{NO}^\cdot$. Такого рода окраска для некоторых бериллов может быть получена в результате длительного гамма-, рентгеновского или нейтронного облучения. Повторное облучение обесцветившихся на солнце максис-бериллов и их облагороженных аналогов редко приводит к восстановлению синей окраски, а многие из них становятся зеленоватыми.

Бесцветные разновидности обычно представлены литиево-натриевыми ростеритом (по имени Г. Ростера) или гошенитом (от г. Гошен, Массачусетс, США), а также некоторыми «нормальными», в том числе железосодержащими бериллами. Последнее возможно при определенных соотношениях между ионами Fe^{3+} в тетраэдрической позиции и Fe^{2+} в октаэдрической, что приводит к цветовой компенсации.

Прозрачные бесцветные разновидности не имеют большой ювелирной ценности и используются как материал для облагораживания. Так бесцветный гошенит с помощью термообработки и последующего интенсивного облучения может быть превращен в берилл типа максис.

География месторождений. Аквамарин, гелиодор, морганит. Главными источниками этого вида сырья в 90-х гг. XX века, как и в предыдущие годы, продолжали оставаться месторождения Бразилии. Хотя в Бразилию также ввозился материал из Африки с целью огранки и реэкспорта.

На Африканском континенте основными странами, добывающими аквамарин, являются Нигерия, Мозамбик (месторождения района Alto Ligonha), Замбия и Мадагаскар. Особенно ценны хорошего качества, насыщенные аквамарины Замбии и Мозамбика, которые не требуют тепловой обработки. При добыче аквамаринов из пегматитов в парке Lukusuzi в Замбии шахтеры применяют следующую

щий способ. Они разводят огонь под массивными аквамариноносными кварцевыми телами и затем быстро обливают нагретую породу водой для того, чтобы порода растрескалась и, таким образом, это существенно облегчает извлечение аквамарина.

Добыча других бериллов (morganita и гелиодора) ведется из давно известных месторождений. Крупные кристаллы гелиодора зеленовато-желтого цвета с Украины проходят тепловую обработку с целью получения аквамарина. Однако запасы крупных кристаллов были уже отработаны в середине 90-х гг. В России месторождения берилла известны с конца XVIII – середины XIX века, когда появились камни со Среднего Урала, а также Борщовочного края, Адун-Челона и Шерловой горы в Восточном Забайкалье.

Проявленный интерес и инвестиции, сделанные основными добывающими компаниями в 90-ых гг. прошлого столетия привели к росту производства красного берилла из месторождения в горах Wah Wah в южной части шт. Юта. Кроме того, в США также известен ряд небольших месторождений других разновидностей ювелирного берилла. Такие объекты расположены в Аппалачах (штаты Мэн, Нью-Гэмпшир, Коннектикут), Скалистых горах (штат Колорадо) и в Калифорнии.

На севере Пакистана в верховьях реки Инд открыт перспективный бериллоносный район Гилгит (Рис. 95, 96).



а



б

Рис. 95. Аквамарин, Скарду, Пакистан.
Фото: Gemlovers



а



б

Рис. 96. Разновидности берилла, район Гилгит, Пакистан.
а – аквамарин, б –morganita.
Фото: Gemlovers

Классификация месторождений. Берилл ювелирного качества обычно извлекается из комплексных гранитных пегматитов, грейзенов и гидротермальных образований, связанных с обогащенными бериллием литий-фтористыми риолитами. Некоторые пегматитовые тела наряду с бериллом могут содержать другие драгоценные камни, такие как турмалин, хризоберилл, кунцит (розовый прозрачный сподумен), гранат и топаз. Реже встречаются метаморфогенные месторождения.

Самыми благоприятными для образования благородного берилла являются наиболее дифференцированные пегматиты, сформировавшиеся на относительно небольшой глубине, в которых при отделении флюидной составляющей образуются миароловые пустоты (самоцветоносные гнезда). Эти пегматиты характеризуются аномально высокими содержаниями Be, B, Li, Mn, P, F, которые необходимы для кристаллизации аквамарина, гелиодора,morganita, топаза, турмалина, хризоберилла, кунцита и т.д.

Такие пегматиты кристаллизуются на небольшой глубине из флюидов гранитного состава, которые фракционировали с образо-

ванием пневматолитовых растворов, обогащенных Be и Al и мигрировавших в зоны с пониженным давлением, находящихся практически у верхней кромки остывающих гранитных интрузивов. Согласно (Černý, Ecart, 2005) эти пегматиты разделяются на два подкласса: 1) *LCT-пегматиты*, обогащенные литием (Li), цезием (Cs) и танталом (Ta) и 2) *NYF-пегматиты*, обогащенные ниобием (Nb), иттрием (Y) и фтором (F). Первый подкласс – это пегматиты, пересыщенные глиноземом, которые обычно обогащены бериллием, рубидием, оловом, галлием и бором. Второй подкласс – это пегматиты, характеризующиеся отсутствием Be, P и B (Shigley, Kampf, 1984; Walton, 2004).

Гелиодор, морганит, гошенит, также как и аквамарин, кристаллизуются в пегматитах.

Наряду с пегматитами, содержащими минерализованные полости, ювелирный берилл также извлекается из бесполостных пегматитов, но в гораздо меньших количествах. Примерами таких месторождений могут служить Супруновское в Восточной Сибири, ряд объектов в штатах Мэн и Коннектикут, США, на Мадагаскаре, в Зимбабве.

Аквамарин и другие железосодержащие бериллы часто обнаруживаются в грейзенах. В таких месторождениях поздняя берилл-мусковит-кварцевая ассоциация наложена на более ранние мусковит-кварцевые и кварц-топазовые грейзены. Классическим примером месторождений этого типа является Шерловая Гора в Забайкалье, известное своими аквамаринами и гелиодорами. В качестве побочного продукта берилл ювелирного качества вручную отбирался из руд Sn-W месторождения Светлое на Чукотке. На вольфрамовом месторождении Эффернан (Heffernan) в Новом Южном Уэльсе, Австралия описан прозрачный голубоватый и желто-зеленый берилл.

Формирование биксбита можно связать с поствулканической гидротермальной деятельностью. Он образуется в пустотах и трещинах в обогащенных Be, Li и F риолитах. Месторождения биксбита найдены в ряде западных штатов США.

Значительно реже, чем в пегматитах и грейзенах, аквамарин формируется в метаморфогенных жилах. Такое месторождение обнаружено в Канаде.

Пегматитовые месторождения берилла

Месторождения Волыни, Украина. Россыпи топаза, берилла и мориона, связанные с волынскими пегматитами, были открыты в конце 60-х гг. XIX в. Систематическая отработка этого месторождения началась в 1931 г. К настоящему времени в нем выявлены и отработаны до глубины более 100 м многие сотни пегматитовых тел, а также приповерхностные элювиальные россыпи.

Геологическое строение. Пегматитовое поле локализовано в СЗ части Украинского щита, среди гранитов среднепротерозойского Коростеньского плутона. Этот плутон прорывает гранито-гнейсы и мигматиты нижнего протерозоя и кварцитовидные песчаники среднего протерозоя. Плутон формировался в несколько стадий: первыми образовались Володарск-Волынский и Чеповичский габбро-анортозитовый массивы, а затем окружающие их средние и мелкозернистые рапакививидные и крупнозернистые биотитовые граниты.

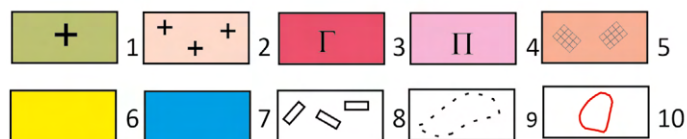
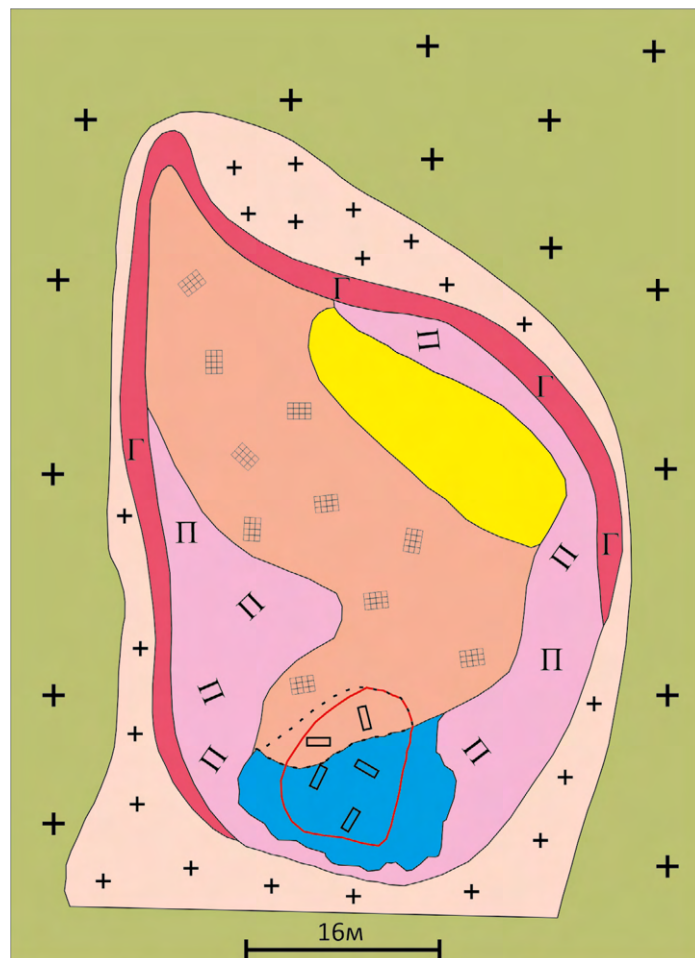
Отмечается три особенности в размещении пегматитовых тел: (1) пегматитоносные зоны приурочены к эндоконтактовым частям гранитоидов; (2) пегматиты приурочены к гранитам, обладающим мелкозернистой порфировидной структурой; (3) наиболее крупные пегматиты очень часто залегают в гранитах, в составе которых роговая обманка преобладает над остальными темноцветными минералами.

Пегматитовое поле протягивается в субмеридиональном направлении на 22 км при ширине пегматитоносной полосы в плане от 0.3 до 1.5 км.

Практическое значение имеет южная половина пегматитового поля, разделенная широтными разломами на три блока.

В пределах поля пегматитовые тела распределены неравномерно, образуя локальные скопления – «рои» по 5-20 тел, занимающие площадь до 140000 м² и прослеженные на глубину 100-200 м и более.

Строение пегматитового тела. Продуктивные пегматитовые тела с морионом, топазом, бериллом имеют зональное асимметричное внутреннее строение (Рис. 97).



1 - зеленовато-серые порфировидные граниты; 2 - розовые граниты, обогащенные биотитом и амфиболом; 3 - графический пегматит; 4 - графическо-пегматоидная зона; 5 - блоковая кварц-микроклиновая зона; 6 - кварцевое ядро; 7 - зона выщелачивания и альбитизации; 8 - кристаллы берилла; 9 - контур минерализованной полости; 10 - контур развития берилловой минерализации.

Рис. 97. Схема строения бериллоносного пегматита, Волынское месторождение, Украина (по Киевленко, 2001)

Краевая зона мощностью от нескольких десятков см до 5 м и более сложена графическим пегматитом. Она сменяется пегматоидной зоной, развитой преимущественно в нижней части тел. Верхняя часть пегматитов занята в основном блоками гигантокристаллического микроклин-пертита и кварца размером от 20-30 см до 1-2 м. В центральной части многих тел находится уплощенное кварцевое ядро мощностью от 1 до 15 м, сложенное массивным серым кварцем.

Под кварцевым ядром располагаются крупные минерализованные полости – камеры, являющиеся местом свободного роста крупных кристаллов кварца, топаза, иногда берилла. Чаще всего форма полостей линзовидная, иногда с пережимами, длина их обычно достигает 5-10 м при ширине до 3-6 м и высоте до 1-2 м. Объем самой крупной из вскрытых камер составлял 250 м³.

Полости забиты обломочным кварцевым и глинистым материалом с крупными кристаллами кварца, оторвавшимися от потолка и стенок. В краевых частях полостей количество кристаллов кварца уменьшается и появляется топаз с клевеландитом и литиево-железистыми слюдами (протолитионит, циннвальдит) или реже берилл. Крупные или сильно вытянутые тела содержат несколько таких структурных центров, состоящих из кварцевого ядра с минерализованной полостью под ним.

Минерализованные полости подстилаются апогранитными флюорит-мусковит-альбитовыми метасоматитами с сидеритом и выщелоченным кварцем. Возникающие при растворении кварца многочисленные поры и мелкие пустоты минерализованы альбитом, гидрослюдами, сидеритом, флюоритом, рутилом, пиритом, фенакитом, турмалином и другими минералами. В них также встречается топаз ювелирного качества.

Характеристика камня. Первые сведения о берилле из пегматитов Волыни приведены в работе Л.Л. Иванова (1933). Берилл в пегматитах Волыни встречается спорадически и преимущественно в полнодифференцированных телах в центральной части поля. Условия нахождения известны лишь в общих чертах, т.к. кристаллы ни разу не были обнаружены в коренном залегании. Обычно берилл находится в занорышевой области среди слюдисто-глинисто-кварцевой породы и реже в зоне выщелачивания.

Облик большинства кристаллов берилла столбчатый, а у сравнительно небольших прозрачных бледно-зеленовато-желтых – копьевидный.

Выделяют пять морфологических типов кристаллов берилла (Павлишин, Довгий, 2007): (1) крупные призматические непрозрачные кристаллы оливково-зеленого цвета; (2) крупные призматические полупрозрачные и прозрачные кристаллы салатного и оливково-зеленого цвета; (3) копьевидные и призматически-копьевидные полупрозрачные и прозрачные кристаллы салатного и желтовато-зеленого цвета; (4) призматические полупрозрачные индивиды зелено-салатного цвета или голубого цвета; (5) кристаллы и зерна оливково-зеленого цвета, лишь кое-где сохранившие реликты первоначальной огранки.

Степень прозрачности индивидов различна и зависит от наличия дефектов – скульптур поверхности, трещин, включений. Преобладают полупрозрачные кристаллы, хотя нередки и высокопрозрачные индивиды (именные кристаллы «Апостолы Петр и Павел» и «Академик Е.К. Лазаренко»).

Берилл бесщелочной и содержит очень мало или не содержит Fe^{2+} , а концентрация Fe^{3+} высока (до 1.5 %). Такая особенность состава согласуется с представлениями о щелочной среде образования берилла, способствующей окислению железа. Из элементов примесей установлены Ti, Mn, Ga, Nb, Mo и Ba. Но их содержание не превышает первых сотых долей процента. Зеленоватые тона окраски с желтоватым оттенком связаны с хромофорными центрами Fe^{3+}IV , Fe^{3+}VI , Fe^{2+}VI , их парами и электронными переходами ($\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$; $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$) (Рис. 98).



а



б



в

Рис. 98. Берилл, Волынь, Украина.

а – аквамарин, 99.01 карата,

б – гелиодор, 20.98 карата,

в – пара зеленоватых гелиодоров, 23.8 карата.

Фото: Gemlovers

Генезис берилла. Температура гомогенизации первичных флюидных включений варьирует от 310 до 438°C, изредка выше. Давление формирования оценивается величинами 0.4-1.5 кб. Минералообразующая среда имела щелочной характер ($\text{pH } 8.5 \pm 0.2$).

Для пегматитов Волыни характерна ситуация, когда в одних телах содержится берилл, а в других, расположенных рядом в идентичной геологической ситуации, его нет. Это объясняется тем, что после образования берилл подвергается воздействию интенсивных процессов изменения, приведших к возникновению разнообразных фигур растворения. Степень изменения различна в зависимости от кислотности оmyвающих кристаллы растворов. Повышение кислотности, возрастание количества фтора и другие факторы вызывали растворение или замещение кристаллов берилла слюдисто-кварцевым агрегатом. Местами процессы растворения были настолько интенсивными, что привели к полному исчезновению берилла.

Месторождения Среднего Урала. Ювелирный берилл вместе с топазом и турмалином добывались в этом регионе, начиная с 18 в из миароловых пегматитов Мурзинско-Адуйского района, расположенного в 60-140 км севернее Екатеринбурга.

Пегматитовые поля протягиваются на 80 км в меридиональном направлении вдоль западного контакта Мурзинского, Соколь-

ского и Адуйского позднепалеозойских гранитных массивов, занимающих центральную часть Восточно-Уральского антиклинория.

Пегматиты залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов Алабашской серии R_{2-3} и заключенных в них телах серпентинитов (Рис. 99).

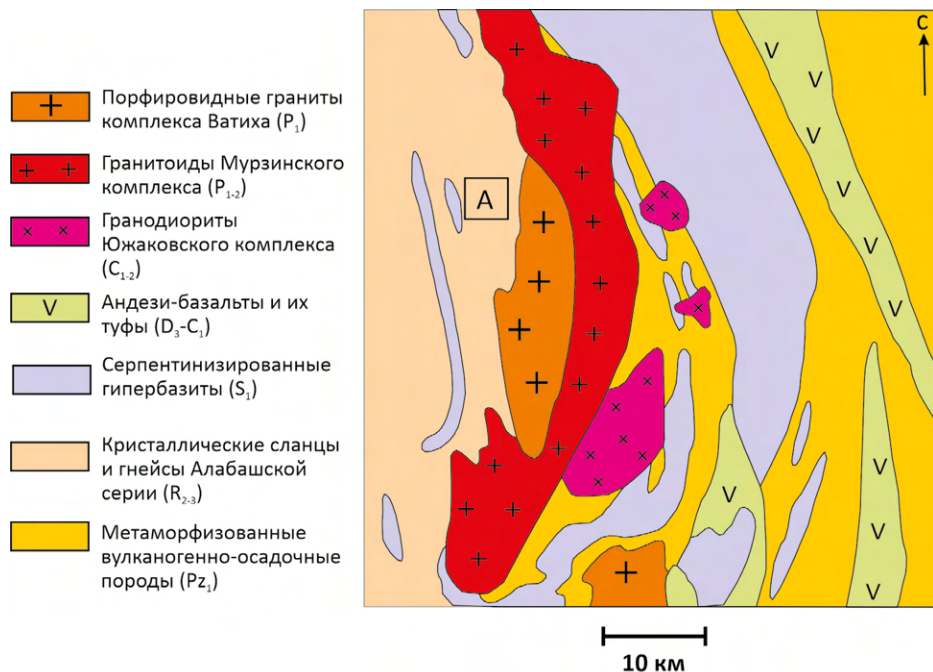


Рис. 99. Схема геологического строения Мурзинского массива (по Киевленко, 2001)

В районе можно выделить несколько пегматитовых полей (с севера на юг): Алабашско-Мурзинское с топазом и бериллом, Южакско-Сарапулское с топазом и эльбаитовым турмалином, Липовско-Шайтанское с эльбаитовым турмалином и Адуйское с бериллом.

Большинство пегматитовых тел имеют крутые углы падения, встречаются также сопряженные с ними пологие плитообразные тела. Жилы прослеживаются по простиранию на 50-400 м и более при мощности от 2 до 5-10 м.

Продуктивные бериллоносные пегматиты имеют полно и неполнозональное строение. Характерно широкое развитие зон

аплитовидного и мелко-среднезернистого гранит-пегматита и графического пегматита, занимающих основную часть жилы. В графической зоне ближе к центру жилы наблюдаются крупнозернистые пегматоидные шлиры, обособления блокового микроклина, а также минерализованные полости-занорыши. Кварцевое ядро, как правило, отсутствует.

Алабашско-Мурзинское пегматитовое поле занимает площадь около 19 км² и включает 44 жилы. Пегматитовые тела залегают среди метаморфитов Алабашской серии R_{2-3} возраста. Мощность пород серии – 1500-2000 м. Метаморфиты прорываются многочисленными телами гранитов, которые слагают три комплекса Южакский (C_1), Ватихский (P_1) и Мурзинский (P_{1-2}) (Рис. 100). Метаморфические породы рифея представлены орто- и парагнейсами, сложенными полевым шпатом, биотитом, редким амфиболом, пироксеном, кварцем, силлиманитом, диопсидом, амфиболитами, которые сложены плагиоклазом и роговой обманкой, и мраморами. Метаморфиты часто скарнированы.

Мраморы развиты в ЮВ части поля. Они сложены кальцитом, доломитом, флогопитом, графитом, диопсидом и тремолитом и содержат розовую и фиолетовую шпинель, флюорит, скаполит, рубин, форстерит, бледно-зеленый гранат, хондродит и другие.

Размеры кристаллов благородной шпинели в основном 2-3 мм, но были находки кристаллов до 1 см.

Строение пегматитовых тел рассмотрим на примере двух проявлений – Старцева Яма и Мокруша. Копи Старцевой Ямы были заложены на системе пегматитовых тел, представленных крутопадающими (50-70°) и пологозалегающими (25-30°С) жилами, при этом мощность первых составляет 2-3 м, а вторых – 40-60 см. Пегматитовые тела первого типа сложены тонкозернистым гранит-пегматитом и крупнозернистым графическим пегматитом с аннитом и линзами с тонко- до среднеблочной структуры. Четкой зональности в строении этих жил нет. Зональности также нет и в распределении полостей в участках с графической структурой. Полости диаметром от 20 см до 1 м содержат незначительные количества кристаллов мориона и полевого шпата. Особенно симпатичны в них таблитчатые кристаллы и двойники полупрозрачного альбита размером до

2 см. В некоторых полостях обнаружены призматические кристаллы гелиодора длиной до 3 см, изредка до 12 см. Пологозалегающие жилы характеризуются симметричным зональным строением и содержат центральную графическую зону, слагающую от 20 до 40% объема тел с небольшими кварц-полевошпатовыми пустотами. В верхней части таких жил старатели и добывали самоцветы. Так, по данным работы (Popova et al., 2002) в 1824 г. из гигантской для Алабашки полости размером 5*1*2 м был извлечен кристалл желтовато-зеленого берилла длиной 25 см и массой 2.5 кг. Этот кристалл был передан в дар Минералогическому музею Санкт-Петербургского Горного института.

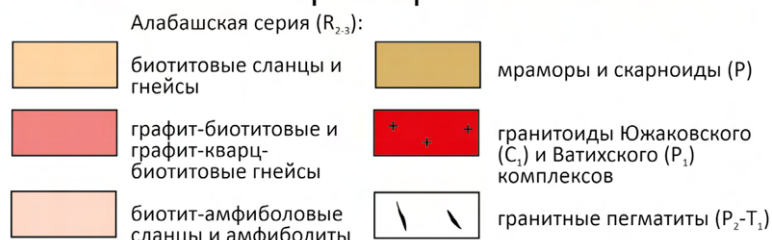
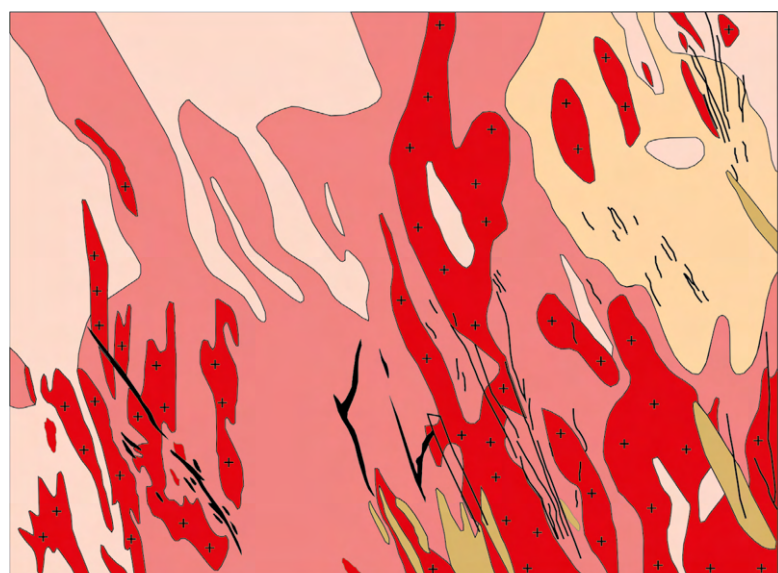


Рис. 100. Схематическая геологическая карта Алабашского пегматитового поля (по Киевленко, 2001)

Жила Мокруша имеет асимметричное строение (Рис. 101). В лежащем боку жилы развиты тонко-среднезернистые граниты мощностью 2-7 м с небольшими обособлениями тонкозернистых графических пегматитов. Местное название этих пород гранитные пегматиты, и они слагают около 1/3 объема жилы. В этой зоне олигоклаз преобладает над микроклином. Далее следует зона мелкографического пегматита с агрегатами табличек биотита. Эта зона слагает не менее половины объема жилы и в ее средней части развиты пегматоиды и крупнографические пегматиты с кристаллоносными полостями размером от 0.2 до 1.0 м. Главным образом жила известна находкам уникальных кристаллов топаза (1911 г. – 30 кг, 1971–1976 гг. – 8-13 кг, 1985 г. – сросток кристаллов массой 43 кг). Жила также знаменита своими гелиодорами, крупными пластинами лепидолита с внутренними зонами, сложенными циннвальдитом и масутомитом $K(Li, Al, Mn)_3[(Si, Al)_4O_{10}](F, OH)_2$, а также выдающимися кварц-полевошпатовыми и кварц-альбит-лепидолитовыми друзами (Попова и др., 2002).

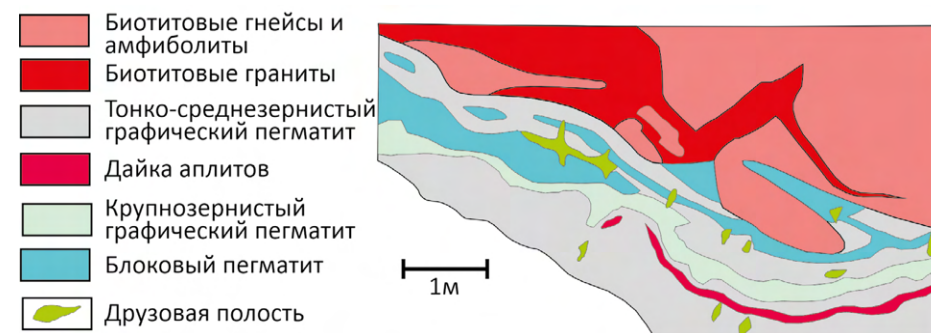


Рис. 101. Строение жилы Мокруша (по Киевленко, 2001)

Минерализованные полости в пегматитах Алабашки имеют уплощенную форму до щелевидной и самые различные размеры. Наиболее крупная из них на Старцевской копи достигала 5 м в длину при ширине около 1 м и высоте до 2 м. Полости окаймлены крупнокристаллическим кварц-полевошпатовым агрегатом, переходящим в миаролах в друзы микроклина и дымчатого кварца с бериллом, мусковитом, иногда клевеландитом и шерлом. Вблизи полостей

местами развивается альбитизация и мусковитизация микроклина. В незначительном количестве присутствуют апатит, кордиерит, гранат, касситерит, колумбит, лепидолит и другие минералы.

Характеристика берилла. В графической зоне развит ранний зеленовато-желтый берилл. В миаролах – бесцветный и розовый берилл, который обрастает крупные кристаллы лепидолита и образует отдельные кристаллы. На бесцветный берилл нарастает зеленоватый берилл и яркий зеленовато-голубой аквамарин. Также развиты отдельные кристаллы аквамарина в парагенезе с серым и розовато-серым мусковитом. В парагенезе с альбитом и полихромным турмалином развит гелиодор. Облик кристаллов, многие из которых корродированы, от короткостолбчатого до длиннопризматического и обелисковидного. Длина индивидов обычно не превышает 4-6 см, самый крупный кристалл имел длину 24.5 см. Гораздо реже наблюдаются таблитчатые кристаллы бесцветного или светло-розового ростерита высотой до 2-3 см при ширине до 5 см. В кристаллах гелиодора обнаружены вросстки арсенопирита и козалита. Содержание примесей в зеленом берилле из ж. Мокруша (мас.%): MgO 0.12, FeO 0.48, Na₂O 0.12, MnO 0.02, K₂O 0.02. Краевая аквамариновая зона содержит (мас.%): Cs₂O 0.92, Na₂O 0.10.

Температура гомогенизации первичных включений около 320°C.

Месторождения Бразилии. Ведущую роль в добыче драгоценных разновидностей берилла в стране играет крупнейшая Восточная пегматитовая провинция, которая вытянута в меридиональном направлении на 720 км при ширине до 320 км и охватывает северо-восточную часть штата Минас-Жерайс и прилегающие к ней южную часть шт. Баия и западную шт. Эспириту-Санту. Меньшее значение имеет Борборемская пегматитовая провинция, охватывающая шт. Параиба, Риу-Гранди-ду-Норти и Сеара.

Наиболее значимые самоцветоносные пегматитовые месторождения находятся в штате Минас Жерайс и из них добыты существенные количества топаза, кунцита, хризоберилла, драгоценных разновидностей берилла (Рис. 102). В то время как морганит и гелиодор находят в относительно небольших количествах, в регионе из более 1000 месторождений были добыты миллионы карат аквама-



а



б



в

Рис. 102. Ограниченные бериллы, добываемые в пегматитовых месторождениях Бразилии.
а – аквамарин, 401.59 карата,
б – гелиодор, 19.25 карата,
в – морганит, 29.85 карата.
Фото: Gemlovers

рина, который, таким образом, является самой важной драгоценной разновидностью берилла, добываемой из пегматитов.

В штате открыты тысячи пегматитовых полей, наиболее значимыми из которых являются Крузейро (Cruzeiro), Голконда (Golconda), Виржем-да-Лапа (Virgem da Lapa) и Ититиа (Ititiaia или Jonas) (Keller 1990). Согласно работе (Proctor, 1984) существуют четыре наиболее значимых района по добыче аквамарина: 1) Теофилло Отони-Марамбая (Teofilo Otoni-Marambaia), 2) долины р. Жекетиньоны (Jequitinhonha River valley), 3) долина реки Аразуа – Капелинья-Малакахета (Arazuai River-Capelinha-Malacacheta), 4) Говрнадор-Валадарес (Governador Valadares).

Геологическое строение района. В основании разреза в районе месторождений в штате Минас Жерайс лежит докембрийский комплекс, сложенный биотитовыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, кварцитами, гранито-гнейсами и гранитными пегматитами, который получил название Комплекса

Основания (*Complexo Fundamental*). Образования комплекса несогласно перекрываются докембрийскими метасадочными породами, известными как серия Минас (*Minas Series*). Породы этой серии, представленные серицитовыми феллитами, прорваны гранитами и сопряженными с ними пегматитами. Выше по разрезу залегают смятые в складки и разбитые тектоническими нарушениями поро-

ды серии Итаколоми (*Itacolomy Series*), среди которых преобладают филлиты, сланцы, гнейсы и кварциты позднего докембрия. Эти породы прорваны пегматитами, возраст которых предположительно оценивается в 490 млн лет. Разрез завершается раннепалеозойскими образованиями, которые не содержат пегматитов.

Строение пегматитовых тел. Практический интерес представляют хорошо дифференцированные микроклиновые пегматиты жило- и линзообразной формы с блоковой и кварцевой зонами и крупными миаролами. Обычные размеры таких пегматитов составляют от 40 до 200 м по простиранию при мощности до 10-20 м и более в раздувах.

Из распространенных аксессуарных минералов отмечаются турмалин, берилл (аквамарин, морганит, гелиодор), топаз, фенакит, горный хрусталь, гранат, монацит, колумбит и танталит, самарскит и др. Встречаются также благородные разновидности сподумена (кунцит) и петалита.

Если в одном и том же пегматитовом теле встречаются аквамарин и морганит, то воробьевит локализован преимущественно в центральных частях жилы, а аквамарин локализован во внешней зоне. Это явление обусловлено вхождением железа в структуру берилла на ранних стадиях формирования пегматитов, а обогащение минерала щелочными элементами происходит на поздних стадиях (César-Mendes et al., 2001).

Характеристика берилла. Наиболее значимой из всех ювелирных разновидностей берилла, добываемых в регионе, является аквамарин. Большая часть кристаллов имеет желтоватый или зеленоватый оттенок, и поэтому практически весь бразильский аквамарин подвергается тепловой обработке при температуре 250-720°C для достижения оптимального голубого цвета. Содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) в берилле варьирует от 0.53 до 2.54 мас.%. Наибольшая концентрация железа выявлена в темно синем аквамарине. Кроме того выявлены примеси Mg (0.09-0.88 мас.% MgO), Li (0.09-0.52 мас.% Li_2O), Cs (до 0.35 мас.% Cs_2O); содержание Na варьирует от 0.13 до 1.38 мас.% Na_2O (Viana et al., 2002).

Кристаллы воробьевита, как правило, окрашены в персиковый и оранжево-розовый цвет и поэтому подвергаются тепловой

обработке при 200-400°C в течение нескольких минут для придания устойчивого и нежного розового цвета.

Включения. Твердые включения чаще всего представлены мусковитом, биотитом, кварцем, апатитом, иногда флюоритом, коричневым турмалином. Также в аквамаринах установлены весьма необычные для гранитных пегматитов включения корунда и ильменита. В берилле обычны газовой-жидкие включения в виде игольчатых каналов и вуалеобразных скоплений. Первичные включения гомогенизируют в интервале от 180 до 240°C; соленость заключенных в них флюидов низкая, 4.1-4.9 мас.% NaCl экв. В газовой фазе с помощью спектроскопии КРС, кроме водяного пара выявлены N_2 и CO_2 (Bello et al., 2000).

Месторождения США. Крупных месторождений ювелирного берилла в стране не обнаружено. Прозрачный берилл в основном встречается в пегматитовых поясах Аппалачей и Кордильер в сравнительно редких и небольших полях развития топазо- и бериллоносных миароловых пегматитов и отбирается попутно с ювелирным турмалином, слюдой, керамическим сырьем и рудами редких металлов.

Месторождение Беннет, Мэн, является одним из нескольких комплексных редкометалльных пегматитовых объектов, расположенных в западной части штата. Пегматиты характеризуются высокими концентрациями Be, Nb, Ta, Li, B и являются источниками коллекционных образцов минералов, а также берилла и турмалина ювелирного качества. Первоначально пегматиты отрабатывались на полевой шпат с попутной отборкой образцов благородного берилла и турмалина. Аквамарин, морганит и полихромный турмалин развиты в миаролах совместно с лепидолитом, синим фторапатитом и гигантскими кристаллами кварца. Также в пегматитах установлены литиофиллит $\text{Li}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})[\text{PO}_4]$, касситерит, колумбит-танталит, гидроксилгердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{OH})$.

Геологическое строение месторождения. В районе месторождения развита толща переслаивающихся песчаников, пелитов и известняков силурийского возраста, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации. Метаосадочные породы прорваны каменноугольными двуслюдяными гранитами батолита Себаго, предпо-

ложительно девонскими пегматоидными гранитами и многочисленными пегматитовыми телами.

Пегматитовые тела месторождения имеют зональное строение. Согласно работе (Wise et al., 1994) в них выделяются: 1) краевая зона, 2) две промежуточные зоны, 3) контактовая зона ядра, 4) кварцевое ядро, 5) аплитовая зона.

Краевая зона сложена тонко-среднезернистым плагиоклазом и подчиненным количеством кварца, биотита и калиевого полевого шпата и красновато-коричневого граната. В этой зоне содержится множество ксенолитов вмещающих пород.

Краевая зона постепенно переходит в первую промежуточную зону, которая отличается широким развитием черного турмалина. Зона сложена плагиоклазом, субграфическими срастаниями калиевого полевого шпата и кварца; биотит практически отсутствует; большее распространение приобретает красновато-коричневый гранат. Тонкие чешуйки мусковита редки; появляются единичные мелкие кристаллы зеленого фторапатита.

Вторая промежуточная зона сложена в основном очень крупнозернистым блоковым пертитом, кварцем, мусковитом и акцессорными шерлом и зеленым фторапатитом. Местами развит зеленоватый до синевато-зеленого берилл. Эта зона частично замещается клевеландитовым комплексом.

Контактовая зона ядра сложена блоковым микроклином, кварцем, плагиоклазом, сферическими кристаллами (до 10 см в диаметре) зеленого фторапатита. Отмечаются ксеноморфные кристаллы шерла и столбчатые выделения желто-зеленого берилла длиной до 15 см. Кроме того изредка встречаются пластинки мусковита и кристаллы танталониобатов.

Кварцевое ядро имеет линзовидную форму и состоит из молочно-кварца и очень крупнозернистого блочного серого до желтовато-коричневого микроклин-пертита. Изредка отмечаются скопления мусковита, арсенопирита и сине-зеленого берилла.

Серые аплиты занимают центральную часть пегматитового тела, а также локализуются на контакте с первой промежуточной зоной. Обе аплитовые зоны вытянуты вдоль простирания пегматитов и разделяются зоной замещения. Аплиты сложены тонко-зерни-

стым равномернозернистым агрегатом кварца, альбита, граната и слюды с пойкилитовыми вростками черного турмалина.

Замещающий комплекс состоит из средне- до крупнопластинчатого клевеландита с акцессорным шерлом, бериллом, кварцем, фторапатитом, мусковитом и лепидолитом. Замещающий комплекс может пересекать как аплиты, так и обе промежуточные зоны. В замещающем комплексе, где он развивается по второй промежуточной зоне, наблюдаются крупные до 30 см в длину желтые до зеленоватых кристаллы берилла. Вдоль контактов замещающего комплекса, а также между аплитами, и второй промежуточной зоны развиты кристаллы шерла диаметром до 13 см.

Минерализованные полости длиной от 2 до 4 м наблюдаются вблизи контакта между замещающим комплексом и второй промежуточной зоной. Все они содержат клевеландит, кукеит и бесцветный прозрачный дымчатый кварц. В некоторых миаролах наблюдается розовый или бесцветный берилл. В морганитсодержащих полостях также развиты зеленый до синего фторапатит и мангантанталит. Многочисленные небольшие гнезда диаметром до 30 см содержат клевеландит, лепидолит, кукеит, «карандаши» эльбаита, гидроксилгердерит, изредка колумбит-танталит.

Характеристика берилла. Берилл широко развит во второй промежуточной зоне и в контактовой зоне ядра, но редок в самом ядре и полостях. Берилл второй промежуточной зоны и контактовой зоны ядра окрашен в цвета, варьирующие от желтого до зеленого. В ядре и приконтактовой зоне полостей изредка можно встретить аквамарин. Кристаллы имеют призматический облик и хорошо развиты грани пинакоида. В полостях встречается бледно-розовый до оранжево-розового воробьевит, форма кристаллов которого варьирует от длинно- до короткостолбчатой. В 1989 г. в одной из полостей было обнаружено несколько короткостолбчатых кристаллов морганита, наиболее крупный из которых достигал размеров 8x10 см. В соседней полости был обнаружен кристалл морганита размером 23x33 см, получивший название «Роза Мэна». В отличие от берилла промежуточных зон и ядра, берилл полостей характеризуется хорошо развитыми гранями призмы, пинакоида и бипирамиды. В виде небольших таблитчатых кристаллов с протрав-

ленными гранями бипирамиды и призмы встречается бесцветный до молочно-белого берилл.

Бесполостные пегматиты. Месторождения, связанные с бесполостными пегматитами, играют незначительную роль в получении ювелирного берилла. Условия кристаллизации минерала в таких месторождениях неблагоприятные, и поэтому он обычно растресканный и непрозрачный, так как содержит многочисленные твердые и флюидные включения. Практический интерес могут представлять лишь прозрачные участки относительно крупных кристаллов, отбираемых попутно при добыче редкометалльных руд, мусковита и керамического сырья из микроклиновых берилл-мусковитовых пегматитов, в которых в отличие от микроклиновых микроклинных пегматитов отсутствует топаз и другие минералы фтора.

Ювелирный берилл эпизодически добывается из таких пегматитов в США в штатах Мэн и Коннектикут, на Мадагаскаре, в Индии, Бразилии, Испании на Иберийском плато и в других странах. Сравнительно много так называемого «осколочного» ювелирного сырья, выколотого из кристаллов технического берилла, было получено из пегматитов на севере Зимбабве. В России в Восточной Сибири в 1983–1985 гг. специально на ювелирный берилл разведывалось и изучалось Супруновское месторождение.

Супруновское месторождение находится в Казачинско-Ленском районе северной части Иркутской области (Восточная Сибирь). Оно локализовано в гранитах, входящих в состав Аkitканского окраинно-континентального рифейского вулканоплутонического пояса. Особенностью Супруновского месторождения являются гигантские кристаллы берилла (до нескольких метров в длину и более 50 см в диаметре).

Геологическое строение. Пегматитовое тело залегает в ксенолите биотит-мусковитовых сланцев раннего протерозоя среди разгнейсованных амфибол-биотитовых гранито-гнейсов (Рис. 103). Оно линзовидное, пологопадающее; длина по простиранию около 150 м, максимальная мощность 35 м. Тело окружено тонкой аплитовидной оторочкой, за которой следует зона грубозернистого, местами графического пегматита, в основном микроклинового состава. Внутри этой зоны встречаются ксенолиты вмещающих двуслюдя-

ных сланцев. Здесь же развиты линзовидные выделения гранулированного серого кварца с мелкими кристаллами желтого берилла. Центральная часть пегматита представляет собой кварцевое ядро, вблизи которого проявлена альбитизация.

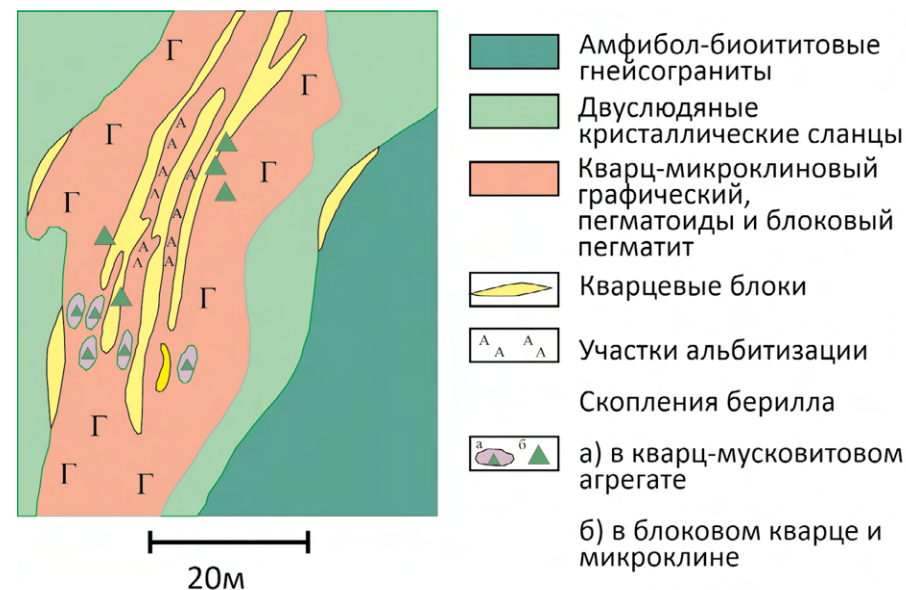


Рис. 103. Схема строения бесполостного пегматита, Супруновское месторождение (по Киевленко, 2001)

Характеристика берилла. Кристаллы берилла приурочены к обособлениям мусковита в блоковом микроклине на контакте с кварцевым ядром, реже непосредственно включены в кварц и микроклин. Преобладают крупные короткостолбчатые полупрозрачные выделения диаметром до 35-50 см с многочисленными трещинами и газовой-жидкими включениями. Цвет минерала светло-голубой, голубовато-зеленый, иногда светло-зеленый и медово-желтый. Из таких кристаллов выделялись пригодные для огранки прозрачные участки объемом до 1 см³, средний выход которых из общей массы кристаллического сырья составлял около 1%.

По данным работы (Герасимова и др., 2019) берилл содержит примесь железа (0.58 мас.% FeO), натрия (0.51 мас.% Na₂O), магния (0.37 мас.% MgO).

Включения. Установлено два типа первичных включений: (1) многофазовые с флюидным обособлением, содержащие анизотропные твердые фазы, водный раствор и газовый пузырек, (2) флюидные двухфазовые газовой-жидкие включения водно-солевых растворов (Герасимова и др., 2019) (Рис. 104). При нагреве двухфазовые включения гомогенизируют в жидкость при 140-189°C; концентрация солей заключенных в них растворов 3.6-4.5 мас.% NaCl экв. Включения первого типа после закалки содержат стекло и флюидное обособление, что свидетельствует о наличии водно-углекислотного флюида высокой плотности, сосуществовавшего с расплавом.

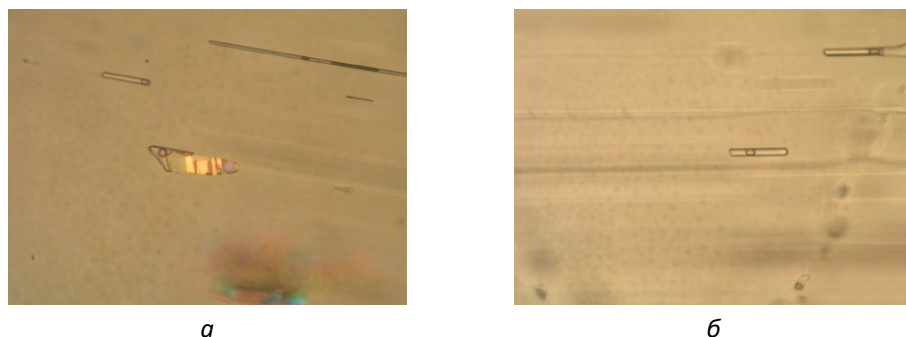


Рис. 104. Многофазовые флюидные включения в аквамарине Супруновского месторождения. Поле зрения 10 мкм. Фото: Герасимова Е.И.

Представления о генезисе. По мнению Е.И. Герасимовой с соавторами (2019) аквамарин Супруновского месторождения формировался на поздних стадиях образования пегматитового тела из остаточного силикатного расплава или водно-силикатной жидкости, обогащенной водой, литием, но обедненной фтором и бором, при температурах около 700°C и давлении около 6 кбар.

Грейзеновые месторождения

Грейзены, формирующиеся в гранитах и ороговикованных приконтактовых песчаниках и сланцах, нередко содержат аквамарин и другие железосодержащие разновидности берилла. Такая минерализация во всех случаях представлена поздней берилл-мусковит-кварцевой ассоциацией, наложенной на ранее сформиро-

ванные мусковит-кварцевую и кварц-топазовую. В большинстве случаев эти месторождения бедны ювелирным сырьем, которое попутно отбирается при разработке вольфрамовых и молибденовых руд (Шерловая Гора, Забайкальский край; Светлое, Чукотка; месторождения округа Чифф, Колорадо, США и др.).

Месторождение Шерловая Гора, Забайкальский край, Россия, открыто в 1723 г. в 40 км к северо-западу от г. Борзи. По данным на середину 90-х гг. прошлого столетия общие прогнозные ресурсы берилла-сырца на месторождении составляли 12124 кг (Юргенсон, 2001). Основное практическое значение на месторождении имели два участка: копи Поднебесных и Миллионная. Наибольший интерес представлял аквамарин. Топаз, за малым исключением, в связи с небольшим размером кристаллов, обилием включений и трещин для ювелирных целей не пригоден. В 1998 г была произведена оценка прогнозных ресурсов ювелирного топаза, которые составили 100 кг (Юргенсон, 2001).

Геологическое строение месторождения и грейзеновых тел. Шерловогорский гранитный массив (возраст около 150 млн лет (Юргенсон, Кононов, 2014)), вмещающий грейзены, представляет собой апикальную часть крупного мезозойского плутона, прорывающего песчано-сланцевые породы раннекаменноугольного возраста. На площади месторождения на поверхность выходят в основном гранит-порфиры приконтактовой фации с вкрапленниками кварца и полевых шпатов в тонкозернистой основной массе, чередующиеся со средне- и крупнозернистыми порфировидными гранитами.

Структура месторождения определяется сочетанием пологих и крутых нарушений, соответствующих системам трещин отдельности в гранитах. Пологие трещины залегают согласно с контактом с вмещающими ороговикованными породами, а соединяющие их крутые трещины служили проводниками минералообразующих растворов. Грейзеновые тела линзообразной формы группируются в вытянутые зоны протяженностью до нескольких сотен метров при ширине 50-80 м и характеризуются зональным строением: 1) грейзенизированные граниты; 2) кварц-слюдистые и топаз-кварцевые грейзены с вкраплениями флогопита, ферберита, касситерита; 3) центральная часть выполнена зернистым кварцем, сросшимся

с призматическим бериллом или топазовой и топаз-берилловой породой, из слюдистых минералов распространены сидерофиллит и замещающий его мусковит. В местах сочленения пологих и крутых жил образуются раздувы, в которых встречаются уплощенные минерализованные полости объемом от 0,1 м³ до 1-3 м³, содержащие друзы флюорита, берилла, топаза и обломки этих минералов в слюдисто-глинистой и охристой массе гнездового выполнения. Отмечается также сидерит. Сульфиды представлены в основном арсенопиритом и висмутином.

Участок Поднебесных, расположенный в западной части Шерловгорского массива вблизи его контакта с ороговикованными осадочными породами, является наиболее крупным и хорошо изученным на месторождении (Рис. 105). По данным работы (Юргенсон, 2001) запасы берилла ограниченного качества здесь составляют около 310 кг.

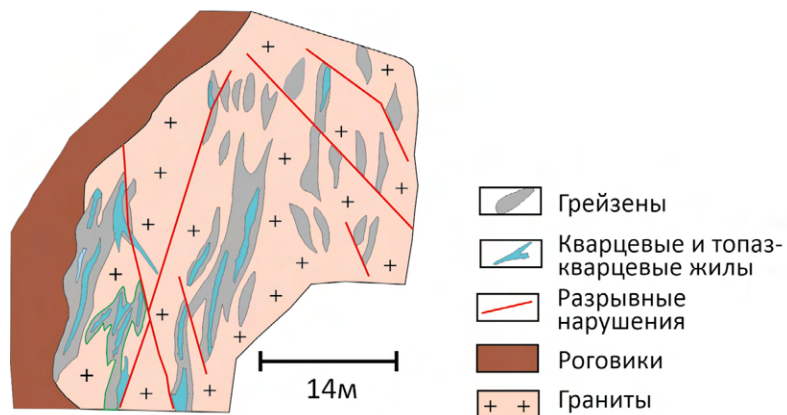


Рис. 105. Схема строения участка Поднебесных, месторождение Шерловая Гора (по Киевленко, 2001)

В 1977 г. была открыта жила Новая, прослеженная на поверхности по простиранию на 7 м. Жила представляет собой круто-залегающее четковидное грейзеновое тело с пологими апофизами. На контакте с вмещающими породами развита слюдисто-кварцевая оторочка, сменяющаяся к осевой части жилы кавернозным существенно кварцевым и затем топаз-кварцевым грейзеном. Централь-

ная часть сложена четко обособленным берилл-кварцевым, местами берилл-топазовым и берилл-арсенопиритовым шестоватым и грубокристаллическим агрегатами. В раздувах тел локализованы минерализованные полости размером в максимальном сечении от 0,3х0,3 м до 4х4 м, заполненные красновато-бурым глинистым материалом, иногда со скоплениями голубоватого скородита и обломками кристаллов дымчатого кварца, берилла, топаза, на стенках полостей сохранились друзы этих минералов (Рис. 106).

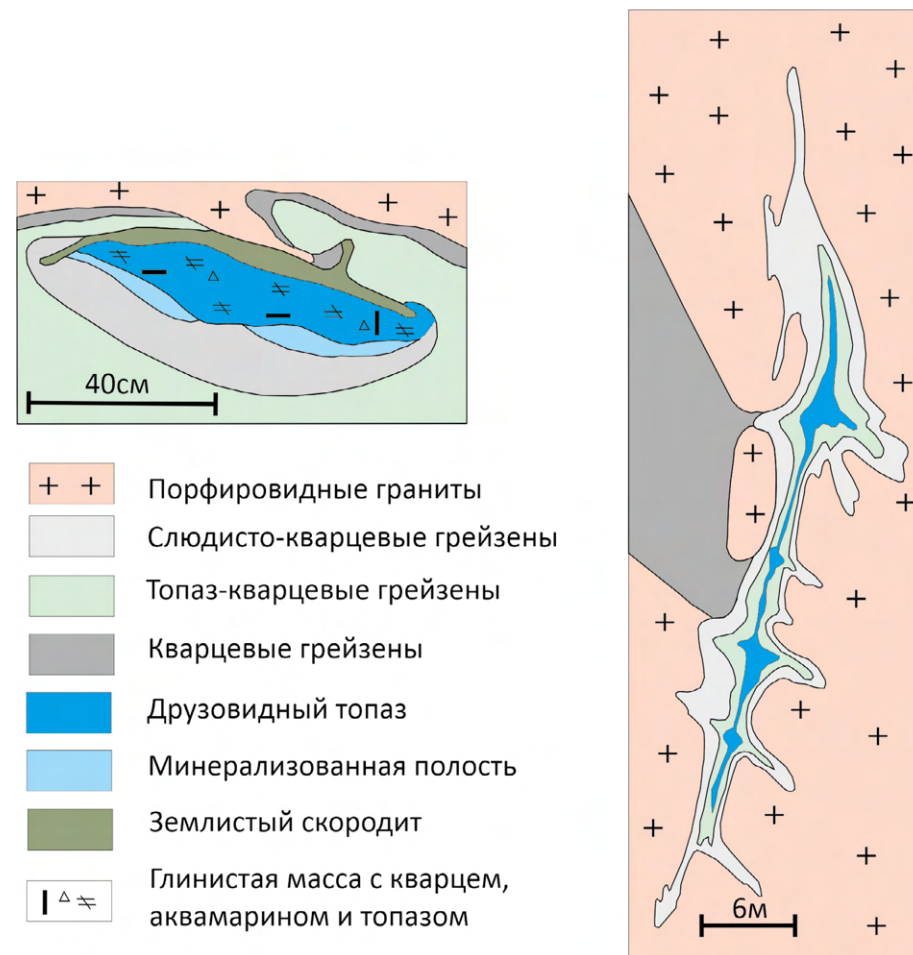


Рис. 106. Схемы геологического строения грейзенового тела жилы Новая аквамаринной полости, участок Поднебесных, месторождение Шерловая Гора (по Киевленко, 2001)

Характеристика берилла. Преобладают длинно столчатые индивиды с круговыми и овальными сечениями. Многие кристаллы – это параллельные сростки тонких призматических субиндивидов (Юргенсон, Кононов, 2014). Берилл окрашен в голубой, голубовато-зеленый, бледно-зеленый, зеленовато-желтый и золотистый цвет, иногда бесцветен. Для крупных кристаллов характерна зональная окраска: от центра к периферии зеленые тона сменяются голубыми и бесцветными. Длина кристаллов обычно варьирует от нескольких мм до 6 см, изредка более. В 1993 г. на участке Поднебесных на продолжении жилой зоны были вскрыты аквамаринные грейзены, в которых обнаружено значительное количество кристаллов берилла с большим выходом ограночного сырья высшего сорта. Отдельные кристаллы достигали 10 см в длину. В таких кристаллах совершенно бездефектные области могут иметь размер 12x16x17 мм, а участки 6x6x5 до 10x10x8 мм встречаются довольно часто (Юргенсон, 2001). Особенностью таких кристаллов является недостаточно густая окраска. Однако ограненные камни массой до 2.5 карат имеют хорошо выраженный аквамаринный цвет.

По данным работы (Юргенсон, Кононов, 2014) окраска зеленого берилла и гелиодора обусловлена примесью как Fe^{2+} , так и Fe^{3+} (оттенки цвета зависят от их соотношения), а насыщенность цвета связана с концентрацией Fe. Голубая окраска аквамарина обусловлена примесью двухвалентного железа. Таким образом, цвет берилла отражает вариации окислительного потенциала минералообразующей среды.

Среднее содержание железа в берилле составляет: от 0.27 мас.% ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) в бесцветных разновидностях до 0.61 мас.% в гелиодоре и до 1.09 мас.% в аквамарине. Отмечается примесь цезия: от 0.02 мас.% Cs_2O в бесцветном берилле, до 0.16 мас.% в аквамарине (Киевленко, 2001). В результате анализа с помощью масс-спектрометрии вторичных ионов (ионный зонд) в гелиодоре выявлены примеси Co, Ni, Li, F, Mn, Ga (Gavrillchik et al., 2022).

Включения. Твердые включения в аквамарине представлены главным образом гетитом, гематитом, адуляром, сидерофиллитом, топазом, бесцветным бериллом.

Флюидные включения можно разделить на четыре группы (Yurgenson et al., 2019): (1) преимущественно газовые, (2) двухфазовые водных растворов, (3) трехфазовые с дочерним галитом, (4) трехфазовые включения с жидкой CO_2 . Включения первого типа гомогенизируют в диапазоне 420-640°C; концентрация солей заключенных в них флюидов 9-24 мас.% NaCl экв. Включения второго типа гомогенизируют в диапазоне 250-630°C; соленость заключенных в них флюидов 8-26 мас.% NaCl экв. Трехфазовые включения третьего типа полностью гомогенизируют при температуре 220-590°C; концентрация солей заключенных в них флюидов 28-33 мас.% NaCl экв. Включения с жидкой CO_2 гомогенизируют при 320°C; соленость флюидов 10 мас.% NaCl экв.

Представления о генезисе. Процесс формирования жилой минерализации протекал в несколько стадий: 1) грейзенизация гранитов с образованием вдоль трещин слюдисто-кварцевого, топаз-кварцевого и кварцевого грейзена с вольфрамитом и касситеритом; 2) обновление трещин и их выполнение берилл-кварцевым и берилл-топаз-кварцевым агрегатом, друзовая минерализация полостей; 3) локальное брекчирование грейзеновых тел с цементацией брекчий арсенопиритом, висмутином и другими сульфидами.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Этот тип месторождений связан со специфическими редкометалльными литиево-фтористыми бериллийсодержащими риолитами. В таких объектах обнаруживается красный берилл – биксбит, окрашенный марганцем. Размер кристаллов этой разновидности берилла редко превышает 1-2 см в длину, что делает месторождения интересными в основном с точки зрения получения коллекционного материала, поскольку выход ювелирного сырья незначителен. Месторождения биксбита известны в эффузивных толщах неогена в западной части США, главным образом в штатах Юта, Аризона и Нью-Мексико. Впервые малиново-красный берилл был обнаружен в 1905 году коллекционером М. Биксби в горах Томас-Рейндж на западе штата Юта. Позднее такой берилл получил имя своего первооткрывателя – биксбит.

Геологическое строение месторождений. В районе развиты вулканические породы палеогена и неогена, перекрывающие карбонатные и терригенные отложения палеозоя и мезозоя в пределах обширных кальдер. Выделяются три цикла вулканической деятельности (Shigley, Foord, 1984): олигоценый дацит-андезитовый (возраст 30 млн лет), миоценовый (21-23 млн лет) и плиоценовый (5-15 млн лет), представленные редкометалльными топазовыми риолитами (онгонитами) с подчиненным количеством базальтов.

Месторождение Вайолет Клаймс (Violet Claims), где в основном добывается биксбит, находится в горах Уа-Уа (Wah-Wah) (округ Бивер, шт. Юта), было открыто в конце 50-х гг. прошлого века. Оно находится в пределах бериллиевого пояса Невада-Юта и контролируется глубинным разломом Блю Риббон в месте его пересечения с мощной зоной трещиноватости. Необходимо отметить, что с поясом связано крупнейшее месторождение берtrandитовых руд Спор-Маунтин (Spor Mountain). Непосредственно на месторождении Вайолет Клаймс зафиксировано несколько потоков продуктивных риолитов, излившихся по кольцевой системе трещин в краевой части куполовидного субвулканического трахиандезит-риолитового массива. Мощность риолитового разреза достигает 500 м, а в отдельных потоках она составляет от 15 до 100 м. Онгониты содержат много порфировых вкрапленников санидина, кварца и биотита, заключенных в тонкозернистой гранофировой основной массе (Рис. 87).

Характеристика берилла. Берилл ассоциирует с топазом, кварцем, спессартином, гематитом. Биксбит вместе с биксбиитом – $[(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3]$, оксидами железа и глинистыми минералами выполняет узкие крутые трещины и мелкие пустоты – литофизы в риолитах. В таких местах риолиты в разной степени каолинизированы. Биксбит имеет призматический облик, размеры от нескольких миллиметров до 2-3 см и окраску от оранжево-красной до пурпурно- и рубиново-красной. Кроме Mn и Fe, в биксбите обнаружены примеси Cs, Rb, Ti, Nb, Se, Zn, Sn, Li, B и других элементов. Масса ограненных камней обычно варьирует от 0.15 до 0.5 карат, иногда достигая 1-2 карат.

Генезис месторождений. Д. Шигли и Э. Фоорд считали, что биксбит кристаллизовался из богатого фтором высокотемператур-

ного газового флюида, то есть его месторождения имеют вулканическое фумарольное происхождение. Дж. Синканкас (Sinkankas, 1986) отнес месторождения берилла в штате Юта к вулканическому типу (выполнения газовых полостей в риолитах). Однако локализация минерализованных участков в зонах дробления риолитов, ассоциация биксбита с кварцем, а также интенсивная аргиллизация вмещающих пород свидетельствует о поствулканическом гидротермальном минералообразовании. К. Аурисиччо (Aurischio, 1990) подчеркнул значение метасоматического преобразования риолитов при формировании биксбита, в частности, он указал на возможность заимствования марганца и железа, окрашивающих этот необычный берилл, из более раннего биксбиита.

Гидротермально-метаморфогенные месторождения

Месторождение Тру Блю (True Blue), Канада. В 2003 г. в горах Пелли на северо-западе Юкона, Канада, был обнаружен темно-синий берилл ювелирного качества. Всего найдено около 300 точек с бериллом.

Геология месторождения. Большую часть площади месторождения занимают сиениты массива каменноугольного возраста (362.7 ± 3.6 млн лет) (Turner et al., 2007). Сиениты содержат многочисленные миароловые пустоты и кварцевые жилы и прожилки разной длины и мощности. К югу от массива обнажаются вулканы, которые рассматриваются как эффузивные аналоги сиенитов. К востоку сиениты по разлому контактируют с палеозойскими карбонатными породами и глинистыми сланцами. Вулканы рассекаются кварцевыми жилами с сидеритом и реже флюоритом и сульфидными. Вулканы, представляющие собой провесы кровли, также обнаружены вблизи месторождения

Берилл (аквамарин) локализован в кварцевых жилах мощностью 0.5-20 см, выполняющих трещины отрыва в сиенитах на контакте с вулканиками. Жилы в вулканиках берилла не содержат. В бериллоносных жилах выявлены ксенолиты вмещающих пород. Кроме берилла, кварцевые жилы содержат сидерит, анкерит, доломит, алланит, флюорит, альбит, рутил, ферроколумбит, пирит, халькопирит.

Характеристика камня. Берилл слагает идиоморфные кристаллы длиной до 5 см и шириной до 2.5 см. Цвет кристаллов варьирует от голубого до темно-синего и от желто-зеленого и зеленого до бирюзового. Кристаллы прозрачные до непрозрачных; трещины, перпендикулярные оси *c*, снижают прозрачность. Берилл замещается пиррофиллитом, карбонатом железа, зелеными слюдами и непрозрачными фазами. Содержание Fe в темно-синем берилле около 6 мас.% FeO, а в светло-зеленом оно лишь около 1.5 мас.% FeO. Кроме того, как синий, так и зеленый берилл содержат Mg (1.3-3.4 мас.% MgO), Na (1.7-2.7 мас.% Na₂O), а также незначительные примеси Ti, Sc, Cr, Mn, Cs; содержание Li 15-21 г/т (Turner et al., 2007).

Включения. Твердые включения представлены карбонатом железа, кварцем и Ca-REE фазой. Выявлены четыре типа флюидных включений (Turner et al., 2007). (1) Двухфазовые включения водных растворов, содержащие CO₂ в газовой фазе. Они в большинстве своем вторичные. (2) Включения без газового пузырька, также являющиеся вторичными. (3) Преимущественно газовые или газожидкие включения. Являются они первичными или вторичными неизвестно. (4) Газожидкие включения с жидкой углекислотой. Не исключено, что они первичные. Включения первого типа гомогенизируют при 139-238°C, а соленость заключенных в них флюидов варьирует от 6 до 24 мас.% NaCl экв. Включения четвертого типа гомогенизируют в интервале 271-338°C; соленость растворов находится в пределах 5-16 мас.% NaCl экв.

Представления о генезисе. По результатам Sm-Nd датирования возраст флюорита из бериллоносных кварцевых жил составляет 171.4 ± 4.8 млн лет и отвечает средней юре (Turner et al., 2007). Это свидетельствует о существенно более позднем образовании жил, чем кристаллизация вмещающих сиенитов. По мнению (Turner et al., 2007) берилловая минерализация сформирована в средней юре позднее зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, но синхронна с образованием надвигов. Жилы выполняют сигмоидальные трещины в измененных сиенитах, которые служили источником Be, Ti, Nb, REE. Эти элементы, скорее всего, переносились в виде фторидных и карбонатных комплексов, что доказывается повсеместным распространением в жилах флюорита и карбонатов.

Тест



МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗУМРУДА

Месторождения класса I

Месторождения в базит-гиперабазитах (группа IA) (месторождения Бразилии Карнаиба, Сокото; Изумруные Копи Урала, Россия; Ца-да-Глиза, Канада; Халтаро, район Гилгит, Пакистан; район Кафубу, Замбия; месторождения Мадагаскара Кьянжавато, Ианапера; Сандавана, Зимбабве)

Месторождения в осадочных и метасадочных породах (группа IB) (месторождения Казахстана (Делбегетей); Эйдсволл, Норвегия; проявление Дякоу, Китай)

Проявления в гранитах (группа IC) (Нигерия)

Месторождения класса II

Месторождения в метаморфизованных базит-гиперабазитах (группа IIA) (Санта-Терезинья, Бразилия; Хабахталь, Австрия; месторождения долины Сват, Пакистан)

Месторождения в черных сланцах (группа IIB) (Месторождения Колумбии)

Месторождения в алюмосиликатных и карбонатных метаморфических породах (группа IIC) (месторождения Панджшерской долины, Афганистан; Давдар, Китай; Гидденит, США)

Метаморфизованные месторождения класса I (группа IID) (Пуна, Австралия; месторождения Египта).

Изумруд – зеленая разновидность берилла ювелирного качества. Цвет изумруда обусловлен примесными количествами Cr и/или V, замещающими Al в кристаллической структуре. Присутствие хрома и ванадия в структуре вызывает красную флюоресценцию, которая усиливает сине-зеленое свечение, но если в минерале присутствует Fe^{3+} , то этот эффект подавляется. До сих пор идут споры о том, что называть изумрудом, а что зеленым бериллом. Однако

Schwarz and Schmetzer (2002) попытались дать определение изумруд. По их представлениям изумруды – это «желтовато-зеленые, зеленые или синева-зеленые природные или синтетические бериллы, которые проявляют четкие полосы поглощения Cr и/или V в красной и сине-фиолетовой областях спектров поглощения».



Рис. 107. Изумруд, Пакистан.
Фото: Gemlovers

Кристаллы – это обычно простые гексагональные призмы, усеченные пинакоидами, которые иногда осложнены дипирамидами (Рис. 107). Длина кристаллов в среднем варьирует от 2 до 5 см при ширине – от 1 до 1.5 см. Более крупные выделения, достигающие 20 см в длину и 10 см в ширину, обычно представляют собой сростки параллельных кристаллов. Полупрозрачные до непрозрачных кристаллы могут содержать участки хорошего ограночного качества. Поэтому бездефектные ограненные изумруды массой более 5 карат весьма редки и очень дороги.

В Британском Музее Естественной Истории хранится «Изумруд Девоншира», представляющий собой призматический кристалл массой 1388.9 карат. Он был подарен графу Девоншира императором Бразилии в 1831 г. Вероятно, самый крупный кристалл изумруда ювелирного качества массой более 10 кг и размером 14 x 35 см был добыт в 1956 г. на руднике Сомерсет в ЮАР, но он был весь использован в качестве ограночного сырья. В Американском Музее Естественной Истории находится [изумруд из Колумбии «Патрисия» массой 632 карата](#), а в Боготе выставлен изумруд «Эмилия» массой 1795 карат. В Минералогическом Музее им. А.Е. Ферсмана хранится сросток [темно-зеленых кристаллов массой 2226 г из коллекции князя Кочубея](#). В Алмазном Фонде России находится изумруд, найденный в 1978 г. в Изумрудных Копях Урала и получивший название «Славный Уральский» (3370 карат). В Уральских Изумрудных Копях были также обнаружены уникальные изумруды «Шахтерская Слава» (1989 г.), представляющий собой группу кристаллов из 6 крупных (до 9 см длиной) индивидов и большого коли-

чества мелких темно-зеленых хорошо окристаллизованных выделений в тонко-зернистом флогопитовом слюдите (размеры образца 10x12x30 см, масса 6550 г), и «Президент» (1993 г.), представляющий многоплановую композицию из длинно- и коротко-призматических голубовато-зеленых кристаллов на подложке из флогопитового слюдита. Масса последнего образца 1172 г., в год находки его оцененная стоимость составляла 400 тыс. долларов США.

Изумруд является одним из наиболее дорогих самоцветов и стоит в одном ряду с алмазом и рубином. Наиболее высокая цена, по которой когда-либо был продан изумруд, составляет 1 149 850 долларов США за камень массой 10,11 карат из Колумбии (Zachouay, 2002). Ценообразование на изумруд является уникальным среди всех драгоценных камней, поскольку в данном случае наиболее ценится цвет, а не чистота, блеск или другие свойства.



Рис. 108. Изумруд, Мозамбик.

Фото: Gemlovers

По химическому составу изумруд относится к малощелочным бериллам: содержание Na до 2.0 мас.% Na_2O . Минерал содержит V (до 3 мас.% V_2O_5), Cr (0.6 мас.% Cr_2O_3), Mg (до 3.4 мас.% MgO), Fe (до 2.5 мас.% $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$). Зеленый цвет изумрудов обладает различными оттенками, которые могут служить типоморфными признаками кон-

кретных месторождений и обуславливаются хромом или другими ионами-хромофорами (Рис. 108). Наиболее часто такие центры окраски представлены ионами Fe^{2+} и Fe^{3+} , находящимися в октаэдрической координации, кроме того ими могут быть V^{3+} и Ti^{3+} также в шестерной координации или O^- вакансии.

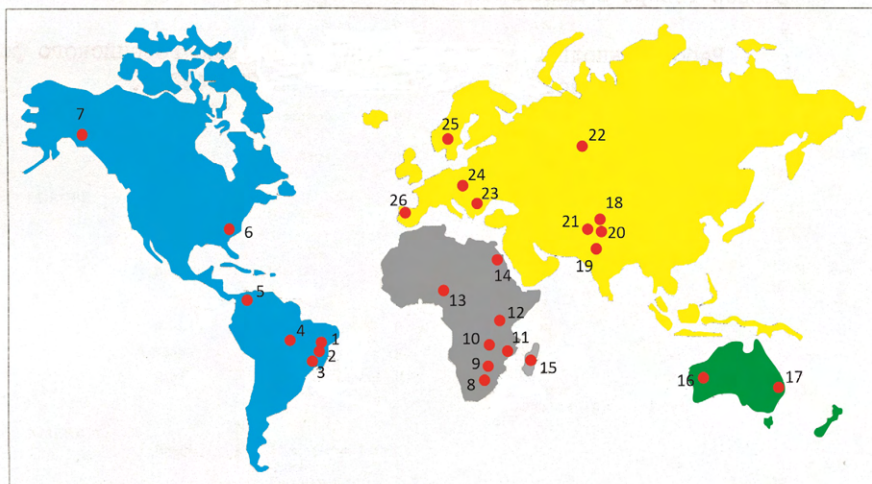
В кристаллах изумрудов обычны минеральные и флюидные включения. Минеральный состав твердых включений и содержимое флюидных включений при комнатной температуре можно использовать для определения геолого-промышленного типа месторождения. Твердые включения в изумрудах из месторождений Колумбии представлены пиритом, кальцитом, альбитом, частичками углистого вещества, флюоритом, апатитом, пари-

зитом. Флюидные включения содержат дочерний кристалл галита. Изумруды из месторождений «сланцевого» типа (месторождения России, Бразилии, Замбии, Пакистана, Австрии, Австралии, ЮАР) содержат включения тремолит-актинолита, флогопита, хромшпинелидов, магнетита, талька, флюорита, фенакита, турмалина, хризоберилла, альбит-олигоклаза, молибденита и других сульфидов. Флюидные включения содержат жидкую и газообразную CO_2 и в отличие от включений в колумбийских изумрудах, в них отсутствует дочерняя твердая фаза.

География месторождений изумруда. В настоящее время ведущим поставщиком изумрудов на рынок является Колумбия (районы Muzo, Chivor, Coscuez), обеспечивающая около 60% мировой добычи. По официальным данным в этой стране в 2001 году было добыто 5,5 млн карат изумрудов на сумму 500 млн долларов США. В качестве второго государства по стоимости добытого камня рассматривается Замбия (район Kafubu), где по официальным данным ежегодная добыча оценивается в сумму 20 млн долларов США. Бразилия добывает приблизительно 10% объемов (месторождения Santa Terezinha, Capoeirana, Mina Belmont).

Кроме Замбии, на Африканском континенте изумруды добывают или добывали в Египте (месторождение Wadi Sakait), Зимбабве (Sandawana), на Мадагаскаре (месторождения Kianjavato и Ianapera), в Мозамбике (Niame и Rio Maria III), Нигерии (Jos), Танзании (Mayoka и Sumbawanga), ЮАР (Leydsdorp). В Азии месторождения изумрудов выявлены в Индии (месторождение Rajghar), Казахстане (Дельбергетей), Китае (Davdar), Пакистане (Khaltaro, Gandao). На Европейском континенте изумруды были обнаружены в Австрии (месторождение Habachtal), Болгарии (Rila), Испании (месторождение Franqueira), Норвегии (Byrud Gård), России (Изумрудные Копи Урала). В Северной Америке месторождения этого драгоценного камня известны в США (Hiddenite) и Канаде (Tsa da Glisza, Lened). В Австралии известны месторождение Poona и ряд других более мелких проявлений (Рис. 109).

Классификация месторождений изумруда. Подобно месторождениям ювелирного корунда, в настоящее время нет единой общепринятой классификации месторождений изумруда.



Бразилия: 1 -Сокото, 2 - Карнаибра, 3 - Брумадо, 4 - Санта Терезинья; Бразилия: 5 - Чивор, Музо, Коскез; США: 6 - Гидденит; Канада: 7 - Ца да Глиза; ЮАР: 8 - Гравелотт; Зимбабве: 9 - Сандавана; Замбия: 10 - Кафубу, Мусакаши; Мозамбик: 11 - Морруа; Эфиопия: 12 - Кентича; Нигерия: 13 - Кадуна; Египет: 14 - Забара, Сикаит, Умм Кабо; Мадагаскар: 15 - Ианапера, Мананзари; Австралия: 16 - Пуна, 17 - Эммавилль Торрингтон; Китай: 18 - Давдар; Индия: 19 - Раджгарх; Пакистан: 20 - долина реки Сват; Афганистан: 21 - Панджшерское ущелье; Россия: 22 - Малышевское, Урал; Болгария: 23 - Рила; Австрия: 24 - Хабахталь; Норвегия: 25 - Эйдсволл; Испания: 26 - Франкейра.

Рис. 109. Карта месторождений изумруда (по Giuliani et al., 2019)

При геолого-промышленном подходе выделяется две группы: 1) месторождения «колумбийского» типа (Музо, Коскез в Колумбии, некоторые месторождения Панджшерской долины в Афганистане); 2) месторождения «сланцевого» типа (фактически все остальные известные месторождения).

Более подробно остановимся на обзоре геолого-генетических классификаций месторождений.

В настоящее время в литературе можно встретить несколько классификаций, учитывающих структурные условия локализации месторождений, связь с пегматитами, геохимические особенности метасоматитов, сопровождающих изумрудную минерализацию, характеристики самих изумрудов (Гавриленко, Дашевская 1998; Dereppe et al., 2000; Киевленко, 2001, Schwarz, Giuliani, 2001; Schwarz et al., 2001; Sabot, 2002; Giuliani et al., 2019).

Классификация Е.В. Гавриленко и Д.М. Дашевской (1998) основана на пространственной и генетической связи месторождений изумрудов с гранитными пегматитами. Предлагается выделять два класса месторождений: I – ассоциирующие с гранитными пегматитами, II – не обнаруживающие связи с гранитными пегматитами. В составе первого класса выделяется три типа месторождений: 1) в пегматитовых жилах (Эйдсволл, Норвегия; Олд Плантейшн в Северной Каролине, США); 2) в экзоконтактах тел редкометалльных пегматитов; 3) в экзоконтактах гранито-гнейсовых массивов (Хабахталь, Австрия). В свою очередь второй тип разделяется на три подтипа: А) локализованные среди гипербазитов (Изумрудные Копи на Среднем Урале, Россия; Раджгарх, Индия; Карнаибра, Бразилия); Б) локализованные среди слюдистых, амфиболовых, хлоритовых и тальковых сланцев (Сандавана, Зимбабве; Кафубу, Замбия; Сикаит, Египет); В) локализованные среди терригенных и карбонатных пород (Панджшер, Афганистан; Брумадо, Бразилия; Дельбегетей, Казахстан).

Dereppe et al. (2000) использовали искусственные нейронные сети для классификации месторождений, основанной на 450 микрозондовых анализах изумрудов из различных регионов мира. Выделяется пять типов месторождений: 1) сопряженные с гранитными пегматитами и гидротермальные жилы в основных-ультраосновных породах (Сандавана, Зимбабве; Сокото, Бразилия; Изумрудные Копи Урала, Россия); 2) сопряженные с тектоническими деформациями основных-ультраосновных пород (Санта-Трезинья, Бразилия); 3) сопряженные с сутурными океаническими зонами (Долина Сват, Пакистан; Панджшер, Афганистан); 4) сопряженные с зонами надвигов и разрывов в черносланцевых толщах (месторождения Колумбии); 5) месторождения типа гранитных куполов (Кадуна, Нигерия).

Е.Я. Киевленко (2001) предлагает разделить эндогенные месторождения изумрудов на три класса: пегматитовый, грейзеновый и гидротермальный.

В первом классе выделяется только один тип месторождений – гранитные бериллоносные пегматиты. Эти пегматиты размещаются среди ультраосновных и основных магматических пород и доломитов. Изумрудная минерализация локализована в пустотах

и образует вкрапленность во вмещающих породах на контакте с пегматитами. Промышленное значение этого типа месторождений незначительное. Примером может служить месторождение Олд Плантейшен в Северной Каролине, США.

Второй класс делится на два типа: грейзены, развивающиеся по ультраосновным породам и по карбонатным породам. На месторождениях первого типа вмещающими породами служат тальковые и амфибол-тальковые сланцы и серпентиниты. Изумруды образуют рассеянную вкрапленность в жилах флогопитовых слюдитов. Коммерческое значение этого типа весьма существенно. К этому типу относятся месторождения Изумрудных Копей Урала, Кафубу в Замбии, Сандавана в Зимбабве, Карнамба и Санта-Терезинья в Бразилии. Вмещающими породами на месторождениях второго типа служат доломиты и известковистые сланцы, а изумруды локализованы в небольших пустотах в жилах и прожилках. Эти месторождения имеют небольшое промышленное значение. Примерами служат объекты Панджшерской долины в Афганистане, месторождение Акуде Сосегу, Бразилия.

Третий класс месторождений также делится на два типа: телетермальный в ультраосновных породах и телетермальный в черных сланцах и карбонатных породах. В случае первого типа месторождений вмещающими породами служат тальк-хлоритовые, доломит-тальковые сланцы и серпентиниты. Изумрудная минерализация размещается в небольших полостях в жилах. Практическое значение этого типа существенно, а примером являются месторождения долины р. Сват в Пакистане. Вмещающие породы на месторождениях второго типа – это черные сланцы и карбонатные породы. Изумруды локализованы в жилах и гидротермальных брекчиях. Этот тип имеет наибольшее промышленное значение и к нему относятся месторождения Колумбии.

Согласно классификации, предложенной в работах (Schwarz, Giuliani, 2001; Schwarz et al., 2001), выделяются два типа месторождений изумруда: 1) сопряженные с гранитными интрузивами и 2) месторождения, на которых минерализация в основном контролируется зонами надвигов и смятия. Большинство месторождений относятся к первому типу, и они подразделяются по наличию или от-

сутствию сланцев на контакте с гранитами. Примерами месторождений первого подтипа служат Пуна в Австралии, Ца-да-Глиза в Канаде, Кафубу в Замбии, Сокото и Карнамба в Бразилии, Изумрудные Копи Урала. Ко второму подтипу отнесены месторождения Эммавиль-Торрингтон в Австралии, Эйдсвол в Норвегии. Месторождения второго типа подразделяются на локализованные среди сланцев, в которых не отмечено пегматитов, и среди черных сланцев, содержащих жилы и брекчии. К первым авторы классификации отнесли Хабахталь в Австрии, месторождения долины реки Сват в Пакистане, санта-Терезинья в Бразилии, месторождения Панджшерской долины в Афганистане; ко вторым – месторождения Колумбии.

Для классификации месторождений изумрудов B. Sabot (2002) предложил использовать следующие геологические и геохимические критерии: 1) изотопный состав кислорода изумрудов; 2) содержание Li в слюдах; 3) время внедрения пегматитов и образования изумрудов; 4) наличие пегматитов и измененных гранитов и отсутствие биотитов и основных или ультраосновных пород. На основе этих признаков автор выделил шесть классов месторождений.

1) Миароловые пустоты в гранитах или синхронных пегматитах, но без метасоматических изменений вмещающих пород (Кадуна, Нигерия; Эйдсвол, Норвегия; Эммавиль, Австралия).

2) Пегматиты и изумрудная минерализация синхронны, и изумруды локализованы среди метасоматитов с турмалином; содержание Li в биотитах метасоматитов >1000 г/т (Карнамба, Бразилия; Камаканга, Замбия).

3) Пегматиты и изумрудная минерализация синхронны; изумруды содержатся в метасоматических породах, которые не содержат турмалина, а концентрация Li в биотите метасоматитов составляет 100-1000 г/т (Амбодибакколи, Мадагаскар).

4) Пегматиты, синхронные с минерализацией, отсутствуют в пределах месторождений, но изумруды локализованы в метасоматитах с турмалином, а содержание Li в биотите менее 100 г/т (Ианпера, Мадагаскар; Пуна, Австралия).

5) Пегматиты, синхронные с минерализацией, отсутствуют в пределах месторождений, а изумруды локализованы в карбонатных породах, при этом на месторождениях не отмечены ни альбит, ни пирит (месторождения долины реки Сват, Пакистан).

б) Пегматиты, синхронные с минерализацией, отсутствуют в пределах месторождений; изумруды локализованы в жилах и брекчиях, в которых главными минералами являются кальцит, карбонаты и пирит (месторождения Колумбии).

Для месторождений первых четырех групп $\delta^{18}\text{O}$ изумрудов $+6.3 - +12.6\text{‰}$, для пятой $+12.6 - +16.2\text{‰}$, для шестой $+12.6 - +26.0\text{‰}$.

Г. Джулиани с соавторами (Giuliani et al., 2019) разделили месторождения на два класса: (I) месторождения, связанные магматизмом и (II) месторождения, сопряженные с метаморфизмом. В первом классе выделены группы месторождений в базит-гипербазитах (IA), в осадочных породах (IB) и гранитах (IC). К первой группе относятся месторождения Бразилии, Замбии, России и других странах. Ко второй – месторождения в Канаде, Китае, Норвегии, Казахстане, Австралии; к третьей – месторождения в Нигерии.

Второй класс включает группы месторождений в метаморфизованных базит-гипербазитах в Бразилии и Австрии (IIA), месторождений в черных сланцах в Колумбии, Канаде и США (IIB), месторождений в алюмосиликатных и карбонатных метаморфитах в Китае, Афганистане, США (IIC) и метаморфизованных месторождений класса I в Египте, Австралии, Замбии (IID).

Учитывая разнообразие классификаций, в настоящем учебном пособии при обзоре месторождений мы будем придерживаться подхода, предложенного в работе (Giuliani et al., 2019).

Месторождения класса I

Месторождения этого класса обнаружены во многих странах. В подавляющем большинстве они связаны с глиноземистыми и высокоглиноземистыми гранитоидами, которые образовались в обстановке континентальной коллизии. Но есть и исключения. Так месторождение Кадун в Нигерии сопряжено с комплексом высокощелочных гранитов, сформированном в вулканической до субвулканической обстановке. А месторождение Эйдсвол или Бируд (Byrud) в Норвегии связано с интрузивами, образованными в рифтогенных условиях (палеорифт Осло).

С точки зрения количества месторождений и качества изумруда этот класс остается наиболее значимым в мире.

Месторождения в базит-гипербазитах (группа IA)

К этой группе принадлежат месторождения Бразилии (Карнаиба, Сокото, Итабира и другие), России (Изумрудные Копи Урала), Канады (Ца да Глиза, Тейлор 2), Пакистана (Халтаро), Замбии (Кафу-бу и другие), Мадагаскара (Ианапера, Манандзари), Зимбабве (Сандавана, Масвинго и другие), Южной Африки (Гравелотт).

Месторождения Бразилии, Карнаиба и Сокото (Carnaiba, Socoto), штат Байа. Месторождения, находящиеся в 40 км друг от друга, открыты соответственно в 1965 и 1983 гг. и в настоящее время полностью отработаны (Рис. 110). До 1980 г. почти все бразильские изумруды, поступавшие на мировой рынок, добывались на месторождении Карнаиба (De Oliveira, 2005). Он составляли приблизительно 25% всего экспорта драгоценных камней. Однако в 90-х гг. прошлого века две трети изумрудов, добываемых в штате Байа, приходилось уже на месторождение Сокото, только треть – на Карнаибу (Рис. 111). Несмотря на то, что район никогда не давал камней очень высокого качества, самоцвет, обнаруженный на Карнаибе в 1974 г., является самым крупным в мире ограненным камнем массой 86136 карат.

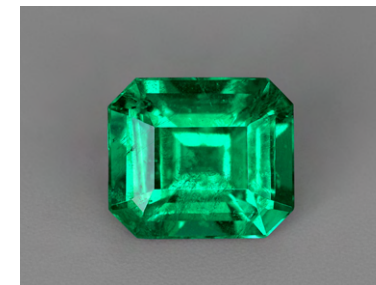


Рис. 111. Изумруд, 1.78 карата, Бразилия, штат Байа.
Фото: Gemlovers

Оба месторождения связаны с двумя протерозойскими массивами лейкогранитов, прорывающих протерозойские вулканогенно-осадочные породы серии Серра да Якобина и более древние породы архейского фундамента.

Месторождение Карнаиба приурочено к одноименному гранитному массиву и делится на два основных участка. Горные выработки пройдены в серпентинитах, образующих провесы кровли в гранитах, или во вмещающих породах. Изумрудная минерализация связана с интрузивными альбититовыми (альбит-олигоклазовыми) или кварц-альбитовыми пегматоидными телами (бразильское название, соответствующее десилицированным пегматитам) или кварцевыми жилам, которые рассекают серпентиниты (Рис. 112).

Различают два типа жил: (1) трещинные жилы и (2) контактовые жилы, развитые вдоль контакта кварцитов и переслаивающихся серпентинитов. Трещинные жилы имеют вертикальное падение и среднюю мощность 0.5 м. Из них добывали изумруды хорошего качества.

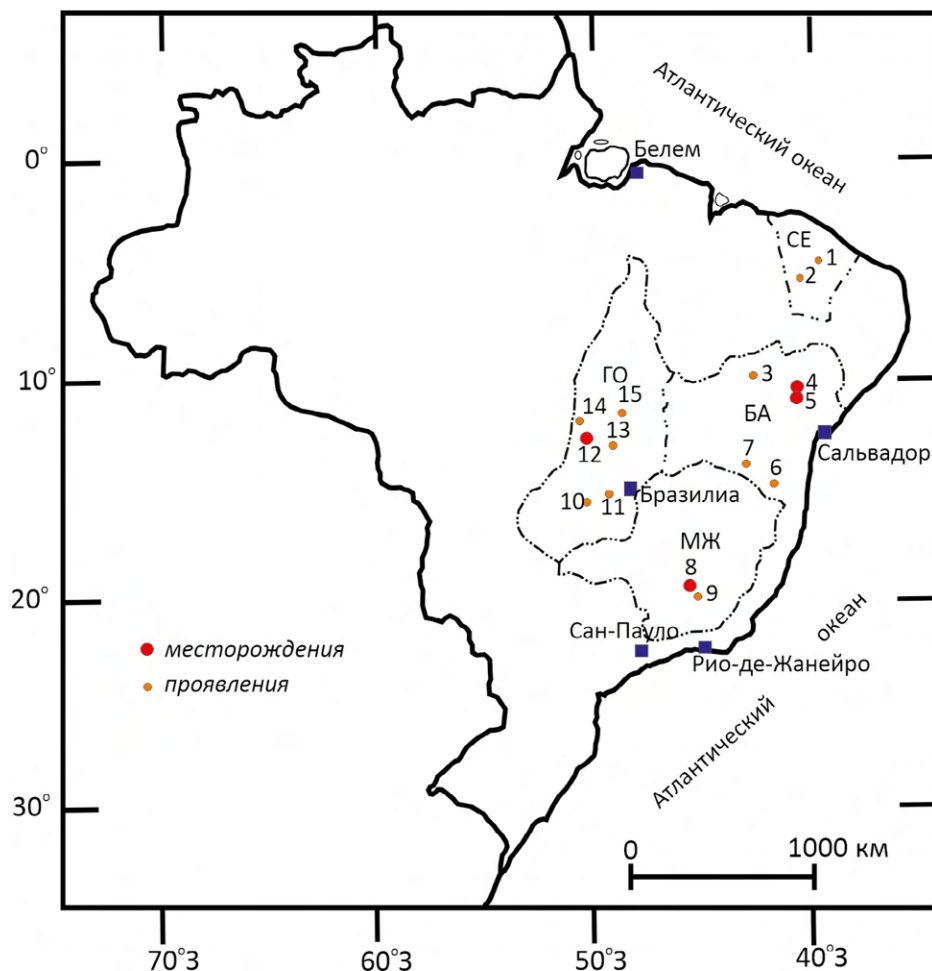


Рис. 110. Распространение месторождений изумрудов Бразилии (по Giuliani et al., 1990; Oliveira, 2005). Штат Сеара (СЕ): 1 – Коки, 2 – Тауа; штат Баия (БА): 3 – Салининья, 4 – Сокото, 5 – Карнаиба, 6 – Анаже, 7 – Брумадо; штат Минас Жерайс (МЖ): 8 – Итабира, 9 – Сантос-дос-Феррос; штат Гояс (ГО): 10 – Итабире, 11 – Пиренополис, 12 – Санта-Терезинья де Гояс, 13 – Мара Роза, 14 – Парангату, 15 – Пела Эма-Минасу

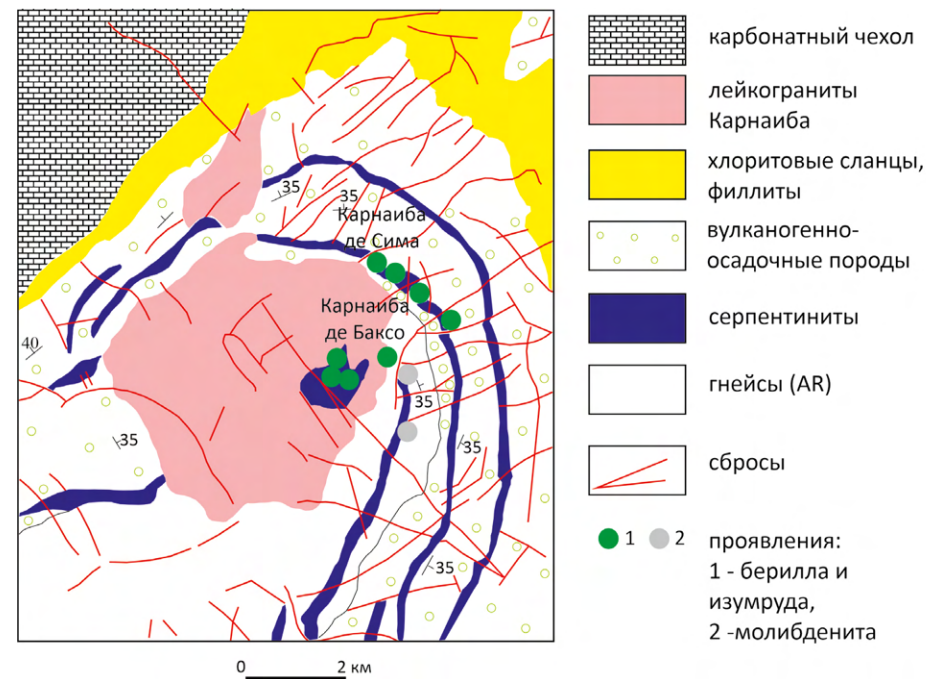


Рис. 112. Схема геологического строения района месторождения Карнаиба (по Schwarz, Eidt, 1990)

В горных выработках, пройденных во вмещающих породах, наблюдаются многочисленные грубо- до тонкозернистых пегматоидные дайки со значительной молибденитовой вкрапленностью. Эти пегматоиды обусловили формирование мономинеральных биотитовых (слюдитовых) зон, развитых симметрично с каждого бока жилы. Изумруд тесно ассоциирует с этими зонами; иногда наблюдается и в жилах. Кроме изумруда в пегматоидных жилах также развиты молибденит, пирит, апатит и александрит.

Характеристика камня. Кристаллы изумруда длиной 2-3 см рассеяны в слюдитах. Самые крупные выделения достигают размеров 4.5 x 12 см, но они неювелирного качества из-за множества дефектов (Киевленко, 2001). Содержание Cr в темно-зеленых кристаллах достигает 0.73 мас.% Cr_2O_3 , а V – 0.08 мас.% V_2O_3 . В первые годы отработки **качество камней было невысоким**, но впоследствии обнаружены участки с хорошими кристаллами. На некоторых из них

добывались прозрачные густо-окрашенные изумруды, по качеству сравнимые с лучшими колумбийскими.

Включения. В изумрудах установлены шелковистые до белых цепочки или облака, видимые невооруженным глазом. Под микроскопом видно, что эти цепочки сложены многочисленными тончайшими газовой-жидкими включениями. Скопления таких включений обуславливают непрозрачность большинства кристаллов изумруда из месторождения (Le, 2008). Минеральные включения в изумрудах достаточно редки и представлены флогопитом, кварцем и гетитом; в единичных случаях это турмалин, актинолит и апатит. Кроме этих включений установлены пирамиды роста в форме зигзагообразных линий, линии роста, параллельные базальной грани, или концентрическая штриховка, параллельная граням призмы.

Месторождение Сокото находится на северном фланге гранитного массива Кампо Формосо, прорывающего тело серпентинизированных гипербазитов длиной 3650 м и мощностью 200 м, которое залегает на архейском фундаменте (Рис. 113). Тело интрузируется грубозернистыми альбититовыми пегматоидами со второстепенным кварцем и/или турмалиновыми или кварцевыми жилами с или без турмалина и плагиоклаза. Около пегматоидов, образующих серию параллельных жил, развита зональность, похожая на зональность месторождения Карнайба. Кроме кварца, альбита и турмалина в жилах развиты шеелит, молибденит, пирит, фенакит и апатит.

Характеристика камня. В изумруде установлено большое разнообразие минеральных включений. Чаще всего встречается флогопит, реже маргарит и мусковит. Кроме слюды, выявлены включения хлорита, тремолит-актинолита апатита, талька, кварца, альбита, молибденита, гематита, турмалина и ортита. Флюидные включения двух и трехфазовые. В поперечных срезах кристаллов заметна слабая концентрическая зональность, которая отражает гексагональную симметрию минерала-хозяина (Le, 2008). Более темная центральная часть обусловлена высокой плотностью включений, которые представлены в основном темно-коричневой слюдой. Наличие такой ядерной зоны и послойный рост свидетельствуют, что процесс роста изумрудов на месторождении характеризовался повторяющимися изменениями в обстановке минералообразования.

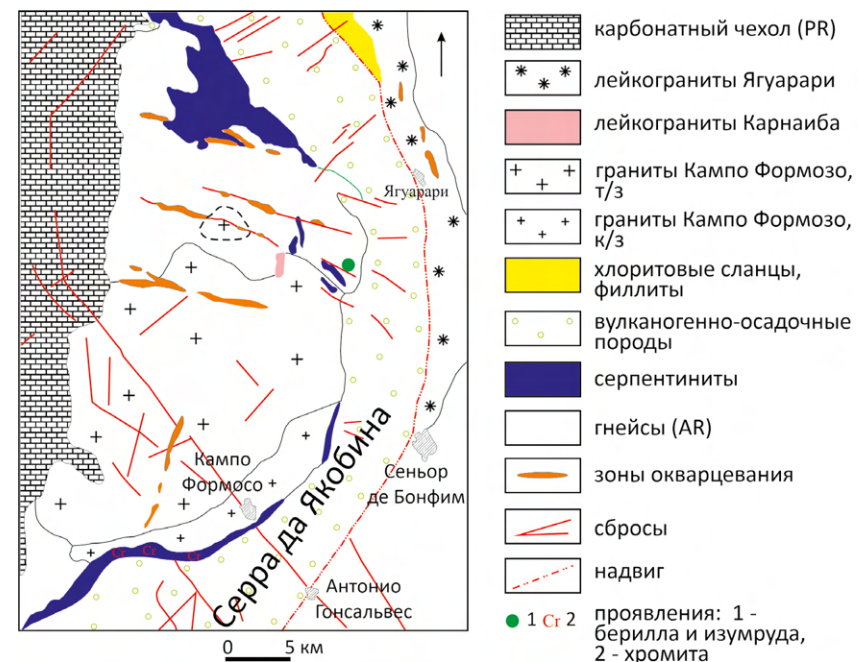


Рис. 113. Схема геологического строения района месторождения Сокото (по Schwarz, Eidt, 1990)

Представления о генезисе. Месторождения Карнайба и Сокото сформированы при внедрении пегматоидных жил, связанных с удаленным гранитным интрузивом, в серпентиниты. Метасоматические породы характеризуются правильной зональностью. Каждая зона развита по обоим бокам этих жил, характеризуется своим минеральным составом, границы между зонами резкие. Источником бериллия служили пегматиты.

Изумрудные Копи Урала, Россия. Изумрудные Копи Урала, расположенные в 80 км к северо-востоку от г. Екатеринбурга (Рис. 114), вероятно, известны давно, на что указывают записи Плиния Старшего о скифских изумрудах и архивы Ивана Грозного, которому монах «преподнес смарагд чистого зеленого цвета, вывезенный им откуда-то с Камня» (Сонин, 1993). Принято считать, что «официально» Изумрудные Копи открыты в 1830 г., когда смолокур Максим Стефанович Кожевников (1800–1866), «он же Пух» родом из деревни Юрзовской, в корнях вывороченного дерева на р. Токовой нашел

зеленые шестигранные камушки, признав их за аквамарин. В этом же году скупщики камней сговорились с ним о тайной поставке зеленых камней. В долю М.С. Кожевников взял двух человек, и эта маленькая приисковая артель, также тайно, как и сбывала камни, вела их добычу. С января 1831 г. начинается «промышленное» освоение Копей. В течение последующего столетия ежегодное производство изумрудов и зеленых бериллов иногда достигало 2.5 млн карат в сырье. Сейчас в составе Изумрудных Копей насчитывается 35 месторождений и проявлений драгоценных камней, редких металлов и золота. В пределах Изумрудных Копей обнаружено более 180 минеральных видов и 53 разновидности. Семь из них (берилл, изумруд, александрит, хризоберилл, фенакит, топаз, эвклаз ($\text{BeAl}[\text{SiO}_4](\text{OH})$) используются в ювелирной промышленности.

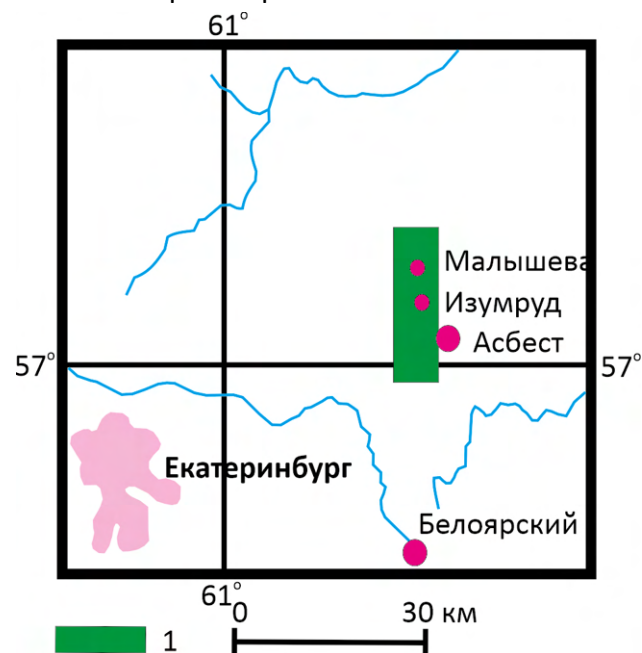


Рис. 114. Географическое положение Малышевского месторождения
1 – площадь района Изумрудных Копей (по Жернаков, 2009)

По данным А.В. Турашевой (2004) среди этих камней 92.3% извлекаемой стоимости приходится на изумруд, а 86.2% запасов и ресурсов изумруда Копей сосредоточены на Мариинском (Ма-

лышевском) месторождении (Рис. 115). Суммарные ресурсы в черновом изумрудном сырье по оценке 1999 г. по месторождениям Изумрудных Копей составили 66378.4 кг, по другим расчетам 92164.5 кг (Турашева, 2004). По данным сайта¹ разведанные запасы изумруда на 2019 г. самого крупного Мариинского (Малышевского) месторождения составляют 60 т. Восьмого августа 2022 года официальный сайт Правительства Свердловской области² сообщил о приросте запасов изумруда на 30%.



Рис. 115. Изумруд, Малышевское месторождение, Урал, Россия, 3.62 карата.
Фото: Синев Д.С.

Геологическое строение месторождений. Месторождения находятся на стыке Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского погружения, представленных с запада Мурзинско-Адуйским микроконтинентом (включая Каменский массив), который состоит из сиалического блока и метаморфических докембрийских пород, а с востока – Режевской (Толмачевско-Асбестовской) вулканической зоной островодужных и океанических комплексов раннего силура. Уральская изумрудоносная полоса (УИП) локализована в пределах восточного экзоконтакта Адуйского гранитного массива абиссальной фации, вытянутом в ССЗ направлении на 39 км. Восточная часть плутона срезана разломом СЗ простирания, а восточная – Сусанским разломом. Краевая часть интрузива на западе сложена гранитами первой фазы; граниты второй фазы слагают центральную часть массива, а на востоке развиты преимущественно лейкократовые граниты. Каменский массив прорывает плагионейсы среднего-позднего рифея. Массив сложен гранодиоритами и адалеллитами первой фазы, а граниты второй фазы и лейкократовые граниты представлены дайками различной мощности. Жильная фация Адуйского и Каменского интрузивов – это лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты. С востока УИП граничит с пластовым Лесозаводским среднедевонским диоритовым массивом, сло-

¹ https://rostec.ru/news/gora-samotsvetov-kak-dobyvayut-izumrudny-na-mariinskom-priiske/?sphrase_id=212532 (обращение 04.12.2023)

² <https://midural.ru/news/list/document202617/> (обращение 04.12.2023)

женным в основном габбро и габбродиоритами с подчиненными адамеллитами и граносиенитами. На СВ изумрудоносная полоса граничит с гипабиссальным Малышевским гранитным массивом (Рис. 116).

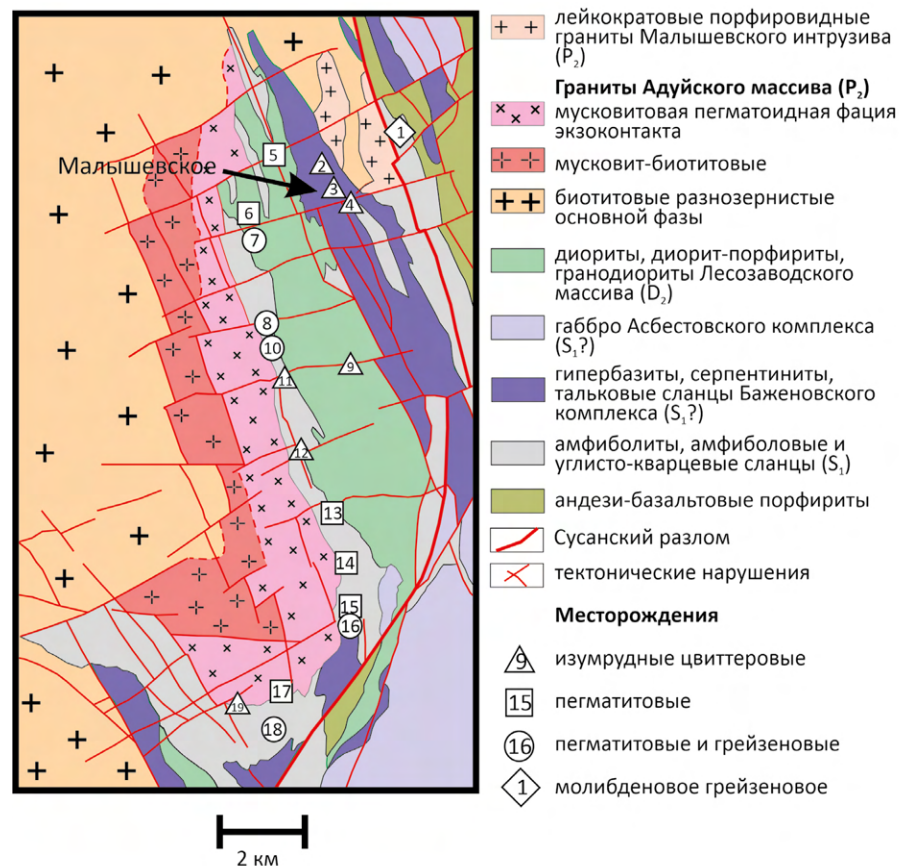


Рис. 116. Геологическое строение Уральской изумрудоносной провинции (по Жернаков, 2009). Месторождения: 1 – Южно-Шамейское; 2 – Аульское и Шаг; 3 – Малышевское (Мариинское); 4 – Старковское; 5 – Полуденское; 6 – Участок 7; 7 – Малиновый Ключ; 8 – Первомайское; 9 – Диоритовое; 10 – им. Артема; 11 – им. Крупской; 12 – Сретенское; 13 – Квартальное; 14 – Липовый Лог; 15 – Участок 115; 16 – Черемшанское; 17 – Участок 293; 18 – Красноармейское; 19 – Красноболотное

Изумрудоносная полоса Урала сложена вулканогенно-осадочной толщей субмеридионального или СЗ простирания, метамор-

физованной в условиях амфиболитовой фации. Толща датируется ранним протерозоем-средним кембрием. В основании толщи находятся гранитизированные гнейсы, поверх которых залегают плагиоклазовые и пироксеновые амфиболиты, амфиболовые сланцы и плагиогнейсы. Выше по разрезу находятся тальковые, тальк-тремолитовые, тальк-хлоритовые сланцы, кварциты и углисто-кремнистые сланцы. Выше залегают диоритовые порфиры.

Вулканогенно-осадочная толща содержит линзообразные будинированные тела гипербазитов, которые сингенетичны Баженовской дунит-гарцбургитовой формации позднего силура и сложены сильно серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами. Простирание тел гипербазитов согласное с простиранием амфиболитов и сланцев. Кроме гипербазитов, метаморфиты пронизаны породами дайкового комплекса диоритового состава.

Наиболее крупное Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, александрита и фенакита находится между Адуйским и Малышевским гранитными массивами в Малышевско-Адуйской зоне серпентинитового меланжа.

Основная часть месторождения приурочена к восточному крылу антиклинальной складки, а восточная часть находится в синклинальной. Породы западной части месторождения падают на восток под углом 50-85°, а восточной – на запад под 40-65°. Главными рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются зоны разломов Западного, Центрального и Крестовского и дайки диоритов (Рис. 117). Минерализованная зона месторождения склоняется в южном направлении под углом 50° и прослежена по простиранию на 1100 м, а на глубину развешана до 360-500 м.

Рудный комплекс месторождения представлен изумрудоносными слюдитовыми метасоматическими телами и более поздними трещинными бериллоносными мусковит-кварц-плагиоклазовыми жилами. Встречаются также сложные жилы совмещенного типа, отражающие особенности обоих типов рудных тел. Мощность одиночных бериллоносных мусковит-кварц-плагиоклазовых жил колеблется от 0.1 до 3 м, а длина по простиранию и падению не пре-

вышает 50 м (редко 100 м). Мощность слюдитовых тел колеблется от 0.2 до 8.5 м; простираение северо-западное и северо-восточное, а углы падения 24-90°. Основные минералы слюдитовых тел – флогопит, клинохлор, тремолит-актинолит, флогопит, альбит-олигоклаз, берилл (включая изумруд), дравит.

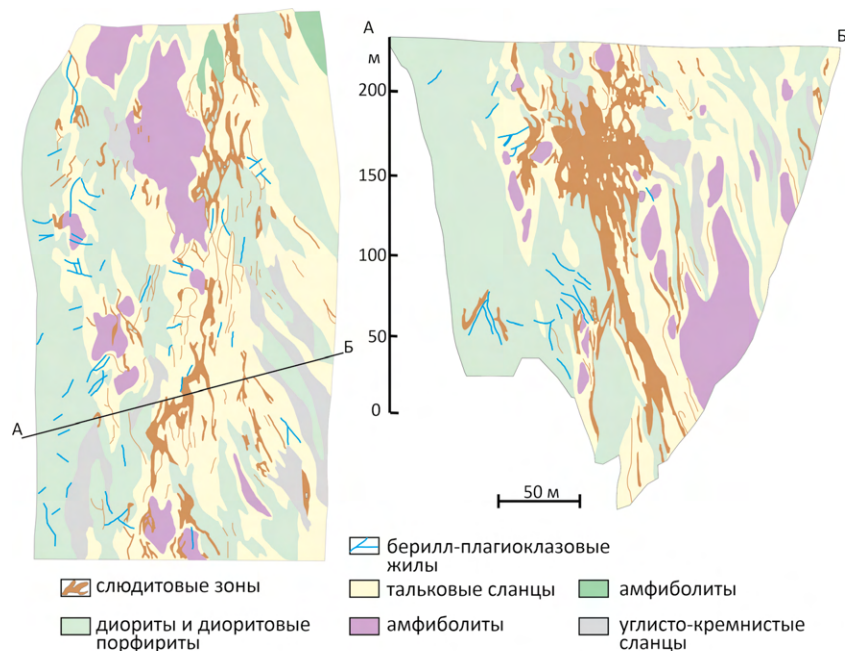


Рис. 117. Схема геологического строения участка Северный Малышевского (Мариинского) месторождения (по Жернаков, 2009)

Характеристика камня. В слюдитовых комплексах изумруды установлены в (в порядке уменьшения количества): флогопитовых слюдитах, плаггиоклазитах, линзах и ядрах кварца, талькитах и тремолит-актинолитовых метасоматитах. Камни ювелирного качества выявлены только во флогопитовых слюдитах, поскольку последние являются благоприятной средой для роста и сохранности изумруда. Другие метасоматические зоны слюдитов также нередко содержат кристаллы изумруда, но в одних случаях из-за многочисленных включений они недостаточно прозрачны, а в других – слабо окрашены.

Изумруд локализуется в основном в центральной части слюдитовой зоны, которая сложена буровато-серым флогопитом с желваками флюорита, мелкими ядрами кварца и плаггиоклазита. В этой части минерал слагает гнезда и желваки. Количество кристаллов в гнезде может сильно различаться. Изумруд встречается совместно с кристаллами бледно-зеленоватого или белого берилла. По данным валового опробования в гнездах ювелирную ценность представляет не более 15-20% кристаллов (Жернаков, 2009). Ювелирные разновидности изумруда встречаются преимущественно в виде хорошо образованных кристаллов с главными гранями {100} и {001}. Редко обнаруживаются формы {111}, {101}, {110}. Добываемые кристаллы в подавляющем большинстве короткопризматические. Кристаллы зональные: внутренняя зона молочно-белая, средняя – зеленая, внешняя – бесцветная. У части кристаллов зональность отсутствует. Характерно, что такие кристаллы локализованы вдоль поздних трещин, секущих сланцеватость слюдита. У коллекционеров весьма популярны агрегаты непрозрачного изумруда, которые обладают высокими декоративными качествами. В основном они сложены бесцветным и зеленоватым бериллом, и только иногда собственно изумрудом. Среди агрегатов выделяются радиально-лучистые, сноповидные, субпараллельные и зернистые. В слабо рассланцованных слюдитах встречаются агрегаты типа “изумрудное солнце” (Жернаков, 2009).

Изумруды содержат до 0.32 мас.% Cr_2O_3 , а светло-зелёный берилл лишь до 0.06 мас.% Cr_2O_3 . В изумруде выявлены примеси Li, Sc, V (Попов, 2014).

Включения. Твердые включения в изумрудах представлены флогопитом, актинолитом, тремолитом, плаггиоклазом, тальком и хромшпинелидами, то есть минералами вмещающих пород (Рис. 118). Это протогенетические включения. К сингенетическим минеральным включениям относятся бледноокрашенный берилл, флюорит, апатит, рутил, флогопит, титанит и брукит.



Рис. 118. Включения флогопита в изумруде Малышевского (Мариинского) месторождения. Поле зрения 1 мм. Фото: Синев Д.С.

Изучение первичных флюидных включений (Gavrilenko, 2003) показало, что растворы, ответственные за формирование изумрудов, были водно-углекислыми, содержали следы CH_4 и N_2 (Рис. 119). Концентрация солей в минералообразующем флюиде в среднем составляла 5.4 мас.% экв. NaCl. Температура общей гомогенизации включений составляет 240-270°C. Оценка давления минералообразования 1.5-2.0 кбар. С учетом этих величин температура формирования изумрудов составляет 350-400°C (Gavrilenko, 2003).

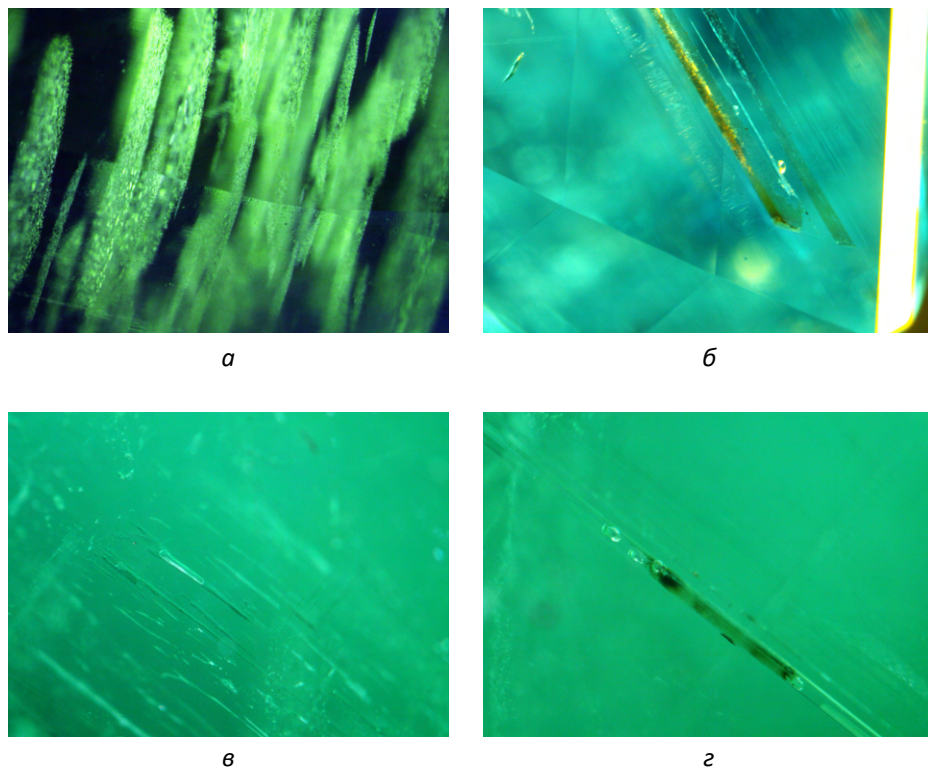


Рис. 119. Газово-жидкие включения в изумрудах Малышевского (Мариинского) месторождения:

а – плоскости газово-жидких включений, параллельные базопинакoiду, поле зрения 2 мм; б – каналы роста, поле зрения 1 мм; в – вытянутые двухфазовые флюидные газово-жидкие включения, поле зрения 0.8 мм; г – каналы роста, заполненные жидкостью, газом и минеральным веществом, поле зрения 0.6 мм.

Фото: Синев Д.С.

Представления о генезисе. В начале 20-х годов прошлого века А.Е. Ферсман (1925) предположил, что изумрудоносные слюдиты представляют собой пегматиты, образование которых явилось результатом взаимодействия внедряющегося гранит-пегматитового расплава в гипербазиты. В дальнейшем эта идея развивалась К.А. Власовым и Е.И. Кутуковой (1960), которые подчеркивали взаимодействие высокотемпературных пегматитовых флюидов, обогащенных летучими компонентами (вода, фтор и другие) с гипербазитами.

А.И. Гинзбург (1959), А.А. Беус (1966) и А.И. Шерстюк (1970) предположили, что изумрудоносные слюдиты являются грейзенами, образованными в результате воздействия грейзенизирующих растворов и ультраосновных пород. Минеральный состав метасоматитов, сложенных в основном флогопитом и содержащих берилл, флюорит, турмалин и другие минералы грейзенов, свидетельствуют в пользу такой гипотезы. На Первомайском месторождении, входящем в состав Изумрудных Копей, установлены гранитные пегматиты среди слюдитов по серпентинитам. Эти пегматиты имеют узкие оторочки, представленные флогопитом.

Ца-да-Глиза (Регал Ридж), Канада. Геологическое строение месторождения. Месторождение находится в южной части Территории Юкон. Район является частью террейна Юкон-Тенана, который сложен преимущественно позднедевонскими метаморфизованными терригенными и карбонатными породами и позднедевонскими-раннекаменноугольными метаморфизованными вулканитами и интрузивными породами, сформированными в континентальной обстановке. В геологическом строении территории месторождения принимают участие позднедевонские серпентинизированные гипербазиты и хлорит-слюдяные сланцы (бывшие породы основного состава) (Рис. 120). Девонские образования прорываются интрузивом гранитоидов повышенной глиноземистости с возрастом около 112 млн лет (Groat et al., 2002) и дайками аплитов. В контактовом ореоле интрузива и за его пределами развиты кварц-турмалиновые жилы длиной до нескольких сотен метров. Кварцевые жилы пространственно ассоциируют с аплитами; они пересекают аплиты или сланцы в непосредственной близости от даек (Neufeld et al., 2004).

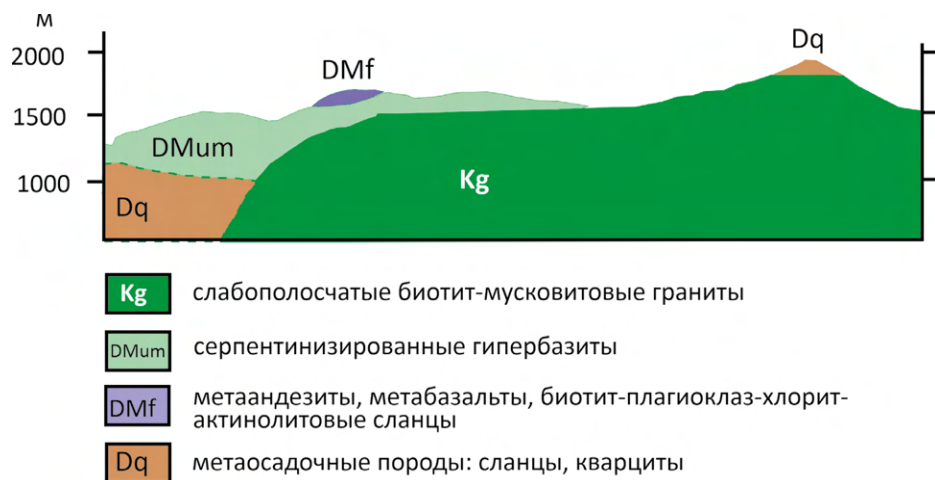


Рис. 120. Схематический геологический разрез месторождения Ца-да-Глиза, Канада (по Groat et al., 2002)

Характеристика камня. Берилл, включая изумруд, обнаружен в кварц-турмалиновых жилах, на их контактах с вмещающими породами и дайках аплитов. Кристаллы достигают 4 см в длину; мелкие кристаллы и отдельные участки крупных кристаллов имеют ювелирное качество. Кристаллы изумруда зеленого цвета с равномерным распределением окраски. Концентрация железа и магния варьирует от 0.33 до 0.61 мас.% FeO и от 0.61 до 1.69 мас.% MgO. Средние содержания хрома и ванадия составляет 3208 т 171 г/т соответственно. В некоторых кристаллах установлен скандий (до 499 г/т) (Groat et al., 2002).

Включения. Твердые включения в изумруде представлены хромитом, ферберитом или ферритунгститом, гематитом, шеелитом, кальцитом, халькопиритом, молибденитом, флогопитом, турмалином, пиритом, кварцем, цирконом. При комнатной температуре первичные и псевдотричные газовой-жидкие включения содержат три фазы. Преобладающая жидкая фаза – водный флюид, две другие фазы – это жидкая и газообразная CO_2 с примесью метана. Во включениях изредка присутствуют пластинки флогопита. Первичные флюидные включения гомогенизируют при 300-370°C; концентрация солей во флюиде включений 2 мас.% NaCl экв (Marshall et al., 2003).

Представления о генезисе. По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования возраст слюд, ассоциирующих с изумрудом во вмещающих сланцах, составляет 108.7 ± 1.2 млн лет (Groat et al., 2002, 2005), что подтверждает связь минерализации с раннемеловым интрузивом. Источником бериллия и бора служили аплиты, а метаморфизованные вулканиты основного состава и гипербазиты – источником хрома и ванадия. По данным работы (Marshall et al., 2003) изумруд формировался на глубине от 3-8 км при температуре 365-500°C.

Месторождение Халтаро, район Гилгит, Пакистан. *Геологическое строение месторождения.* Месторождение, расположенное приблизительно в 70 км к восток-северо-востоку от Гилгита в северном Пакистане, было открыто в 1985 г. (Рис. 121). Оно локализовано в северо-западной части массива Харамош вблизи контакта с образованиями островной дуги Кохистан-Ладах. Массив Харамош представляет собой северное продолжение фундамента Индийской плиты. Массив сложен протерозойскими орто- и парагнейсами с локально развитыми биотитовыми сланцами, известковыми сланцами и мраморами (Рис. 122).



Рис. 121. Расположение проявлений изумрудов Пакистана (по Laurs et al., 1996)

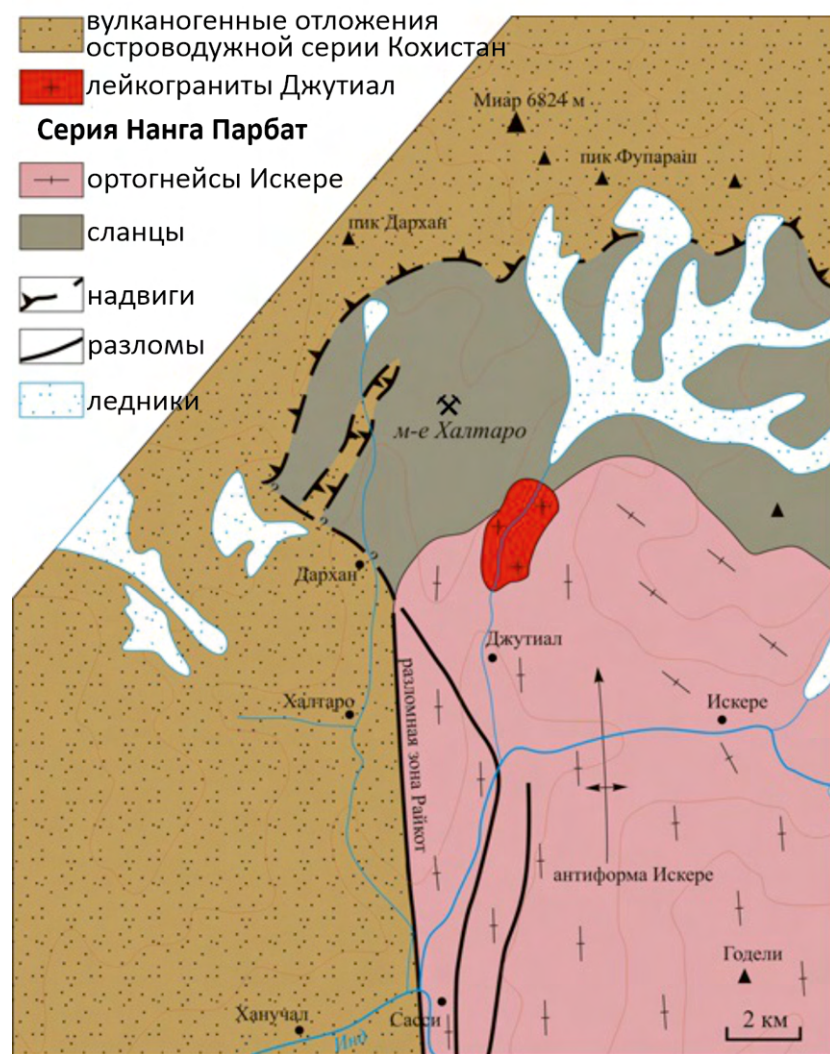


Рис. 122. Геологическая строение района месторождения Халтаро (по Laurs et al., 1996)

Месторождение локализовано в сложно смятых гранат-слюдяных сланцах и очковых гнейсах, согласно с которыми залегает силлоподобное тело амфиболитов мощностью около 40 м. Изумрудная минерализация приурочена к зальбандам гидротермальных жил и обогащенных альбитом пегматитовых тел, которые рассекают

и метасоматически изменяют амфиболиты (Laurs et al., 1996). В пределах тела амфиболитов на расстоянии 300 м друг от друга находятся два проявления изумрудов, получивших название Рудник 1 и Рудник 2. На участке Рудника 1 тело лейкогранитов мощностью от менее 1 м до 3 м прорывает амфиболиты и тесно связано с берилл-содержащими гранитными пегматитами и жилами, которые содержат изумруды (Рис. 123). На Руднике 2 редкие пегматиты и жилы рассекают амфиболиты и гранат-слюдяные сланцы. По данным местных геологов, на Руднике 2 большая часть изумрудов добывалась из кварцевых жил среди амфиболитов. Пегматитовые дайки мощностью до 1.5 м в пределах площади Рудника 1 расположены вблизи лейкогранитов. В тоже время на Руднике 2 пегматиты образуют редкие чечевицеобразные гнезда до 1 м мощности. Наиболее распространенными среди даек пегматитов являются зональные дайки, обогащенные альбитом. Внешняя аплитовая зона таких тел окружает грубозернистую центральную часть. Аплитовая зона сложена в основном альбитом с подчиненным количеством кварца и редкими мусковитом и флюоритом, а центральная часть содержит мусковит, кварц и берилл с локально развитым турмалином и редкими альбитом и флюоритом (Laurs et al., 1996). В гнездах размером до 30 см, локализованных в центральной зоне, содержатся идиоморфные кристаллы бледного аквамарина, пластинчатый альбит-клевеландит, местами мусковит, темно-коричневый турмалин и флюорит. На участке Рудника 2 зональные линзы обогащенных альбитом пегматитов по своему строению похожи на дайки Рудника 1, но в данном случае во внешней зоне встречаются турмалин и берилл. Во внутренней зоне отсутствует мусковит; она сложена грубозернистым альбитом и подчиненными кварцем и идиоморфным аквамаринном и рассечена агрегатами призматического турмалина и кварца. Гнезда в пределах зоны сложены идиоморфными кристаллами альбита, бледного аквамарина и темно-коричневого турмалина. Изумруды редко образуются в пределах пегматитов и представлены небольшими (0.5 см) ксеноморфными выделениями во внешней зоне или образуют центральную часть зонально-окрашенных кристаллов аквамарина, расположенных вдоль контакта центральной и краевой части пегматитовых тел.

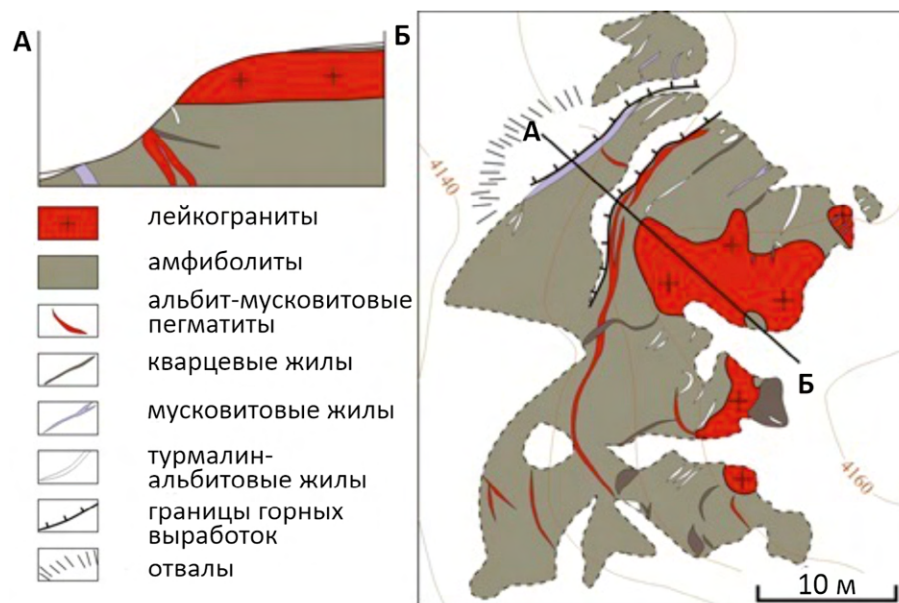


Рис. 123. Геологическая карта и разрез части района Рудник 1 (по Laurs et al., 1996)

Гидротермальные жилы, сложенные кварцем, мусковитом, бериллом, альбитом и турмалином (дравитом), тесно связаны с лейкогранитами и пегматитами. В жилах, состоящих преимущественно из кварца, берилл обычно бесцветный, просвечивающий или бледный аквамарин. Однако в зальбандах некоторых жил встречаются сростания кристаллов изумруда и кварца (Рис. 124). Жилы, сложенные в основном мусковитом, содержат просвечивающий аквамарин, турмалин и интрестициальный альбит. Наиболее крупные мусковитовые жилы содержат гнезда аквамарина, который является объектом отработки (Laurs et al., 1996). В этом типе жил изумруд редок и образует центральные части кристаллов аквамарина.

Характеристика камня. Изумруды месторождения отличаются от изумрудов месторождений Долины Сват по спектру катодолюминесценции (Mariano, 1987), большему содержанию Si и Al и меньшему — Mg и Na. В то же время содержания Si, Al, Fe, и Cr в минерале схожи с таковыми в изумрудах Панджшерской долины в Афганистане, но последние характеризуются меньшими содержаниями Cs и более высокими концентрациями Sc, Fe и Mg

(Hammarstrom, 1989). Большая часть изумрудов ювелирного качества на месторождении была добыта из кварцевых и турмалин-альбитовых жил на Руднике 2. Прекрасные идиоморфные кристаллы длиной до 2.5 см извлекались из «черной грязи» (“black dirt”; крошащийся турмалин) в гнездах внутри турмалин-альбитовых жил. Турмалин-альбитовые жилы мощностью менее 20 см содержат основной объем изумрудов. Реже источником минерала служат альбитизированные лейкограниты и зональные обогащенные альбитом пегматиты. Вне зависимости от вмещающих пород изумруд локализуется вблизи контакта с вмещающими амфиболитами. В пределах жилы изумруд может спорадически встречаться среди выделений аквамарина и бесцветного берилла в виде ксеноморфных и гипидиоморфных кристаллов длиной от 0.5 до 1 см (Laurs et al., 1996). Кристаллы изумрудов имеют форму гексагональной призмы. Цвет камня варьирует от бледно- до средней насыщенности зеленого. Зеленый цвет проявляется только в тех местах, где содержание Cr составляет, по крайней мере, 0.44 мас.% Cr_2O_3 , а Fe — 0.54 мас.% FeO (Laurs et al., 1996).

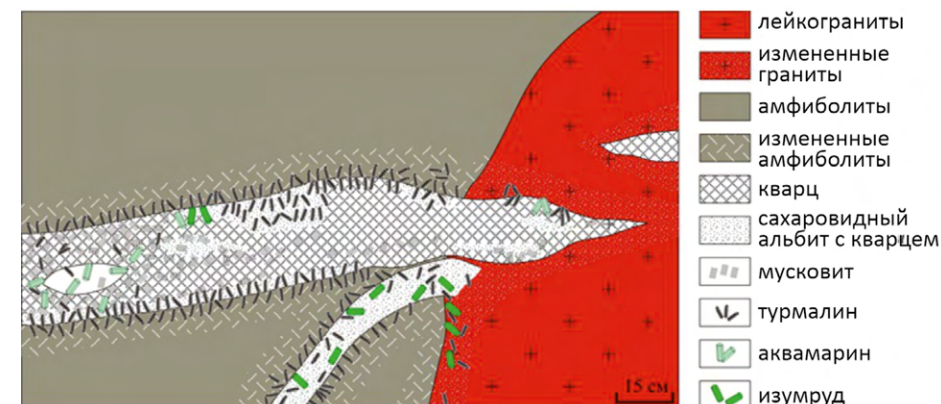


Рис. 124. Схема строения гидротермальной жилы с берилловой минерализацией, месторождение Халтаро (по Laurs et al., 1996)

Включения. Изумруды содержат большое количество тонких трещин и твердых включений, которые представлены флюоритом, альбитом, флогопитом и хромовым мусковитом. Изредка в кристаллах наблюдаются полые трубчатые включения, параллельные оси

с, обуславливающие эффект кошачьего глаза. В местах интенсивного прожилкования изумруды изредка обнаруживаются в измененных амфиболитах вблизи жил. В таких местах минерал представлен гипидиоморфными до идиоморфных кристаллами на расстоянии до 5 см от жилы. Несмотря на то, что изумруды из вмещающих амфиболитов содержат меньше твердых включений, чем изумруды из жил, их молочный оттенок снижает ювелирное качество.

Представления о генезисе. По мнению (Lauris et al., 1996) изумруды формировались в результате внедрения магматогенных флюидов, обогащенных фтором, в амфиболиты при температуре 400-550°C. Флюиды обусловили вынос хрома и железа в пегматитовые жилы.

Район Кафубу, Замбия. За последние десятилетия Замбия стала одной из ведущих стран по добыче изумрудов, обеспечивая от 15 до 20% объемов поставок сырья на мировой рынок. Все изумрудные месторождения расположены в районе Кафубу, который занимает площадь 200 км².

Берилловая минерализация в районе Кафубу была обнаружена в местности под названием Микку (Miku) в 1928 г. компанией Rhodesia Congo Border Concession Co. Самые первые камни не обладали хорошим качеством, но разведочные и поисковые работы в небольшом объеме были продолжены двумя компаниями Rhokana Co. и Rio Tinto Mineral Search of Africa Co. в 1940-х и 1950-х гг. В 1966 г. права были переданы Miku Enterprises Ltd., а в 1971 – правительственной компании Mindeco Limited. С 1970-х гг. после завершения региональных геолого-съёмочных работ Кафубу становится значительным производителем изумрудов хорошего качества с высоким экономическим потенциалом. Из-за ряда вновь выявленных проявлений (таких как Kamakanga, Pirala, Mitondo, Fwaya-Fwaya, Kabashila, Dabwisa, Libwente, и Fibolele) и широкой нелегальной добычи район был объявлен правительством закрытой зоной. В 1980-х гг. права на разведку основных месторождений принадлежали правительственному агентству Reserved Minerals Corporation. В настоящее время механизированная добыча производится в основном тремя компаниями Kagem Mining Ltd., Kamakanga Corp. и Grizzly.

Геологическое строение месторождений района. Наиболее древними образованиями района являются гнейсы и граниты па-

леопротерозойского комплекса основания. Нижнепротерозойские породы перекрываются образованиями среднепротерозойской надсерии Мува. Они представлены средне-крупнозернистыми сахаровидными метакварцитами в основании, далее следуют тонкозернистые кварц-слюдяные сланцы и метакоматииты, к которым приурочена изумрудная минерализация. Наиболее молодые образования района – это PR₂₋₃ образования надсерии Катанга, сложенной конгломератами, аркозами, кварцитами, аргиллитами и кварц-карбонатными породами. Эти породы локально прорваны интрузивами габброидов.

На месторождениях метакоматииты, вмещающие изумрудную минерализацию, сложены железистым тальком, хромсодержащими хлоритом и магнетитом и второстепенными тремолит-актинолитом и доломитом. Гранитные пегматиты кварц-полевошпат-мусковитового состава развиты в полосе шириной 2 км и длиной 10 км, образуя пегматитовое поле Кафубу. Возраст пегматитов оценивается в 530 млн лет. Простирающиеся пегматитовые дайки и крутопадающих кварц-турмалиновых жил меридиональное или северо-западное. Мощность обычно от 2 до 20 м. По данным K-Ar датирования мусковита кварц-турмалиновых жил их возраст оценивается в 452-447 млн лет, что, как предполагается, отвечает возрасту изумрудной минерализации (Seifert et al., 2004).

Промышленная изумрудная минерализация приурочена к метасоматическим флогопитовым зонам мощностью от 0.5 до 3 м, расположенным вдоль контактов пегматитов и кварц-турмалиновых жил с метакоматиитами. Такие зоны отсутствуют или очень узкие при пересечении дайками кварц-слюдяных сланцев. Флогопитовые (слудитовые) зоны обычно содержат большое количество порфиобластов черного турмалина и реже являются мономинеральными. Местами наблюдаются скопления короткопризматических кристаллов берилла/изумруда. Второстепенными и акцессорными минералами являются актинолит, кварц, хлорит, тальк, апатит, хромшпинелиды (Seifert et al., 2004).

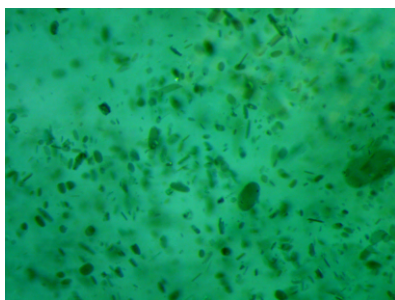
Характеристика камня. Берилл и изумруд образуют идиоморфные до гипидиоморфных кристаллы, которые слагают агрегаты, которые могут включать до нескольких десятков индивидов. Раз-

мер кристаллов варьирует от менее 1 мм до нескольких см, изредка достигая 10 см. Самый крупный кристалл был обнаружен в 80-х гг. прошлого века во флогопитовых сланцах и имел длину 60 см. Цвет берилла сильно варьирует в зависимости от содержания хрома от бело-желтоватого (изредка бесцветного) к синевато-бледно-зеленому до зеленого и темно-зеленого (Рис. 125). Часто наблюдается неравномерное окрашивание. Более крупные кристаллы обычно имеют более светлое ядро желтого до бледно-синего цвета и темно-зеленые краевые зоны. По данным электронно-зондового микроанализа берилл содержит (мас.%) 0.08-0.78 Cr_2O_3 , 0.36-2.21 $\text{FeO}_{\text{общ}}$, 0.11-2.69 MgO , 1.25-2.90 Na_2O (Seifert et al., 2004).

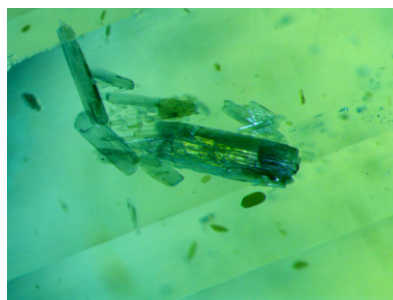


Рис. 125. Изумруд, Кафубу, Замбия, 7.17 карата.
Фото: Gemlovers

Включения. Берилл часто содержит пластинки флогопита и обломки брекчированных кристаллов турмалина (Рис. 126). Кроме того, твердые включения представлены иголками актинолита-тремолита, а также апатитом, ильменорутилом (ниобиевым рутилом), кварцем и очень редко фенакитом. Газово-жидкие включения (Рис. 127) содержат водный раствора с концентрацией солей, варьирующей от 0 до 23.8 мас.% экв. NaCl . Температура гомогенизации большей части первичных включений от 220 до 250°C. В отдельных включениях она достигает 370°C. Флюид включений содержит лишь следы CO_2 (до 5 мол.%; по данным КРС спектроскопии).

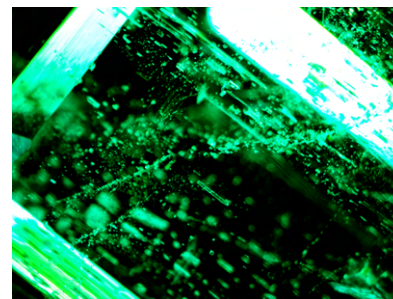


а



б

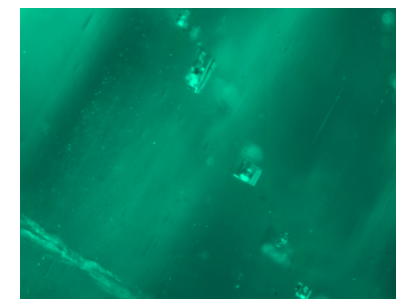
Рис. 126. Минеральные включения в изумрудах месторождения Кафубу, Замбия: а – включения флогопита, поле зрения 1.5 мм; б – включения турмалина, поле зрения 1 мм. Фото: Синев Д.С.



а



б



в

Рис. 127. Газово-жидкие включения в изумрудах месторождения Кафубу, Замбия: а – первичные включения, ориентированные вдоль оси с кристалла и секущие плоскости вторичных газово-жидких включений, поле зрения 3 мм; б – типичные для изумрудов Кафубу первичные включения геометрически правильной формы, неправильной формы вторичные включения, поле зрения 0.8 мм; в – первичное включение в виде отрицательного кристалла, поле зрения 1 мм. Фото: Синев Д.С.

Представления о генезисе. В районе месторождений широко распространены пегматиты. На их контакте с магнезиальными вмещающими породами развиты слюдитовые зоны, обогащенные F, Be, Li и Rb. Это свидетельствует, что флюиды, ответственные за образование флогопитов, порождены пегматитами. Слюдиты формировались при привносе K, Al, F, Li, B, Be во вмещающие метакатииты и выносе из них Ca. Таким образом, флогопитизация сопровождается обогащением компонентами пегматитов. Такой же механизм формирования применим и для формирования ореолов слюдитов вокруг кварц-турмалиновых жил. Локальная концентрация Be приводила к формированию берилла. Величина $\delta^{18}\text{O}$ бе-

рилла составляет +6.5‰, турмалина – +7.1...+9.3‰, кварца – +9.5...+12.5‰. Изотопная температура, рассчитанная по паре турмалин-кварц – $390 \pm 50^\circ\text{C}$. Рассчитанное на основе изотопных данных и данных по флюидным включениям давление образования изумрудной минерализации составляет 4-1.5 кбар (Zachariáš et al., 2005).

Месторождения Мадагаскара. Остров известен как рай драгоценных камней с начала своей колониальной истории. В стране обнаружены многочисленные месторождения благородного корунда, ювелирных разновидностей полудрагоценных камней, связанных с пегматитами, включая турмалин, берилл, гранат. По официальным данным Мадагаскар в 2021 экспортировал драгоценных камней (в основном благородный корунд и в меньшей степени изумруд) на общую сумму 58.2 млн долларов США.

Изумруды на Мадагаскаре добываются только с середины 70-ых гг. прошлого века, когда были открыты месторождения района Манандзари на восточном побережье. Другим проявлением изумрудов является область Ианопера в провинции Тулеар.

Месторождение Кьянжавато (Kianjavato), район Манандзари, провинция Фианаранцуа. Месторождение расположено приблизительно в 60 км к западу от г. Манандзари на восточном побережье Мадагаскара.

Геологическое строение. Месторождение размещено в зоне смятия, являющейся частью мегазоны смятия и расщеливания Инфанадана-Ангаво, и локализовано среди докембрийских образований блока Вохибори, сложенного метаморфическими породами – гнейсами, мраморами, серпентинитами, амфиболитами (некоторые из которых корундсодержащие) и пироксенитами. Породы блока согласно перекрываются образованиями Графитовой свиты, состоящей из гранулитов и графитовых гнейсов. В районе выделяется, по крайней мере, два этапа высокоградного регионального метаморфизма и гранитизации. Первый этап датируют 800 млн лет, второй – 530-500 млн лет (Пан-Африканский тектонометаморфический этап). Внедрение гранитов и пегматитов связано с последним этапом.

Месторождение размещено среди архейских гнейсов, содержащих тела пород основного (амфиболиты) и ультраосновного (горнблендиты) состава (Cheilletz et al., 2001).

Изумрудная минерализация локализована во флогопит-роговообманковых и флогопитовых породах, развитых на контакте между пегматитами и чечевицеобразными телами горнблендитов. Изумруды росли в тесной ассоциации с флогопитовыми породами, и их формирование связано с воздействием флюидов на горнблендиты. Флогопититы сложены ассоциацией роговой обманки, хлорита, флогопита, изумруда, плагиоклаза, кальцита и кварца (Vapnik et al., 2006). Возраст слюдитов, определенный по флогопиту с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронометра, составляет 490 ± 8 млн лет (Cheilletz et al., 2001).

Характеристика камня. Изумруды месторождения имеют сине-зеленый цвет и варьируют от прозрачных до непрозрачных. По данным электронно-зондового микроанализа содержание Cr в них варьирует от 0.27 до 0.38 мас.% Cr_2O_3 , V – от следов до 0.03 мас.% V_2O_5 . Изумруды содержат значительное количество Na (1.16-1.69 мас.% Na_2O) (Vapnik et al., 2006). Минеральные включения в изумрудах представлены кварцем, флогопитом, хлоритом, тальком, рутилом и доломитом. В изумрудах установлены флюидные включения трех типов: 1) углекислотные, 2) обогащенные CH_4 и 3) водные с концентрацией солей около 2 мас.% экв. NaCl. Все типы включений являются сингенетическими. По данным работы (Vapnik et al., 2006) обычными твердыми минеральными фазами во флюидных включениях являются кальцит, магнезиальный кальцит, магнезит и доломит. Кроме того, в некоторых включениях установлен нахколит. Изучение флюидных включений свидетельствует, что рост изумрудов происходил при температуре 250-450°C и давлении 1.5 кбар.

Представления о генезисе. Формирование зоны смятия связано с коллизией в период образования Гондванского суперконтинента. После завершения коллизионного этапа произошло внедрение пегматитов. Месторождение сформировалось в результате метасоматических процессов на контакте между пегматитами и вмещающими горнблендитами. Представляется, что обогащенные CO_2 флюиды имели мантийное происхождение и подводящим каналом для них служила зона смятия. В то же время обогащенные водой флюиды связаны с внедрением гранитных пегматитов (Vapnik et al., 2006). Внедрение CO_2 флюидов в графитсодержащие вмещающие

породы вызвало образование растворов, обогащенных метаном. Взаимодействие пегматит – вмещающая порода было главным механизмом формирования месторождения.

Месторождение Ианапера, провинция Тулеар. В области Ианапера, также известной как Сакалава (Sakalava), находится ряд месторождений и проявлений ювелирного граната, рубина, александрита, берилла, в том числе и изумруда. Последний на этой территории был выявлен в 1989 г.

Геологическое строение месторождения. Месторождение локализовано в северо-восточной части докембрийских образований блока Вохибори вблизи западной границы зоны смятия Ампани (Andrianjakavah et al., 2009). Структурой, вмещающей месторождение, является крупная изоклиная складка (местное название антиформа Ианапера), которая соосна с зоной смятия. Месторождение размещено в западном крыле антиформы вблизи шарнира (Рис. 128). В районе месторождения развиты биотит-роговообманковые парагнейсы милонитовой или мигматитовой структуры, отражающие условия амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. На площади непосредственно вокруг месторождения гнейсы обычно мигматизированы, при этом наблюдается чередование полос сантиметровой мощности кварц-полевошпатовых (лейкосомы) и гранат-содержащих биотитовых (меланосомы). Гнейсы чередуются с крупнокристаллическими белыми до серых кальцит-доломитовыми мраморами. Менее распространены гранат-содержащие кварц-полевошпатовые породы и кварциты. Кроме того, в районе месторождения относительно широко развиты основные и ультраосновные породы в виде линз длиной до 110 м и шириной до 5 м. Эти породы подверглись метаморфизму в условиях верхней части амфиболитовой фации. Основные породы – серые до темно-зеленых амфиболиты, сложенные паргаситом, порфиробластами граната (альмандина), плагиоклазом и биотитом. Измененные ультраосновные породы светло-зеленого до беловатого цвета сложены тремолитом, тальком, доломитом, кальцитом, кварцем, хлоритом и реликтовым хромитом (Andrianjakavah et al., 2009). В нескольких км от месторождения метаморфическая толща прорвана гранитами и гранитными пегматитами массива Махабо.

Пегматиты внедрялись в основном по трещинам, плоскостям рассланцевания и по контакту между гнейсами и базит-гипербазитами. Они сложены частично альбитизированным калишпатом, красным ювелирным спессартин-альмандином, биотитом, плагиоклазом, и аксессуарными фторапатитом, турмалином, бериллом, цирконом, алланитом и монацитом.

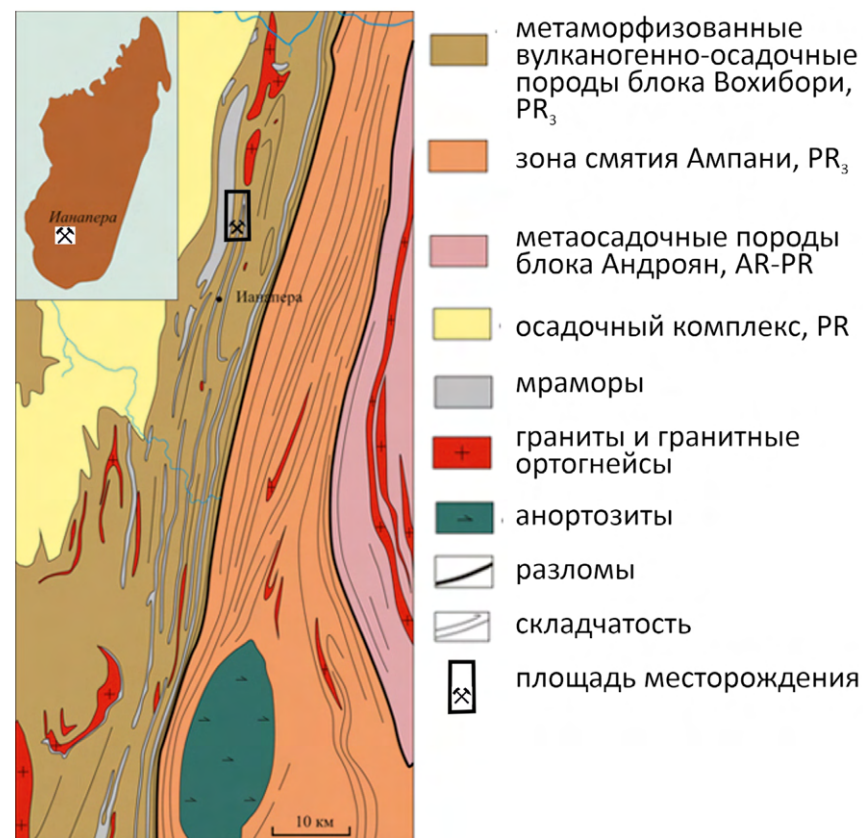


Рис. 128. Упрощенная региональная тектоническая схема района месторождения Ианапера (по Andrianjakavah et al., 2009)

Изумруды приурочены к зоне метасоматитов, сложенных в основном флогопитом и переменным количеством магнезиальной роговой обманки, апатита, доломита, второстепенными кварцем, цирконом, плагиоклазом и хлоритом. Метасоматиты локализованы на контакте гранитных пегматитов и линз основных и ультраоснов-

ных пород, а также в самих линзах при отсутствии пегматитов. На основе наличия или отсутствия пегматитов выделяют (Andrianjakavah et al., 2009) два типа изумрудной минерализации: близкий (проксимальный) и удаленный (дистальный). В первом типе зоны слюдитов (флогопититов) мощностью от нескольких сантиметров до метра образуются в пределах линз основных и ультраосновных пород на контакте с турмалинсодержащими пегматитами. Изумруды локализованы в большинстве случаев в слюдах, но также встречаются в пегматитах и кварцевых ($\pm$ турмалин) прожилках во флогопититах. Зоны проксимальных слюдитов представлены флогопитовыми жилами, рассекающими основные или ультраосновные породы в основном на их контакте с гнейсами (Рис. 129). Мощность этих жил варьирует от нескольких см до нескольких десятков см. Изумруды слагают скопления в пределах жил. Кроме того, бедная вкрапленная изумрудная минерализация отмечается в метасоматически измененных породах, окружающих жилы.

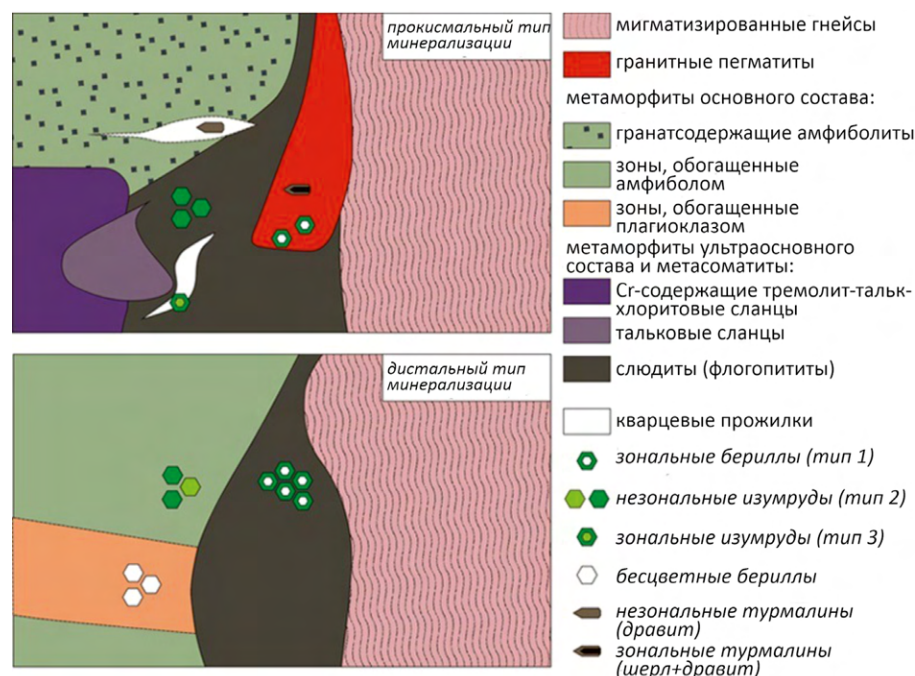


Рис. 129. Схема строения изумрудноносных зон проксимального и дистального типов (по Andrianjakavah et al., 2009)

Характеристика камня. Большая часть изумрудов на месторождении – идиоморфные до гипидиоморфных кристаллы ювелирного качества, которые могут образовывать агрегаты, сложенные десятками индивидов. Размер большинства кристаллов от одного до нескольких мм. Вместе с тем в проксимальной зоне обнаружено несколько кристаллов длиной до 2.5 см. В работе (Rakotova et al., 2009) выделяется три типа кристаллов изумрудов на основании их цветовой зональности: 1) зональные кристаллы с бесцветным бериллом в центральной части, которые обрастают изумрудом со средней степенью интенсивности зеленой окраски; 2) незональные кристаллы от бледной до средней степени интенсивности; 3) зональные кристаллы с центральной частью со средней степенью интенсивности окраски и темно-зелеными краевыми зонами.

Существенных различий по химическому составу между изумрудами дистальной и проксимальной зон нет. Вместе с тем наблюдаются существенные различия в химическом составе в зависимости от вмещающих пород. Изумруды из апогипербазитовых слюдитов обогащены Mg (4.9 мас.% MgO), K (2.37 мас.% K₂O) и Cr (4.13 мас.% Cr₂O₃) по сравнению с изумрудами из апобазитовых слюдитов (2.5 мас.% MgO, 1.5 мас.% K₂O, 0.80 мас.% Cr₂O₃), но относительно беднее Al (14.6 и 15.8 мас.% Al₂O₃) и Fe (2.3 и 3.7 мас.% Fe₂O₃) (Andrianjakavah et al., 2009; Vapnik et al., 2005).

Кристаллы всех типов содержат субмиллиметровые твердые включения. Наиболее часто встречаются карбонаты, барит, флогопит, магнезиальная роговая обманка, кварц, реже обнаруживаются оксиды железа и хрома, пирит и циркон. Изумруды из проксимальной зоны содержат включения калиевого полевого шпата, церианита-(Ce), монацита и бастнезита. Только в изумрудах третьего типа выявлены включения фенакита, которые в свою очередь содержат включения хромита. Первичные газожидкие включения представлены тремя типами (Vapnik et al., 2005): 1) включения водного раствора NaCl-HCO₃ с дочерней карбонатной фазой и концентрацией солей около 7 мас.% экв. NaCl; 2) CO₂±CH₄ включения в основном высокой плотности (около 1 г/см³), обычно содержащие несколько дочерних карбонатных фаз; 3) включения нефти.

Представления о генезисе. Andrianjakavah, et al. (2009) предложили модель син- и постектонической гидротермальной активности. Вероятно, пегматитовые тела внедрились в породы антиформы Иананеры в период тектонической релаксации. Флюиды, отделяющиеся от пегматитов и обогащенные галогенами и некогерентными элементами, обусловили метасоматическое преобразование хромсодержащих вмещающих пород непосредственно на контакте с пегматитами. Локальное трещинообразование благоприятствовало инфильтрации флюидов, обеспечивая формирование изумрудов в дистальной зоне. Химический состав изумрудов контролировался составом вмещающих пород. Наличие включений карбонатов в изумрудах и высокая активность F, на которую указывают повышенные содержания фтора в новообразованных минералах, позволяют предположить, что Be переносился в виде фторкарбонатного комплекса. Вероятно, что формирование берилла связано с образованием обогащенного фтором флогопита, в результате которого происходило разрушение бериллийсодержащего комплекса. По данным изучения флюидных включений изумруды кристаллизовались при температуре 630–710°C и давлении 5.0–5.8 кбар. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита дает возраст месторождения 493 ± 5 млн лет, что указывает на образование месторождения в период Пан-Африканского тектоно-метаморфического события, чей возраст оценивается в 500–530 млн лет (Martelat et al., 2002).

Месторождение Сандавана, Зимбабве. Месторождение, открытое в 1956 г., расположено на юге страны в 65 км от г. Мберенгва, провинция Мидлендс. Добыча началась в 1958 г. и продолжалась вплоть до 2000 г., когда все рудники были закрыты из-за падения спроса на изумруды.

Геологическое строение. Месторождение локализовано в южной части зеленокаменного пояса Мвеза, расположенного на южной окраине архейского кратона Зимбабве вблизи северного окончания подвижного пояса Лимпопо. Зеленокаменный пояс сложен серией интенсивно деформированных и в средней степени метаморфизованных базит-гипербазитовых вулканитов и осадочных пород, которые прорываются многочисленными относительно небольшими телами редкометалльных пегматитов, концентри-

рующихся на южном фланге пояса. Рудные тела формировались на контакте базит-гипербазитовых лав и пегматитов (Zwaan et al., 1997). Изумруды обычно обнаруживаются вблизи контакта между пегматитами и сланцами, всегда в зонах вблизи деформированных пегматитов, а также в аповулканитовых метасоматических сланцах, характеризующихся чередованием обогащенных флогопитом и актинолитом слоев. При отсутствии такого расслоения изумрудов не бывает. Минералы, ассоциирующие с изумрудом: альбит, флогопит, куммингтонит, фторапатит, актинолит, холмквистит, фенакит, хромсодержащий ильменорутит и хромит.

Характеристика камня. Окраска большей части изумрудов варьирует от зеленой до темно-зеленой. Хотя есть и бледно-зеленые камни. Кристаллы обычно небольшие (кристаллы ювелирного качества имеют размер 2–12 мм). Самый крупный кристалл, добытый на месторождении, весил 1021.5 карат (Zwaan, 2006). Содержание хрома и ванадия в изумрудах месторождения варьируют от 0.04 до 3.05 мас.% Cr_2O_3 и от 0 до 0.14 мас.% V_2O_5 . Кроме того, концентрации других элементов примесей (Mg, Fe, Na) составляют (мас.%): 2.18–2.87 MgO, 0.26–1.23 FeO, 1.53–2.48 Na_2O (Zwaan, 2006).

Включения. Твердые включения в изумруде представлены актинолитом, куммингтонитом, холмквиститом, альбитом, апатитом, флогопитом, кальцитом, доломитом, кварцем, ильменорутилом. Флюидные включения встречаются в основном в залеченных трещинах. Размер индивидуального включения в большинстве случаев не превышает 6 мкм. Однако встречаются и более крупные первичные включения длиной до 35 мкм, вытянутые вдоль оси с кристалла. Такие включения декрепетированы и вблизи них обнаруживается карбонат, свидетельствующий, что изначально растворы, в них заключенные, были обогащены CO_2 (Zwaan, 2006).

Представления о генезисе. Изумруды Сандаваны сформировались на контакте между зеленокаменными породами пояса Мвеза и пегматитами. Редкометалльные пегматиты внедрились в ходе главного этапа деформации 2.6 млрд лет назад. Затем по зонам трещиноватости и расщеливания произошло внедрение обогащенных Na флюидов, содержащих F, P, Li, Be и Cr, обусловивших альбитизацию пегматитов и флогопитизацию зеленокаменных по-

род. Формирование изумруда сопряжено с синтетоническим K-Na метасоматозом. В ходе этого процесса микроклин, олигоклаз, кварц из пегматитов и хлорит из зеленокаменных пород замещались альбитом, флогопитом, актинолитом, куммингтонитом, холмквиститом, фторапатитом и изумрудом. Образование изумруда ювелирного качества происходило при относительно низком давлении при температуре 560-650°C, оцененной по апатит-флогопитовому термометру.

Месторождения в осадочных и метаосадочных породах (группа IB)

Эти месторождения, имеющие небольшое экономическое значение, сопряжены с гранитами, которые интродуцируют осадочные или метаосадочные породы.

Месторождения Казахстана. В настоящее время в Казахстане известны два проявления изумрудной минерализации. Одно из них Куу Южное расположено в центральной части страны, а второе Делбегетей – на юго-востоке. Оба проявления связаны с гранитными интрузивами, которые прорывают различные по составу метаморфические и осадочные породы. Большая часть кристаллов зеленого берилла и изумруда из первого месторождения не имеют коммерческого значения. В то же время месторождение Делбегетей эксплуатируется с начала 90-ых гг. прошлого века и дало некоторое количество ювелирного материала (Gavrilenko et al., 2006).

Месторождение Делбегетей расположено в Чарском районе приблизительно в 100 км к югу от Семейтау (бывший Семипалатинск). Изумрудная минерализация тесно связана с делбегетейским гранитным плутоном, который прорывает песчаники каменноугольного возраста на пересечении Западно-Колбинского разлома северо-восточного простирания и трансформного разлома северо-западного простирания. Интрузив сложен несколькими типами и фациями гранитов (Gavrilenko et al., 2006). Большая часть плутона сложена порфировидными биотитовыми гранитами. К более молодым образованиям относятся лейкократовые и гомогенные биотитовые граниты, и прорывающие их аплитовые жилы. Вмещающие породы превращены в роговики на контакте с гранитами. Месторождение локализовано в южном контакте гранитного массива и

связано с широтной зоной трещиноватости длиной более 1300 м. Мощность зоны от 2 до 15 м, падение почти вертикальное. Вмещающие породы вдоль этой зоны претерпели метасоматические преобразования нескольких этапов (окварцевание, турмалинизация и актинолитизация), что привело к развитию системы ветвящихся жил, сложенных в основном кварцем, мусковитом, турмалином, флюоритом и бериллом.

Изумруд чаще всего обнаруживается в гнездах слюдяных грейзенов и кварц-мусковитовых прожилках. Некоторые грейзеновые гнезда достигают 0.6 м в поперечнике, а мощность прожилков варьирует от 5 до 20 см (Gavrilenko et al., 2006).

Характеристика камня. Самые крупные кристаллы изумрудов, найденные на месторождении, достигали длины 15 мм, но в основном кристаллы более мелкие. Кристаллы, имеющие наиболее интенсивную зеленую окраску, содержат синий флюорит. Все кристаллы имеют сильный синеватый оттенок, несколько отличный от изумрудов из других проявлений, и характеризуются цветовой зональностью, параллельной граням призмы и пинакоида. Границы между отдельными зонами могут быть как резкими, так и постепенными. По сравнению с изумрудами из месторождений, сопряженных с пегматитами и апогипербазитовыми слюдитами изумруды Делбегетей характеризуются очень незначительным количеством примесей (Fe, Mg, Na), мас. %: FeO 0.13-0.37, MgO до 0.10, Na₂O до 0.08. Содержания Cr и V варьируют, мас. %: от 0.02 до 1.02 Cr₂O₃ и от 0.02 до 0.19 V₂O₃ (Gavrilenko et al., 2006).

Включения. Твердые включения в изумрудах редки и представлены в основном пластинками биотита, еще реже встречается рутил, обогащенный W, Cr и Fe. Температура гомогенизации первичных флюидных включений около 400°C, концентрация солей в минералообразующем флюиде составляет 4.06-9.65 мас. % NaCl экв. Расчетные данные показывают, что месторождение формировалось при относительно низком давлении 570-1240 бар (Gavrilenko et al., 2006).

Представления о генезисе. Месторождение Делбегетей генетически связано с гранитным магматизмом. Изотопный состав

кислорода изумруда ($\delta^{18}\text{O} = 11.3\text{‰}$) типичен для месторождений изумрудов, связанных с гранитами. С другой стороны, геологическое положение месторождения необычно, поскольку оно локализовано среди осадочных пород и источник хрома не ясен. По данным работы (Gavrilenko et al., 2006) им могла служить зона меланжа, содержащая олистостромы серпентинитов и подстилающая каменно-угольные осадочные породы.

Месторождение Эйдсволл или Бируд, Норвегия. Геологическое строение. Месторождение находится в 60 км к северо-востоку от Осло и локализовано в северо-восточной части региона Осло, который является рифтовой структурой пермского возраста. Метаморфизованные кембрийские углистые сланцы содержат силлы сиенитов мощностью от 50 см до нескольких метров и длиной до 200 м (Rondeau et al., 2008). Как сланцы, так и силлы интродуцированы небольшими телами пегматитов, около которых сланцы осветлены. Мощность пегматитовых тел варьирует от нескольких до 30 см. Возраст пегматитов по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования 233.4 ± 2.0 млн лет, что отвечает среднему триасу (Loughrey et al., 2013). Местами в пегматитах содержатся небольшие пустоты, где и обнаружен изумруд. Пегматиты сложены в основном микроклином, кварцем и мусковитом. Кроме того, в них распространены кислый плагиоклаз, пирит, пирротин, турмалин флюорит, топаз и берилл. Последний локализован в основном в пегматитах и спорадически в сиенитах и сланцах.

Характеристика камня. Кристаллы изумруда **зеленые или синевато-зеленые, прозрачные до просвечивающих**. Большинство кристаллов незональные, хотя попадаются образцы с сильной зональностью, параллельной базальной плоскости, с почти бесцветными участками. Изумруд содержит существенную примесь ванадия (до 2.44 мас.% V_2O_3); концентрация хрома невысокая (до 0.33 мас.% Cr_2O_3). Содержание Na и Mg не превышают 0.1 мас.% соответствующего оксида. Кроме того, установлены примеси Rb (21-61 г/т) и Cs (35-127 г/т). Концентрация железа очень низкая и варьирует от 467 до 1024 г/т.

Включения. Твердые включения представлены пиритом. Первичные флюидные включения неправильной формы или в фор-

ме отрицательных кристаллов делятся на две группы: (1) двухфазовые и (2) трехфазовые. Включения первой группы состоят из жидкости и доминирующего газового пузырька. Включения второй группы содержат жидкость, газовый пузырек и дочерний кристалл галита. Двухфазовые включения гомогенизируют в интервале 161-383°C; соленость заключенных в них флюидов составляет 0-7.8 мас.% NaCl экв. Температура гомогенизации трехфазовых включений находится в интервале 231-319°C; концентрация солей в них 29.8-31.5 мас.% NaCl экв (Loughrey et al., 2013). Кроме дочернего галита, во включениях второй группы выявлены захваченные кристаллы кальцита, пирротина, галенита, сфалерита; обнаружены единичные кристаллы касситерита, претулита (ScPO_4) (Rondeau et al., 2008). Газовая фаза – это смесь метана, углекислоты, азота, сероводорода и водяной пара (Loughrey et al., 2013).

Представления о генезисе. Изумрудная минерализация пространственно и генетически связана с гранитными пегматитами. Изотопный состав кислорода изумруда ($\delta^{18}\text{O}$) варьирует в узких пределах от 9.1 до 9.8‰ (Loughrey et al., 2013). Изотопный состав кислорода флюида равновесного с бериллом и рассчитанного для температуры 300°C, варьирует от 8.9 до 9.6‰, что отвечает водам магматического происхождения. В то же время, согласно работе (Loughrey et al., 2013), изотопный состав водорода воды (δD) из каналов в структуре минерала находится в пределах от -40...-20‰, отвечая метаморфогенному источнику растворов. Таковым служили метаморфизованные черные сланцы, которые также являлись источником ванадия и хрома для изумруда и обусловили наличие метана и азота в газовой фазе включений. Таким образом, изумрудная минерализация формировалась при взаимодействии магматического флюида, связанного с гранитными пегматитами, и вещества метаморфизованных черных сланцев.

Проявление Дякоу (Dyakuou), Кунтай. Геологическое строение. Проявление находится в провинции Юннань на юге Китая. Оно локализовано в комплексе протерозойских метаморфических пород, который занимает площадь около 2000 км² на границе между Китаем и Вьетнамом. В основании разреза метаморфитов находятся биотит-мусковитовые и биотит-мусковит-кварцевые сланцы. Выше

по разрезу залегают средне-крупнозернистые биотитовые породы с линзами плагиоклазовых амфиболитов, плагиоклазовые гнейсы, эпидозиты, кварциты, и тремолит-плагиоклазовые породы. Метаморфиты прорываются позднесилурийскими гнейсовидными гранитами, которые являются преобладающими интрузивными магматическими породами в районе проявления. Примерно в километре от проявления граниты интродированы телом позднемеловых порфировидных гранитов, чей возраст по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования составляет 76 млн лет (Хуе et al., 2010).

Изумрудная минерализация размещена в кварц-полевошпатовых жилах северо-западного и северо-восточного простирания, рассекающих протерозойскую метаморфическую толщу. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковита СЗ жил и биотита СВ жил свидетельствуют об их близком возрасте 124.3 и 123.8 млн лет соответственно (Хуе et al., 2010). Большая часть изумрудов приурочена к СВ жилам, но их качество ниже, чем в СЗ жилах (Хуе et al., 2010). Всего на проявлении установлено 30 жил. Запасы оцениваются в 7 тонн.

Характеристика камня. Окраска камня желтовато-зеленая от средней до высокой степени интенсивности. В некоторых кристаллах проявлена зональность перпендикулярная оси с: бесцветная центральная часть и желтовато-зеленая краевая. Длина кристаллов достигает 10 см при поперечнике первые см. Изумруд содержит существенную примесь ванадия (до 3.87 мас.% V_2O_3); концентрация хрома существенно ниже (до 0.09 мас.% Cr_2O_3). Кроме того, установлены примеси Rb (до 30 г/т) и Cs (до 2500 г/т), Li (до 350 г/т). Концентрации железа и магния варьируют от 2588 до 3689 и от 4002 до 7406 г/т (Ну, Lu., 2019; Zheng et al., 2019).

Включения. В изумрудах преобладают первичные двухфазовые включения (жидкость + газ); очень редко обнаруживаются включения с жидкой CO_2 и включения с недиагностированной твердой фазой. Температура гомогенизации двухфазовых включений 204-280°C, соленость заключенных в них флюидов варьирует от 5.5 до 10.5 мас.% NaCl экв (Хуе et al., 2010).

Представления о генезисе. Изотопный состав кислорода изумруда ($\delta^{18}\text{O}$) варьирует в узких пределах от 10.6 до 11.2‰ (Хуе et al.,

2010). Температура, рассчитанная по изотопному составу кислорода сосуществующих кварца и берилла, составляет 365-420°C (Хуе et al., 2010). Изотопный состав кислорода флюида, равновесного с бериллом, рассчитанного для этой температуры, варьирует от 11.3 до 12.3‰, что близко к растворам магматического происхождения, которые испытали смешение с метаморфогенными водами, чьим источником могли служить вмещающие метаморфиты. Величина δD (-76.4‰) воды из каналов в структуре берилла отвечает водам магматического происхождения. Эти данные указывают на магматический источник растворов, ответственных за формирование изумрудной минерализации. Давление при образовании изумруда оценивается в 1.5-3.3 кб.

Проявления в гранитах (группа IC)

Проявления установлены в Нигерии. Они локализованы в юрских кольцевых гранитных анорогенных комплексах. Граниты кристаллизовались в вулканической до субвулканической обстановках и относятся к щелочным с пертитовым калишпатом, натровым амфиболом и щелочным пироксеном. В апикальной части таких интрузивов и в породах кровли развита вкрапленная оловянная, вольфрамовая, ниобиевая, танталовая, цинковая минерализация, сопряженная с K-Na метасоматозом, кварцевые жилы, гнезда и прожилки пегматитов, тела замещения (Guilian et al., 2019).

Изумрудная минерализация обнаружена в единичных шлирах пегматитов размером до 8 см в ассоциации с полевым шпатом, кварцем, топазом, акваарином на контакте между гранитами и вмещающими породами и небольших миароловых пустотах, расположенных не далее 20 и от контакта с вмещающими метаморфитами в апикальной части гранитного интрузива. Источник хрома для изумруда остается дискуссионным. Возможно, что источником служили вмещающие сланцы или более молодые вулканы основного состава, которые были захвачены при внедрении гранитов.

Характеристика камня. Цвет изумруда насыщенно зеленый, светлый синева-зеленый, сине-зеленый. Зеленые камни содержат примеси Fe (0.20-0.94 мас.% FeO), Cr (0.02-0.03 мас.% Cr_2O_3), V (0.01-0.04 мас.% V_2O_3). Концентрация Mg – 0.04-0.31 мас.% MgO.

Включения. Форма включений вытянутая или изометричная. Первичные включения хаотично распределены в центральной части кристаллов изумруда и приурочены к зонам роста в промежуточной и краевой частях. По фазовому составу включения делятся на два типа. (1) Многофазовые включения рассолов Na-Ca-Cl с общей соленостью до 45 мас.%; они содержат низкоплотную газовую фазу ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{S}$), галит, кальцит, арагонит. (2) Преимущественно газовые или включения с газовым пузырьком CO_2 очень низкой плотности. Данные по флюидным включениям свидетельствуют, что изумруд кристаллизовался при 400-450°C и 0.2-0.3 кб (Vapnik, Moroz, 2000).

Месторождения класса II

Месторождения этого класса локализованы в метаморфитах разных ступеней: черные сланцы Колумбии, тальк-карбонатные сланцы месторождений долины Сват в Пакистане, амфиболиты месторождения Хабахталь в Австрии, мигматиты проявления Гидденит в США. Для этих месторождений обычно отсутствие гранитных интрузивов, а их формирование связано с циркуляцией флюидов и метасоматозом в надвигах, зонах рассланцевания, жильных системах.

Выделяется четыре группы таких месторождений и проявлений (IIA, IIB, IIC, IID). Группа IIA включает месторождения в метаморфизованных базит-гипербазитах в Бразилии и Австрии; группа IIB – месторождения в черных сланцах в Колумбии, Канаде и США; к группе IIC относятся месторождения в алюмосиликатных и карбонатных метаморфитах в Китае, Афганистане, США; группе IID принадлежат метаморфизованные месторождения класса I Австралии, в Египте.

Месторождения в метаморфизованных базит-гипербазитах (группа IIA)

Месторождения этой группы обнаружены в Бразилии (Санта-Терезинья), Австрии (Хабахталь), Пакистана (долина Сват – Swat Valley)).

Санта-Терезинья (Кампос Вердес [Campos Verdes]), штат Гойас. Месторождение открыто в 1981 г и находится в 320 км к севе-

ро-западу от столицы страны Бразилии. Оно расположено в северной части зеленокаменного пояса Гриккас. Район сложен сланцами и кварцитами с телами основных-ультраосновных пород и кремнекислых силлов. Эти образования принадлежат протерозойской серии Пилар де Гойас (1600-1100 млн лет). В ходе орогении (1200-1100 млн лет) региональный метаморфизм и деформации обусловили формирование складок, имеющих меридиональное простирание, и образование тальк-хлорит-карбонатных сланцев, кварц-серицитовых сланцев, кремнистых сланцев, железистых кварцитов, прослоев мраморов, также на этом этапе произошло внедрение гранитоидов массива Сан-Хосе де Алегре. На месторождении пегматоидные тела не обнаружены, и изумрудная минерализация локализована во флогопитовых сланцах (флогопититах), биотит-тальк-карбонатных и карбонат-биотитовых сланцах. Флогопититы – это продукт метасоматоза; их мощность варьирует от 1 см до 0.5 м (Giuliani et al., 1990).

Характеристика камня. Длина кристаллов изумруда на месторождении не превышает 1 см. Масса ограненных камней обычно менее 1 карата. Содержание хрома в изумруде достигает 1.54 мас.% Cr_2O_3 (в среднем 0.54 мас.%), магния – 3.36 мас.% MgO (2.84 мас.%), железа – 1.82 мас.% FeO (1.15 мас.%), натрия – 2.18 мас.% Na_2O (1.77 мас.%) (Киевленко, 2001). В изумрудах с помощью различных методов были диагностированы хромит, пирит, пирротин, доломит, магнезиальный сидерит, магнезит, тальк, флогопит, изумруд, кварц, пирофиллит, рутил, галит и сильвин. Флюидные включения представлены двухфазовыми газово-жидкими включениями. Большое количество включений хромита может служить типоморфным признаком изумрудов рассматриваемого месторождения (Lariucci et al., 1990).

Представления о генезисе. Месторождение сформировано в результате внедрения флюидов по плоскостям напластования и трещинам. Пегматоидные жилы отсутствуют. Надвиговые движения привели к смятию тальк-карбонатных сланцев с образованием изоклинальных складок, в ядрах которых наиболее часто встречаются изумруды. Кроме того, изумруды встречаются и по плоскостям рассланцевания. Изотопные данные ($\delta^{18}\text{O}$ и δD изумрудов и парагенного флогопита) отвечают как магматическим, так и метаморфическим

флюидам. Однако отсутствие гранитов и пегматитов предполагает, что месторождение сформировалось в результате воздействия метаморфических флюидов. По мнению (Giuliani et al., 1990) формирование шло в течение двухстадийного процесса: 1) метаморфизм; 2) более позднее внедрение гидротермальных флюидов, вызывающих замещение ранее существовавших слоев и образование стратиформной изумрудной минерализации.

Месторождение Хабахталь, Австрия. Месторождение находится приблизительно в 70 км к востоку от Инсбрука, столицы Тироля. Оно обрабатывалось вероятно еще в эпоху Римской империи или даже кельтами. В настоящее время оно законсервировано.

Геологическое строение. Месторождение находится в пределах тектонического окна Тауэрн (Восточные Альпы) вблизи тектонического контакта между очковыми ортогнейсами (Центральные гнейсы) и серией амфиболитов, слюдяных сланцев, метавулканитов и черных филлитов, переслаивающихся с серпентинитами, которые относят к свите Хабах (Рис. 130). Эта свита является частью нижнего сланцевого чехла, рассматриваемого как тектонический покров альпийского возраста над Центральными гнейсами (Grundmann, Morteani, 1989). В целом толща считается тектоническим меланжем, являющимся результатом альпийской тектоники. Кроме месторождения Хабахталь, интенсивная Ве, Мо, Вi минерализация отмечена на месторождении вольфрама Ферберталь, также находится в пределах свиты Хабах.

Собственно изумрудная минерализация локализована в метасоматических зонах, получивших название blackwall (флогопитовые слюдиты) и являющихся результатом метасоматической реакции между гранатонесными слюдяными сланцами и гипербазитами и тальковыми сланцами при региональном метаморфизме, включавшем интенсивную деформацию (Рис. 131).

Преобладающим минералом Ве является берилл. Другие минералы бериллия развиты локально и относятся к аксессуарам: фенакит, хризоберилл и миларит ($K_2Ca_4Al_2Be_4Si_{24}O_{60} \cdot xH_2O$). Фенакит и хризоберилл встречаются только в массивных линзах хлорита и флогопита среди тальковых сланцев.

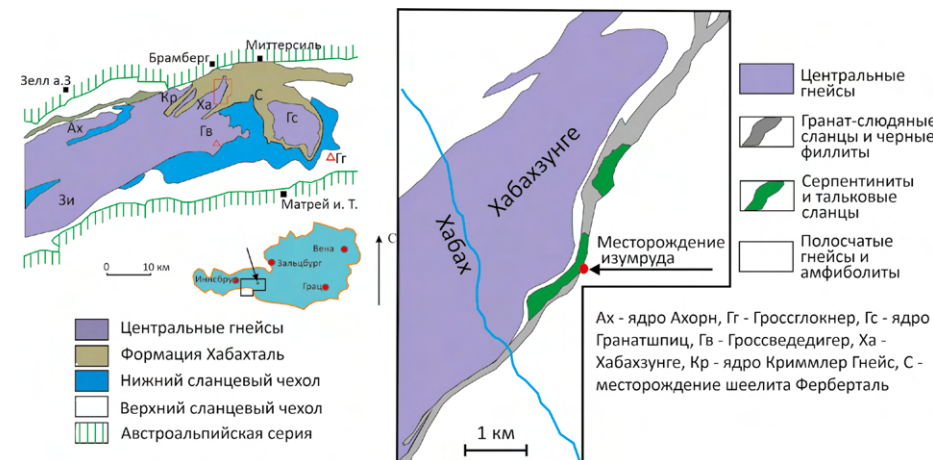


Рис. 130. Схематическая геологическая карта окрестностей месторождения Хабахталь и региональное положение относительно тектонического окна Тауэрн (по Grundmann, Morteani, 1989)

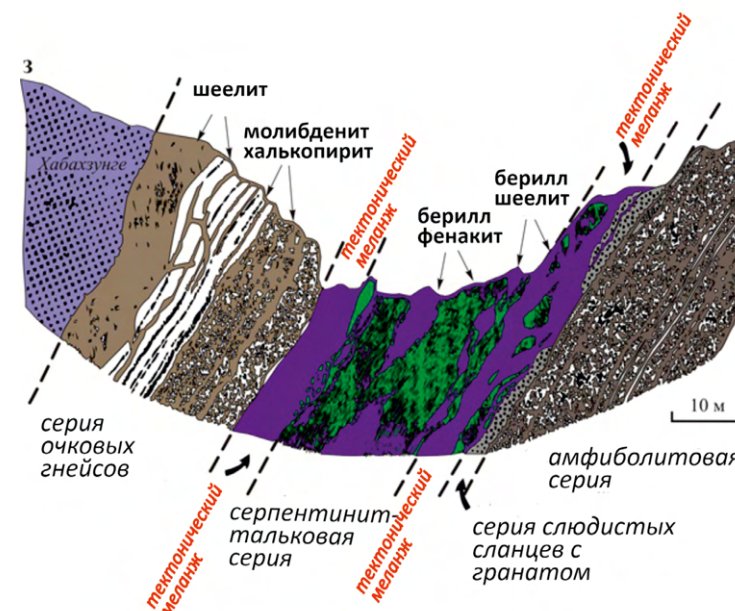


Рис. 131. Геологический разрез месторождения Хабахталь (по Grundmann, Morteani, 1989)

Характеристика камня. Изумруды приурочены к флогопитовым слюдитам. Иногда кристаллы низкого качества встречаются в хлоритовых и тремолит-талковых сланцах в непосредственной близости к слюдитам. Максимальный размер кристаллов 2.5 см в длину и 1.5 см в поперечнике. Кристаллы короткостолбчатые и призматические, хотя также отмечаются и уплощенные псевдоромбические. Цвет кристаллов изумруда от светло- до темно-зеленого, а распределение окраски пятнистое или зональное. Содержание хрома в минерале достигает 0.15 мас.% Cr_2O_3 (Киевленко, 2001).

Включения. Типичными минеральными включениями в изумрудах являются тремолит-актинолит и флогопит. Иголочки амфиболов зеленого цвета образуют скопления и пучки. Включения флогопита скрыты в скоплениях тремолит-актинолита или представлены отдельными коричневыми пластинками, разбросанными по всему объему кристалла изумруда (Le, 2008). К менее распространенным твердым включениями относятся олигоклаз, апатит, эпидот, титанит, мусковит, хлорит и кварц (Grundmann, Morteani, 1989; Le, 2008).

Изумруды обычно содержат первичные флюидные включения, параллельные оси с. При комнатной температуре включения содержат три флюидные фазы (жидкая H_2O , жидкая CO_2 и газ). Температура гомогенизации включений составляет 300°C, соленость 6-9 мас.% экв. NaCl. По визуальной оценке содержание CO_2 во включениях составляет 15-20 об.% (Grundmann, Morteani, 1989). Эти характеристики флюидов близки к таковым в синметаморфических альпийских трещинах в свите Хабах.

В то же время Райнер Томас с соавторами (Thomas et al., 2020) выявил включения водонасыщенных расплавов в кристаллах изумруда, свидетельствующих о вероятном формировании изумрудной минерализации при участии пегматитоподобного алюмосиликатного расплава в надкритических условиях при ~700°C и давлении около 5 кбар.

Представления о генезисе. Предполагается, что кристаллы изумруда формировались синхронно с тектоническими процессами и после их завершения в основном на контакте между мусковит-плагиоклаз-хлоритовыми будинами и слюдитами (Рис. 132). Геохими-

ческий анализ показывает, что слюдиты обогащены Be, который, как считают Grundmann и Morteani (1989), имел своим источником морские вулканические эксгаляции. Расчет масс-баланса показывает, что преобразование метapelитов, метавулканитов и серпентинитов приводило к замещению обогащенных Be силикатов, таких как мусковит, биотитом и хлоритом, а высвобождавшийся Be фиксировался в берилле. Источником хрома служили метасоматически измененные гипербазиты (Grundmann and Morteani, 1989).

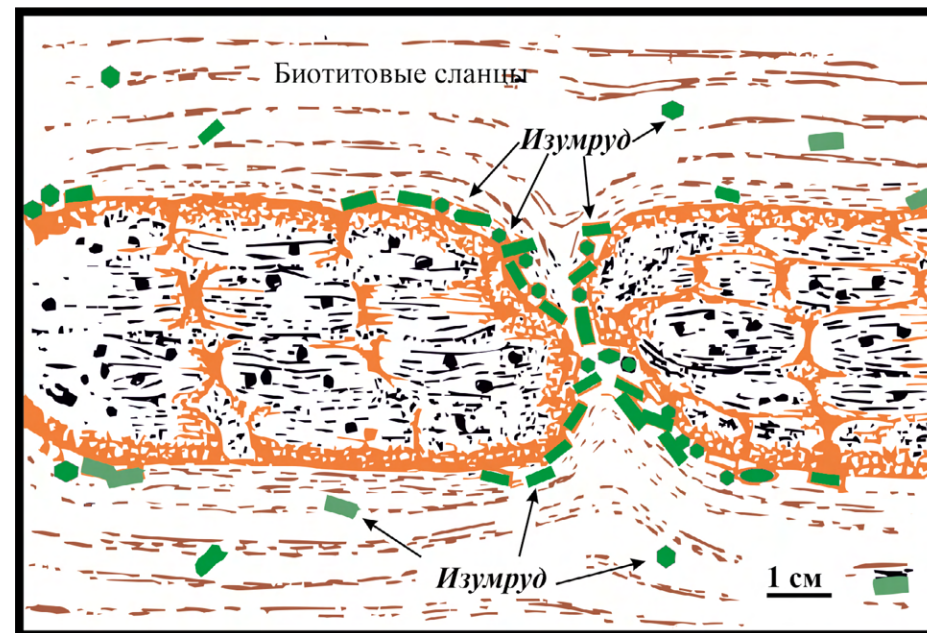


Рис. 132. Схематический разрез через мусковит-хлорит-плагиоклазовую будину, окруженную биотитовыми сланцами (по Grundman, Morteani, 1989)

По мнению (Grundmann, Morteani, 1989) предположение о метаморфическом происхождении изумрудной минерализации подтверждается следующими фактами: 1) очковые текстуры вмещающих пород; 2) резкозональные кристаллы изумрудов с сигмоидальными цепочками включений, указывающими на полистадийный рост, одновременный с деформацией; 3) отсутствие контактовой минерализации; 4) распределение РЗЭ и соотношение между Yb/Ca и Tb/Ca в сосуществующем флюорите указывает на су-

ществование флюидной фазы не пегматитового происхождения при формировании изумрудов. Кроме того, по своим характеристикам флюидные включения в изумрудах похожи на включения в минералах из синметаморфических трещин альпийского типа в породах свиты Хабах (Grundmann and Morteani, 1989).

Однако, Zwaan (2006) полагает, что в тех случаях, когда на месторождениях нет пегматитов, служащих источником Be, надо с осторожностью относиться к предположению, что этот элемент выщелачивается из вмещающих пород, поскольку флюиды могут мигрировать на значительные расстояния от пегматитов, особенно по рассланцованным породам. Этот исследователь также указывает на присутствие пегматитов в Центральных гнейсах и на то, что изумруды Хабахталя содержат до 760 г/т Cs, что свидетельствует в пользу пегматитового источника флюидов. Это мнение об участии пегматитового флюида поддерживается обнаружением расплавных включений в изумруде.

Месторождения долины Сват, Пакистан. Месторождения находятся в провинции Хайбер-Пахтунхва на севере Пакистана. В настоящее время в районе известны пять месторождений Шамозай (Shamozai), Мингора (Mingora), Гуджар Кили (Gujar Killi), Чарба (Charbagh) и Махад (Makhad). Из этих пяти месторождений первым в 1958 г. была открыта Мингора. Первоначально месторождения эксплуатировались государственной компанией, а с начала 70-ых гг. прошлого века частными структурами. Изумруды из месторождений района Сват впервые появились на мировом рынке в 1981 г. на ярмарке в Тусоне.

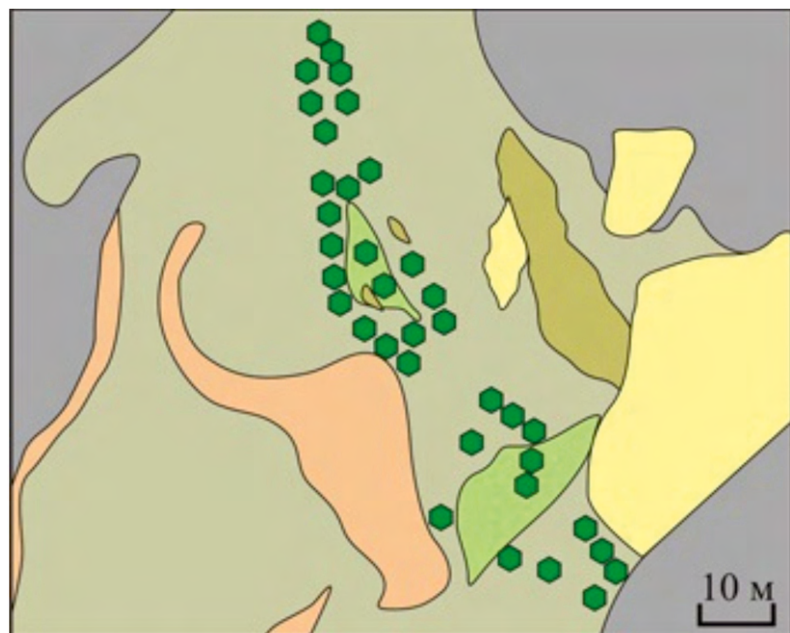
Геологическое строение. В геологическом строении района месторождений принимают участие образования двух структурных этажей. Нижний структурный этаж, обнажающийся на юге района, сложен докембрийскими кристаллическими сланцами, которые прорваны раннепалеозойскими гранитами и очковыми гранито-гнейсами. Эти породы несогласно перекрыты известковистыми кварц-гранат-слюдяными и кальцит-графитовыми сланцами позднего палеозоя. Верхний структурный этаж является зоной развития меланжированных пород (голубые сланцы, зеленые сланцы и офиолиты). Офиолитовый меланж, с которым связаны месторождения

долины Сват, сложен в основном измененными ультраосновными породами с локально развитыми пилоулавами, кумулатными базитами и метаосадочными породами. Породы офиолитового меланжа слагают линзовидные тела в пределах и вдоль северного контакта Индо-Пакистанской плиты. Изумрудная минерализация приурочена к горизонту тальк-доломитовых сланцев мощностью около 50 м, контактирующих с графитовыми сланцами. Вверх по разрезу тальк-доломитовые сланцы переходят в хлорит-тремолитовые. Толща содержит блоки будинированных серпентинитов, метабазитов и метаосадочных пород. Изумрудоносные тальк-карбонатные породы представляют собой апосерпентинитовые метасоматиты и содержат от 25 до 50 об.% талька, 20-45 об.% доломита и железистого магнезита и от 0 до 8 об.% антигорита и неравномерно распределенные фуксит, хромит и кварц (Аурангзёб, Романович, 1987).

Строение изумрудоносных метасоматитов зональное. Внутренние части, сложенные слабосерпентинизированными гипербазитами, окружены широкими зонами серпентинитов, которые в свою очередь сменяются периферическими тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами. Местами реликтовые гипербазиты могут отсутствовать (месторождение Мингора), а в некоторых случаях также отсутствует и серпентинитовая промежуточная зона (месторождение Гуджар Кили) (Рис. 133). На всех месторождениях района изумрудная минерализация сопровождается кальцит-кварцевыми и кварцевыми жилами и прожилками с хромистым мусковитом (фукситом), турмалином и новообразованным светло-зеленым тальком. Возраст мусковита из кварцевых жил, оцененный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, составляет 23.7 ± 0.1 млн лет, что отвечает олигоцену (Dilles et al., 1994).

На месторождениях выделяется три морфологических типа изумрудной минерализации (Kazmi et al., 1986). Источником основной части материала высокого ювелирного качества являются рассеянные скопления кристаллов изумруда и кварцевые прожилки, которые развиты в зонах лимонитизации среди рассланцованных тальк-карбонатных пород. Ассоциирующие с изумрудом минералы – это хромистый мусковит и обогащенный хромом зеленый дравит. Другой морфологический тип – это достаточно крупные

идиоморфные кристаллы (до 5-6 г) в тальк-карбонатных породах на расстоянии 15-20 см от кварцевых линз. К третьему типу относятся кварц-кальцитовые прожилки, зоны прожилкования и штокверки прожилков с небольшими кристаллами изумрудов на пересечении минерализованных трещин. Прожилки локализуются в интенсивно трещиноватых кварцсодержащих магнезитовых породах, ассоциирующими с изумрудом минералами являются снова фуксит и хромистый дравит.



Меланж Мингора:

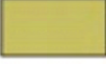
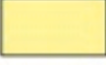
 графитовые сланцы	 проявления изумруда
 тальковые сланцы	 карбонатно-тальковые породы
 тальк-карбонатные сланцы	 известняки
	 обломочный материал

Рис. 133. Строение зоны офиолитового меланжа и расположение проявлений изумрудной минерализации Гуджар Килли (по Bowersox, Anwar, 1989)

Характеристика камня. Цвет обычных изумрудов месторождений района от **бледно- до темно-зеленого**. На месторождениях также описан трапиче-изумруд (Gao et al., 2019), кристаллы которого зональные (от центра к краю): бесцветная центральная часть, светло-зеленая зона с шестью черными лучами и темно-зеленая внешняя зона. Внешняя зона шириной 1-2 мм практически бездефектная. Черные лучи сложены магнетитом. Содержание хрома в стандартном изумруде составляет 0.15-2.10 мас.% Cr_2O_3 , концентрации железа, магния и натрия варьируют от 1.0 до 2.5 мас.% Fe_2O_3 , от 1.89 до 3.01 мас.% MgO и от 0.75 до 2.33 мас.% Na_2O (Arif et al., 2011). Наиболее высоким содержанием хрома характеризуется изумруд из месторождения Гуджар Кили. Иногда изумруды могут содержать примесь ванадия (до 1 мас.% V_2O_5).

Включения. Типоморфными твердыми включениями в кристаллах изумруда являются магнезит, доломит, хромистый мусковит (фуксит), хромит и тальк. Реже встречаются хлорит, актинолит, флюорит, кварц, магнетит, гематит, рутил, пирит и молибденит.

В обычных изумрудах наиболее распространены псевдотермические двухфазовые включения вдоль залеченных трещин. Газовая фаза включает CO_2 , N_2 , CH_4 . Первичные двухфазовые включения редки, и они ориентированы параллельно оси с. Трапиче-изумруды содержат многочисленные двух- и трехфазовые включения, газовая фаза которых представлена углекислотой и азотом (Guo et al., 2020). Трехфазовые флюидные включения, содержащие углекислоту, имеют форму скрученных нитей, вуалей, трубок и отрицательных кристаллов. Температура гомогенизации 280-380°C.

Представления о генезисе. Изотопное изучение магнезита первой промежуточной зоны показало, что формирование минералов происходило при участии ранних метаморфогенных флюидов, в то время как вторая промежуточная и внешняя зоны формировались за счет инфильтрации гидротермальных флюидов, обогащенных Si, Be, B, K, и Ca. Источником хрома служил хромит серпентинитов.

Arif et al. (2011) проанализировали Cr, Be, B, и другие рассеянные элементы в офиолитовых породах, с которыми сопряжены месторождения изумрудов. Показано, что Cr из хромсодержащих

силикатов (изумруд, Cr-турмалин, фуксит) вынесен из гипербазитов. Бериллий и бор привнесены гидротермальными растворами. Эти исследователи предположили, что Be и B имели своим источником скрытые на глубине тела лейкогранитов.

Все исследователи сходятся во мнении, что формирование месторождений долины Сват связано с гидротермальным (пневмато-гидротермальным) процессом. Изучение стабильных изотопов (O, H) изумрудов, турмалина, хромового мусковита (Arif et al., 1996) показывает, что растворы, ответственные за формирование изумрудной минерализации, скорее всего имели магматическое происхождение и испытали интенсивное взаимодействие с метаосадочными вмещающими породами и серпентинитами.

Месторождения в черных сланцах (группа IIB)

Месторождения распространены в Колумбии, обнаружены проявления в Канаде (Маунт Ривер – Mount River)) и США (Уинта Маунтинс – Uinta Mountains).

Месторождения Колумбии. На протяжении большей части истории в Колумбии добывались самые крупные и наивысшего качества изумруды в мире. Распределение изумрудов в зонах минерализации крайне неравномерное, поэтому до начала эксплуатации оценить запасы весьма затруднительно. Официально сообщаемые содержания изумрудов в колумбийских месторождениях – 1 карат/м³. Но запасы отдельных месторождений неизвестны. Сообщалось, что из месторождения Chivor с 1921 по 1957 добыто 500000 карат.

Более 200 месторождений и проявлений в стране расположены в пределах двух узких полос по обеим сторонам Восточной Кордильеры, которая в свою очередь является самой восточной из трех горных цепей, протянувшихся от северного окончания Анд. Горнорудный район Guavió-Guatéque представляет собой восточный фланг Восточной Кордильеры. Месторождения района Chivor, Gachalá и Macanal сформировались 65 млн лет назад (Cheilletz et al., 1997). Изумрудоносный район Vasquez-Yacorí расположен на западном фланге Восточной Кордильеры и включает месторождения Коскез (Cosquez), Марипи (Maripi), Музо (Muzo), Ла Паве (La Pava), Пеньяс Бланкас (Peñas Blancas) и Якопи (Yacorí) (Рис. 134). По дан-

ным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования месторождение Коскез сформировалось 35-38 млн лет назад, а месторождение Музо – 32 млн лет назад (Cheilletz et al. 1994). Однако, основываясь на данных Rb/Sr датирования, Schultz-Güttler and Romero-Ordóñez (2000) высказали предположение, что эти два месторождения одновозрастны.

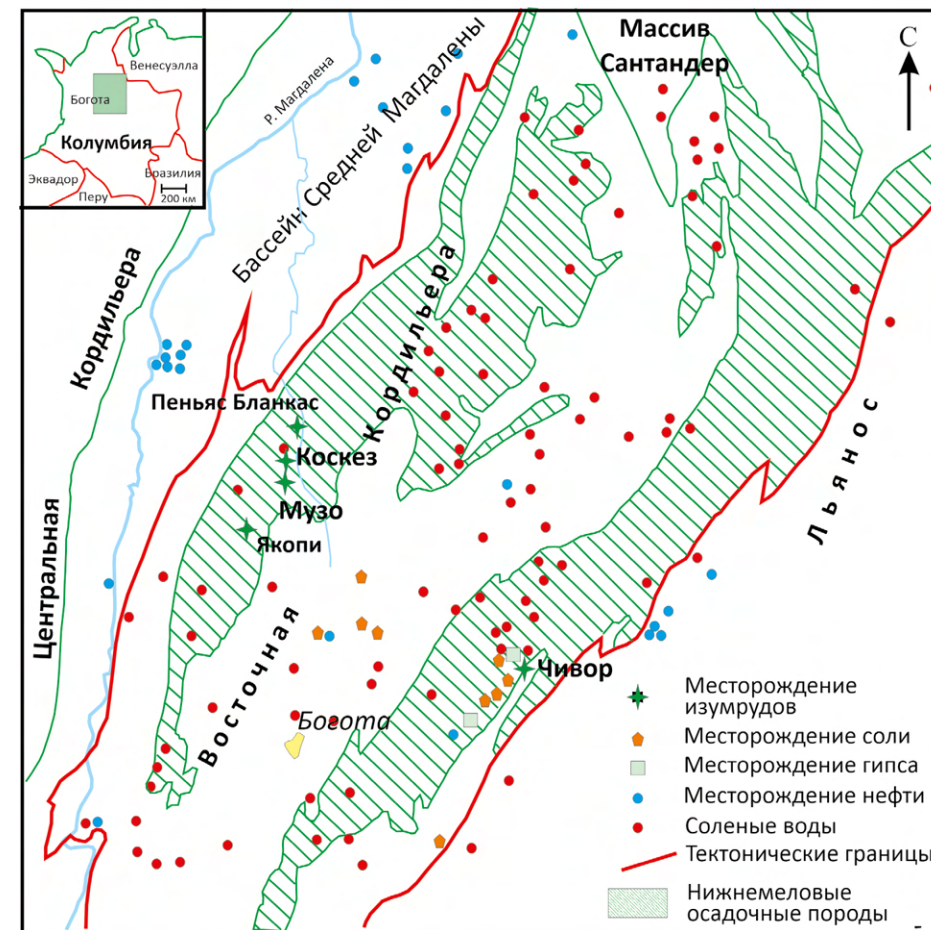


Рис. 134. Схема размещения месторождений изумрудов Колумбии (по Banks et al., 2000)

Месторождения контролируются глубинными региональными взбросами или надвигами, зонами гидроразрывов, пересечениями разрывных нарушений и переслаиванием проницаемых слоев аренитов (отсортированные песчаники, не содержащие глинистого

материала или с небольшим его количеством) и непроницаемых черных сланцев.

В настоящее время первые месторождения Колумбии уже почти отработаны, но обнаружение новых объектов в области Марипи, начиная с месторождения Ла Пита, открытого в 1998 г, должны гарантировать Колумбии первое место в мире по добыче изумрудов в течение многих лет.

Минерализация структурно контролируется тектоническими блоками шириной 200-300 м и локализована среди черных пиритовых сланцев, черных углистых и аспидных сланцев, подвергшихся Na-Ca метасоматозу. Кроме того, вмещающие породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками, доломитами, конгломератами и эвапоритами.

Основными метасоматическими породами, развитыми на месторождениях изумрудов, являются альбититы (шахтерский термин – *kaolin*). Это массивные беловатые полосчатые образования, которые переслаиваются с черными сланцами. Они слагают горизонты метасоматизированных черных сланцев и образовались в результате флюидного воздействия, которое фиксируется эпигенетическим ростом альбита, кальцита, доломита, пирита, слюды и кварца. Некоторые слои альбититов смяты в складки и рассечены свитами карбонат-пиритовых жил.

Также выделяются тектонические статиформные брекчии (шахтерский термин – *senicero*), состоящие из обломков черных сланцев и альбититов и сцементированные пиритом, альбитом и измельченными черными сланцами. Они могут содержать гнезда изумрудов. Большая их часть лежит параллельно полосчатости черных сланцев и в непосредственной близости от альбититов. В масштабах месторождений брекчии выглядят согласно залегающими с черными сланцами.

На месторождениях развиты жилы двух стадий, которые могут быть наложенными и образовывать жилы сложного минерального состава. Жилы безрудной стадии 1 состоят в основном из радиально-лучистого кальцита и пирита, а жилы продуктивной стадии 2 сложены ромбоэдрическим кальцитом, доломитом, альбитом или олигоклазом, пиритом, ± кварц, и второстепенными ± мусковитом, ±

± паризитом, ± флюоритом, ± баритом, ± апатитом, ± арагонитом, ± лимонитом и графито- и антрацитоподобное вещество.

Характеристика камня. Цвет изумруда варьирует от светло-зеленого до темно-зеленого и зависит от содержания иона хромафора (Рис. 135). Как правило, краевые зоны гексагональных призм или пинакоид окрашены наиболее интенсивно. Nassau (1983)



Рис. 135. Изумруд, Колумбия, 20.95 карата.
Фото: Gemlovers

предположил, что в целом более интенсивная окраска колумбийских изумрудов, чем у железосодержащих изумрудов из месторождений, сопряженных с гипербазитами, связана с тем, что Fe^{3+} гасит красное свечение. Зеленый цвет изумрудов из месторождения Чивор более насыщенный по сравнению с изумрудами из Музо.

Характерной особенностью состава изумрудов Колумбии является отсутствие или очень низкое содержание железа ($FeO < 0.01$ мас.%). По мнению Ottaway (1991) связывание Fe в пирите, является важным фактором в образовании **привлекательного цвета изумрудов Колумбии**.

Трапиче-изумруды были найдены только в Колумбии на месторождениях района Васкез-Якопи (Vasquez-Yacopi). Такое название дано, потому что форма включений в них напоминает ножи (trapiçe), которыми в доколумбовой Америке индейцы рубили сахарный тростник. Трапиче-изумруды встречаются в черных сланцах или альбитизированных черных сланцах вблизи изумрудоносных жил (Hochleitner, 2002). Они состоят из гексагонального ядра, на которое нарастает внешняя «раковина» из изумруда с шестью плоскостными «щупальцами», расходящимися по радиусам от центра (Рис. 136). Эти «щупальца» содержат включения альбита и карбоната, но также в меньших количествах могут содержать битумы, пирит, монацит, калиевый полевой шпат, циркон и апатит (Ohnenstetter

et al., 1998). Sunagawa (2005) отнес «трапиче» явление как в корундах, так и изумрудах к скелетному или дендритному росту, при котором ребра и вершины растут гораздо быстрее чем грани.

Твердые включения в изумрудах представлены обломками черных сланцев, графито- и антрацитоподобным веществом, кальцитом, доломитом или магнезитом, баритом, пиритом, пирротином, кварцем, альбитом, апатитом, рутилом, гетитом, паризитом.

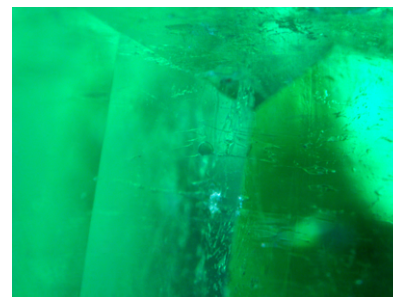
Согласно (Giuliani et al., 1994) по химическому составу флюидные включения в изумрудах можно разделить на 2 группы. К первой группе относятся включения, насыщенные в отношении галита и содержащие кубик галита (12-15 об %), рассол (75 об %) и газовую фазу (10-13 об %). Ко второй группе отнесены включения, содержащие большое количество твердых фаз, включая смеси NaCl, KCl, (Ca, Fe)Cl₂ и разные карбонатные фазы. В состав газовой фазы таких включений входят H₂O, CO₂, and N₂ в разных соотношениях.

Галит и сильвин являются наиболее распространенными дочерними твердыми фазами в изумрудах (Рис. 137). Ассоциация галита и сильвина часто встречается во включениях из изумрудов месторождений Коскез и Музо. Кроме того, в изумрудах всех районов обнаружены сложные смеси хлоридов кальция, железа, марганца, калия. Другие дочерние твердые фазы представлены карбонатами (Zn-Ca, Ca-Fe (анкерит), Ca-Fe-Mg (доломит), Ca-La-Ce (паризит), Fe (сидерит)) сульфидами (пирит, сфалерит), силикатами (титанит, берилл, слюда), кварцем, оксидами железа, и апатитом.

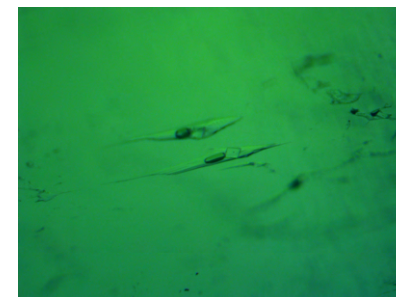
В целом минералообразующие флюиды гомогенные, с очень высокой концентрацией солей (около 40 мас.% экв. NaCl) принадлежат системе H₂O-NaCl-CaCl₂-KCl-CO₂-N₂. Солевая составляющая, вероятно, получена при растворении эвапоритовых слоев, а газовая составляющая (CO₂, N₂) – при взаимодействии гидротерм с черными сланцами.



Рис. 136. Трапиче-изумруд,
Колумбия, 1.2 карата.
Фото: Синев Д.С.



а



б



в

Рис. 137. Трехфазовые включения характерной пилообразной формы
с кристалликами галита в изумрудах Колумбии.
Поле зрения: а – 1.5 мм; б – 0.8 мм; в – 1 мм.
Фото: Синев Д.С.

Представления о генезисе. На восточном фланге Восточной Кордильеры месторождения изумрудов формировались на границе мелового и палеогенового периодов при тектоническом расширении (Branquet et al., 1999a). На западном фланге Кордильеры образование месторождений связано с поперечными сдвигами и сопряженными надвигами, развивавшимися при тектоническом сжатии на границе эоцен-олигоцен до главной фазы воздымания Кордильеры в среднем миоцене (Branquet et al., 1999 a,b).

Месторождения необычны, поскольку на них нет свидетельств магматической деятельности. Изумруды сформировались при участии гидротермальных флюидов, связанных с тектонической активностью (Ottaway et al., 1994; Giuliani et al., 1995; Cheilletz and Giuliani, 1996; Branquet et al., 1999a,b). Значения $\delta^{34}\text{S}$ H₂S в растворе, равновесном с пиритом, из шести месторождений варьируют от

+10.8 до +21.2‰. в то время как осадочный пирит из вмещающих черных сланцев дает величину – 2.4‰. Эти высокие значения не позволяют рассматривать магматический очаг или раннемеловые черные сланцы в качестве источника серы, а скорее они предполагают эвапоритовое происхождение минералообразующих рассолов. Считается, что флюиды образовались на глубине при участии метеорных и формационных вод, взаимодействовавших с соляными пластами, переслаивающимися с черными сланцами в пределах задуговых бассейнов, где они были захоронены на глубине до 7 км и достигли температуры 250°C (Giuliani et al., 2000b). Высокощелочные (до 40 мас.% NaCl) соленые растворы мигрировали вверх сквозь осадочные толщи по границам надвиговых плоскостей и затем взаимодействовали с черными сланцами. При Na-Ca метасоматозе главные элементы (Si, Al, K, Ti, Mg, P) в сочетании с примесями (Be, Cr, V, C, B, U) и РЗЭ выщелачивались из окружающих черных сланцев. Эта первая стадия сопровождалась образованием системы жил с радиально-лучистым кальцитом, битумами и пиритом (Рис. 138). Вторая стадия характеризуется развитием протяженных жил и гидравлических брекчий, выполненных мусковитом, альбитом, ромбоэдрическим кальцитом, доломитом, пиритом, битумами, при этом в полостях кристаллизовались флюорит, апатит, паризит $[\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]$, доломит, изумруд и кварц.

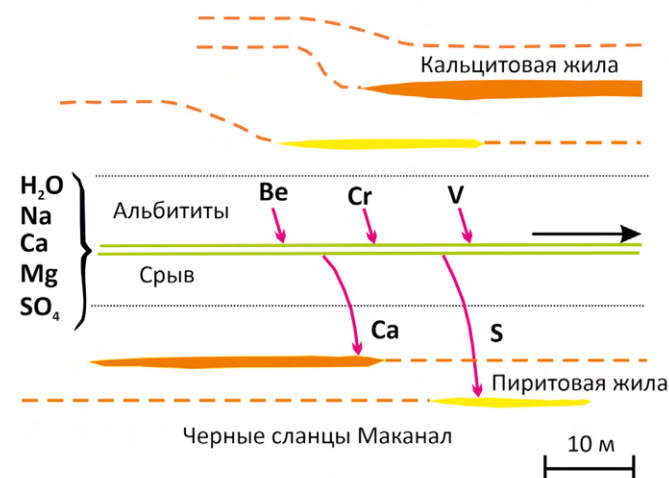
Геохимическая модель формирования пригодна для обоих изумрудоносных районов, несмотря на разный возраст минерализации и различное тектоническое положение.

Согласно Ottaway et al. (1994), гидротермальные растворы переносили сульфат ион из эвапоритов в структурно благоприятные зоны, где он восстанавливался сероводородом битумоидов с образованием самородной серы и пирита. Реакция полученной серы с органическим веществом черных сланцев приводила к высвобождению Cr, V и Be, которые в свою очередь участвовали в образовании изумрудной минерализации.

Chiellietz и Giuliani (1996) и Giuliani et al. (2000b) обратили особое внимание на важную роль органического вещества в формировании месторождений изумрудов Колумбии, но выступили против формирования серы в результате термохимической сульфат-

редукции. Эти авторы предложили окислительно-восстановительную реакцию, в которой принимают участие крупные органические молекулы, углистый гидрат и ион SO_4^{2-} , и в результате которой могли образовываться большие количества HCO_3^- и H_2S . Последние реагировали с Ca^{2+} и Fe^{2+} (выделялись из черных сланцев под действием гидротермальных растворов) с образованием кальцита и пирита, которые тесно ассоциируют с изумрудами в жилах и брекчиях.

Первая стадия



Вторая стадия

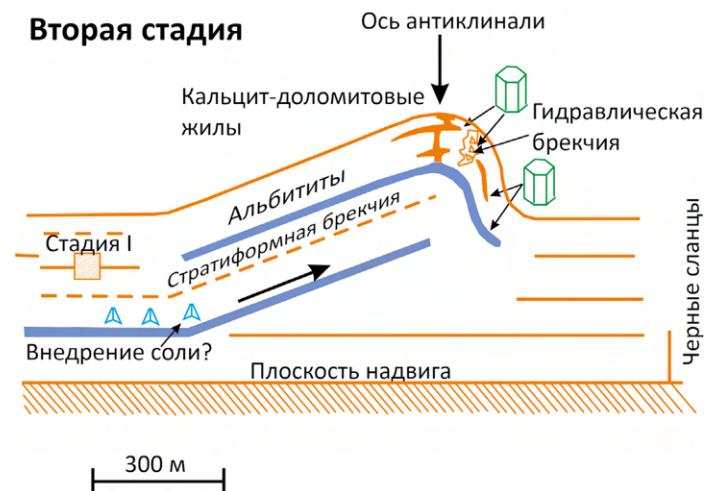


Рис. 138. Модель формирования месторождений изумрудов Колумбии (по Giuliani et al., 2000)

Исследования (Beus, 1979; Ottaway, 1991) показывают, что содержание Be в черных сланцах в рассматриваемом районе составляет приблизительно 3 г/т. Kozlowski et al. (1988) предполагают, что Be мог переноситься только на небольшие расстояния с тем, чтобы впоследствии снова осадиться частично в виде изумруда. Местный источник бериллия подтверждается отчетливым стратиграфическим контролем изумрудоносных жил. Бериллий мог переноситься в виде гидроксидных комплексов в кислых растворах (Renders, Anderson, 1986) или карбонат-гидроксил-галоидных бериллатов в близнеутральных до щелочных растворах (Govorov, Stunzhas, 1963).

Giuliani et al. (1999) предположили, что распределение Be в разных фазах гидротермально измененных черных сланцев, вмещающих месторождения изумрудов, свидетельствует о том, что подвижность Be связана с распадом оксидов и гидроксидов Fe и Mn. Количество бериллия, которое может быть мобилизовано (0.7 г/т), вероятно составляет 18 мас.% всего Be, содержащегося в черных сланцах.

Существующие в настоящее время модели несут черты сходства с моделями, описывающими формирование стратиформных месторождений. Giuliani et al. (1995) отмечают, что рассолы, ответственные за формирование изумрудов, весьма похожи на рассолы нефтяных полей и рассолы, которые участвовали в образовании Pb-Zn месторождений типа долины Миссисипи.

По данным Ottaway (1991) температура кристаллизации изумрудов на месторождении Музо составляет 325°C. Согласно работе (Cheilletz et al., 1994) изумруды месторождения Коскез формировались при 290-360 °C и давлении 1.06-1.12 кбар.

Месторождения в алюмосиликатных и карбонатных метаморфических породах (группа IIC)

Месторождения и проявления открыты в Афганистане (Панджшерская долина – Panjshir Valley), Китае (Давдар – Davdar), США (Гидденит – Hiddenite).

Месторождения Панджшерской долины, Афганистан. Основные проявления изумрудной минерализации в Афганистане расположены на площади около 400 км² с центром в Панджшер-

ской долине в 130 км к северо-востоку от Кабула (Bowersox et al., 1991; Fijal et al., 2004) (Рис. 139). Согласно данным, приведенным в работе (Giuliani et al., 2000a), их отработка началась до XVIII в. В 1990 г. производство составило 10 млн долларов, и наиболее крупный ограненный камень имел массу 15 карат (Schwarz and Giuliani, 2002c). Kazmi and Snee (1989) предположили, что формирование изумрудной минерализации в Панджшерской долине связано с зоной континентальной сутуры. Sabot et al. (2000) описали месторождение Tawach (СЗ часть долины) как сопряженное с внедрением турмалиновых лейкогранитов в тела серпентинитов, что привело к образованию реакционных флогопитовых слюдитов, содержащих изумруды. Температура формирования составила 550°C. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст минерализации, оцененный по флогопиту, составляет 193 млн лет и отвечает ранней юре (Sabot et al., 2002).

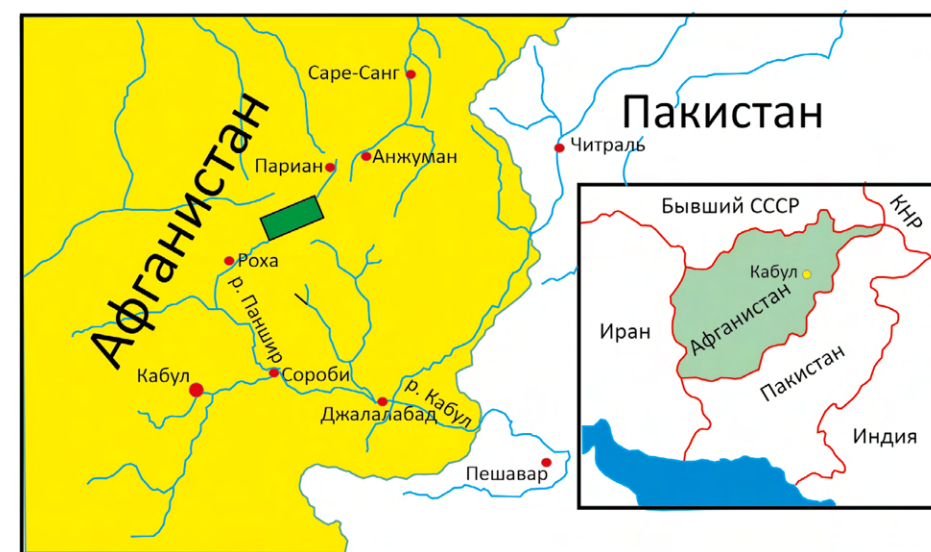


Рис. 139. Географическое положение месторождений изумруда в районе Панджшерской долины, Афганистан

Изумруды были также обнаружены в долине Хенди (Khendj) и соседних долинах в юго-восточном борту Панджшерской долины. Эти проявления отличаются от вышеописанных. Они размещены среди осадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленос-

ланцевой фации и представленных сланцами, кварцитами и мраморами, возможно, палеозойско-мезозойского возраста. Метаосадочная толща прорвана силлами и дайками габбро, диоритов и кварцевых порфиров пермско-каменноугольного возраста и подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению. Изумруды локализованы в многочисленных Fe-Mg карбонатных прожилках, секущих дайки и метаосадочные породы. Наиболее благоприятными местами для отложения изумрудов считаются места пересечения прожилков. Основными ассоциирующими с изумрудом минералами являются доломит, анкерит, альбит, горный хрусталь, мусковит, флогопит, турмалин и пирит.

Характеристика камня. Обычно кристаллы изумрудов образуют тесные сростания с кварцем, доломитом, анкеритом или кальцитом. Изумруды довольно небольшие, 5-15 мм в длину и 2-5 мм в ширину, и характеризуются зональной окраской с очень бледно-зеленой центральной частью и более темными внешними зонами (Рис. 140). Преобладающая форма кристаллов **гексагональная призма**. Поверхность кристаллов часто грубая и матовая, что объясняется процессами природного травления (Bowersox et al., 1991). Для Панджшерских изумрудов характерны высокие содержания Mg (0.95-1.89 мас.% MgO), Fe (0.21-1.16 мас.% FeO) и Na (0.10-1.61 мас.% Na₂O). Кроме того, содержания Cr достигают 0.16 мас.% Cr₂O₃ (Vapnik, Moroz, 2001).



а



б

Рис. 140. Изумруд из района Панджшерской долины, Афганистан.
Фото: Gemlovers

Включения. Твердые минеральные включения в изумрудах представлены бериллом, лимонитом, пиритом и полевым шпатом (Sachanbinski, 2003). Флюидные включения детально изучены в работе (Vapnik, Moroz, 2001). Первичные включения ориентированы вдоль поверхностей роста. Местами их форма весьма необычна, поскольку не видно четкой границы между включением и минералом-хозяином. По-видимому, флюид в течение и после захвата реагировал с изумрудом и растворял границу включения-минерал. Флюидные включения многофазовые и обычно содержат газовую фазу (CO₂), галит, сильвин, гидратированный высокожелезистый хлорид (возможно гидратированный лоуренсит, FeCl₂), сложные хлориды Ba и Ca. Микротермометрические исследования показывают, что температура захвата включений составляла около 400°C, а общая концентрация солей во флюиде была необычно высокой 80-90 мас.% экв. NaCl.

Представления о генезисе. Высокая концентрация солей во флюидах включений в изумрудах юго-восточной части Панджшерской долины, похожая на таковую для изумрудов Колумбии, позволяет предположить, что эти растворы образовались при растворении эвапоритов (Giuliani et al., 1997a; Sabot et al., 2000; Vapnik and Moroz, 2001; Franz and Morteani, 2002; Giuliani et al., 2005). Однако, степень метаморфизма вмещающих пород выше, чем на колумбийских месторождениях. Значения ¹¹B турмалина по данным ионно-зондового анализа находятся между -3.3 и +5.3‰ и похожи на величины Мертвого моря; предполагается, что эти значения характеризуют континентальный эвапоритовый источник. Величины δ³⁴S (+11 - +13‰) также указывают на эвапоритовый источник сульфата и находятся в интервале δ³⁴S пирита колумбийских месторождений (+10.8 - +21.2‰). Анализ изумрудов с помощью ИК спектроскопии и СЭМ свидетельствует о наличии органического материала и включений графита, которые связаны с термохимическим восстановлением сульфата органическим веществом. На месторождении гидротермальные растворы являются результатом диастрофизма, который предшествовал подъему в ходе Гималайской орогении (Sabot et al., 2000). Возраст слюд, оцененный с помощью ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронометра, составляет 23±1 млн лет, что соответствует миоце-

ну. Эти данные коррелируют с возрастом формирования изумрудов из месторождений долины Сват в Пакистане, который равен 23.7 ± 1 млн лет (Dilles et al., 1994). Schwarz and Giuliani (2002c) установили, что источником хромофоров являются вмещающие породы, однако источник бериллия остается невыясненным.

Месторождение Давдар находится на западе провинции Синцзян в Китае. Оно образовано изумрудоносными кварц-карбонатными жилами, сопряженными с северо-западной зоной дробления. В геологическом строении района месторождения принимают участие раннепермские песчаники, доломитовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, которые метаморфизованы в условиях верхов зеленосланцевой фации и превращены в кварциты, мраморы, кристаллические сланцы и филлиты. Поступление флюидов, ответственных за образование изумруда, произошло после метаморфизма. Дайки базальтов неизвестного возраста длиной до 200 м являются единственными магматическими образованиями на площади месторождения. Видимых контактов между дайками и изумрудоносными жилами нет. Однако не исключено, что базальты могли быть источником тепла и хрома при формировании жил (Marshall et al., 2012). Изумрудоносные жилы мощностью до 20 см содержат эпидот, калишпат, турмалин, карбонаты и оксиды железа. Вокруг жил развит метасоматический ореол шириной до нескольких см. В кварцитах и мраморах он едва заметен, но в филлитах представлен хорошо видимой зоной осветления. Метасоматиты сложены кварцем, биотитом, мусковитом, карбонатом и турмалином, представляя собой ассоциацию, типичную для регрессивной стадии зеленосланцевой фации (Marshall et al., 2012).

Характеристика камня. Кристаллы изумруда длиной до нескольких см наблюдаются только в жилах. Они зеленые, идиоморфные, зональные, размером до первых см. По результатам электронно-зондового микроанализа в изумруде выявлены примеси Mg, Fe, Cr, V, Ti, Sc, Mn, Ca, Na, K. Содержание первых четырех компонентов и натрия варьирует от нескольких десятых до первых мас.% в оксидной форме. Так концентрация Mg достигает 1.22 мас.% MgO, Fe – 0.44 мас.% FeO, Cr – 0.61 мас.% Cr_2O_3 , V – 0.25 мас.% V_2O_3 , Na – 0.80 мас.% Na_2O (Marshall et al., 2021).

Включения. Твердые включения редки в изумруде. Они представлены плагиоклазом, турмалином, слюдой, шеелитом, флюоритом, магнетитом (Cui et al., 2020). Трехфазовые флюидные включения содержат жидкость, газовый пузырек и дочерний галит. Они полностью гомогенизируются в интервале $250\text{--}390^\circ\text{C}$, концентрация солей во флюиде включений составляет 34.0–41.5 мас.% NaCl экв. (Marshall et al., 2012). В работе (Cui et al., 2020) показано, что еще одной дочерней фазой во флюидных включениях может являться доломит.

Представления о генезисе. Генезис месторождения пока не понятен. С одной стороны, на площади месторождения нет Be-носных гранитоидов, но с другой, они могут быть на глубине. Высокосоленные включения, установленные в изумруде, и изотопный состав кислорода изумруда и водорода воды из каналов в структуре минерала ($\delta^{18}\text{O} = 14.4\text{--}15.9\text{‰}$, $\delta\text{D} = -42\text{...}-40\text{‰}$) похожи на таковые в изумруде расположенных по близости месторождениях Панджшерской долины (см. выше). Эти значения отвечают метаморфическому источнику флюида, но находятся вблизи интервала обычного для магматического флюида, претерпевшего существенные изменения (Marshall et al., 2012). Как и в случае месторождений Панджшерской долины, источник бериллия не выяснен.

Месторождение Гидденит, находящееся в Северной Каролине, открыто в 1875 г. В 80-ых гг. XX века из него извлекли свыше 3500 карат изумрудов, включая кристалл «Императрица Каролина» массой 858 кт в неогранённом виде.

Геологическое строение. Месторождение размещено среди докембрийских мигматитовых гнейсов. Гнейсы характеризуются чередованием светлых кварц-полевошпатовых полос (лейкосомы) и темноокрашенных обогащенных биотитом полос (меланосомы). Возраст метаморфитов оценивается приблизительно в 400 млн лет (Speer, 2008). Лейкосомы подверглись анатектическому плавлению с образованием силлов и даек аплитов, гранитов, пегматитов. Мигматиты рассекаются многочисленными субвертикальными кварцевыми жилами северо-восточного простирания. Мощность жил варьирует от 2 см до 1 м, а длина от 30 см до 7 м. Выявлены четыре типа минеральных ассоциаций, выполняющих пустоты в кварцевых

жилах и вмещающих породах (Wise, Anderson, 2003): (1) изумруд-содержащая, сложенная альбитом, бериллом, кальцитом, доломитом, сидеритом, мусковитом, скрытокристаллическим кварцем, рутилом, сульфидами, глинистыми минералами, (2) ассоциация с хромсодержащим сподуменом, включающая кальцит, мусковит, кварц, (3) кварц-кальцитовая, (4) аметистовая, сложенная амесовым кварцем, кальцитом, мусковитом, шабазитом. Количество зеленого хромсодержащего сподумена (гидденита) незначительно. Изумруд и сподумен редко встречаются вместе.

Характеристика камня. В пустотах кристаллы берилла до 20 см длиной тесно ассоциируют с доломитом, мусковитом и кварцем. Кристаллы обычно зональные с бледно-зеленой центральной частью и изумрудно-зеленой каймой. Они прикреплены к стенкам полостей. В обломках кристаллов, оторвавшихся от стенок, наблюдается явление цементации, а кристаллы, инкрустирующие стенки, характеризуются растворением, возобновленным ростом и нарастаниями. Содержания хрома и ванадия в берилле варьируют от 0.13 до 0.39 мас.% Cr_2O_3 и от 0 до 0.11 мас.% V_2O_5 соответственно; концентрация железа находится в пределах 0.04-0.51 масс.% FeO, а содержание магния менее 0.2 мас.% MgO. Берилл относится к щелочным; концентрация натрия составляет 1.25-1.56 мас.% Na_2O (Wise, Anderson, 2006).

Представление о генезисе. Жилы с самоцветами сформировались под воздействием гидротермальных флюидов при температуре ниже 250°C и давлении около 1 кб (Wise, Anderson, 2006). Наиболее вероятным источником хрома для изумруда и гидденита служили гетерогенные мигматитовые породы. При изучении пегматитовых жил в них был обнаружен аквамарин, дающий основание предполагать, что источником бериллия для изумруда служили домигматитовые породы (Wise, 2015). Породы, которые могли бы быть источником лития для сподумена на установлены.

Метаморфизованные месторождения класса I (группа IID)

Месторождения этой группы обнаружены в Австралии (Пуна – Poona), Египте (Джебель Сикаит – Djebel Sikait, Забара – Zabara, Умм Кабу – Umm Kabu), Замбии (Мусакаши – Musakashi).

Месторождение Пуна находится в юго-западной части Южной Австралии в 140 км к северо-западу от Аделаиды. Оно было открыто в 1912 г. и с перерывами разведывалось и отрабатывалось в 40-ых гг. прошлого века. В 1979 г. началась подземная добыча, но через год она прекратилась по горнотехническим условиям и из-за низкого качества сырья.

Геологическое строение месторождения. Месторождение находится на севере области Мурчусон, являющейся частью террейна Юанми, входящего в состав архейского кратона Йилгарн. Северная часть области Мурчусон сложена автохтонными вулканогенно-осадочными зеленокаменно-измененными толщами (возраст 2820-2700 млн лет), которые содержат тела базит-гипербазитов и многочисленные серии гранитоидов (возраст 2815-2600 млн лет) (Marshall, et al., 2016). Последние как сопровождали вулканические процессы, так и внедрялись после них. В целом степень метаморфизма варьирует от низов амфиболитовой фации до низов зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Зеленокаменные толщи и некоторые интрузивные серии многократно деформированы.

В позднем архее (~2700 млн лет) зеленокаменные толщи с прорывающими их гранитоидами подверглись складчатости с образованием послойных надвигов. Приблизительно 2650 млн лет назад породы снова подверглись складчатости, сформировались зоны рассланцевания, серии разломов, и произошло внедрение трондьемитов и тоналитов. Третий и последний эпизод (~2600 млн лет) характеризуется внедрением гранитов и сиеногранитов и реактивизацией зон рассланцевания. Образование редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, Be, Li) в области Мурчусон связано с гранитоидным магматизмом с возрастом 2700 и 2600 млн лет. Самый крупный гранитоидный комплекс, а также небольшие интрузивные тела в районе месторождения датируются 2590 ± 23 и 2605 ± 51 млн лет соответственно (Morteani, Rhebe, 2017).

Вмещающие породы на месторождении представлены апобазитовыми и апогипербазитовыми флогопит-тремолит-талк-хлоритовыми сланцами и амфиболитами, которые содержат тела пегматитов и гранодиоритов. Изумрудная минерализация образует широтную зону, согласную с преобладающей сланцеватостью вме-

щающих пород и простираением жил пегматитов, даек метадолиритов и протяженных кварцевых выступов. Большая часть пегматитовых тел имеют широтное простирание и южное падение. Однако пегматиты могут и рассекают все структуры и породы, что предполагает их постдеформационное образование.

Согласно работе (Grundman, Morteani, 1998; Marshall et al., 2016) изумрудная минерализация представлена тремя типами. (1) Изумруды ассоциируют с незональными или слабозональными кварц-полевошпатовыми пегматитами, которые содержат кварц, альбит, микроклин, олигоклаз, мусковит и гранат. Вокруг пегматитов развиты флогопитовые сланцы, и изумруды обычно находятся на контакте пегматитов и флогопититов. Самые темно-зеленые изумруды находятся во флогопитовых сланцах в непосредственной близости от пегматитов. На площади месторождения также развиты литиевые пегматиты с зеленым бериллом, лепидолитом, касситеритом, колумбитом-танталитом, флюоритом, гранатом и апатитом. (2) Изумруды ассоциируют с рубином, сапфиром, топазом, хризобериллом (в том числе александритом) в полосчатых берилл-маргарит-флюорит-мусковит-кварцевых жилах среди флогопититов. В этом типе минерализации темно-зеленый изумруд редок, берилл в основном бесцветный до светло-зеленого. (3) Топаз-маргарит-кварцевые жилы и линзы во флогопитовых сланцах, где изумруд размещен во флогопититах в непосредственной близости от жил. Цвет кристаллов берилла варьирует от светло- до темно-зеленого и кристаллы могут быть зональными.

Характеристика камня. Изумруд из пегматитов, кварцевых жил и слюдитов характеризуется широкими вариациями форм, зональности, и содержаний примесей. В кристаллах из флогопитовых сланцев наблюдается ядро без включений и трещин, промежуточная зона содержит большое количество включений и трещин, а во внешней темной зеленой зоне количество включений небольшое и нет трещин. В других кристаллах в центральной части отмечаются вертикальные цепочки пластинок биотита и актинолита, а в краевых зонах эти цепочки горизонтальные. По мнению (Morteani, Rhede, 2017) это указывает на до-кинематический рост центральных частей с последующим вращением и пост-кинематическим ростом внеш-

них зон. Иногда в кристаллах видно, что ядро частично растворено и потом дорастает более поздней генерацией, что указывает на неоднократность процесса формирования изумруда.

На месторождении крайне редки недеформированные кристаллы изумруда.

Содержание хрома повышается от центральных частей кристаллов к промежуточным, а в самых внешних зонах оно равно нулю. (Morteani, Rhede, 2017). Этот тип зональности наиболее типичен для кристаллов месторождения. В то же время в работе (Marshall et al., 2016) показано, что содержание хрома может увеличиваться к краям кристаллов. По данным этих же исследователей, максимальные содержания Cr, V, Cs, Fe в изумрудах составляют (мас.% оксида): $0.27 \text{ Cr}_2\text{O}_3$, $0.04 \text{ V}_2\text{O}_3$, $0.23 \text{ Cs}_2\text{O}$, $0.28 \text{ Fe}_2\text{O}_3$.

Флюидные включения. В кристаллах изумруда выявлены четыре типа флюидных включений (Marshall et al., 2016). (1) Двухфазовые без CO_2 ; (2) похожие двухфазовые, но с иной температурой гомогенизации и концентрацией солей; (3) двухфазовые включения с CO_2 ; (4) трехфазовые включения (газ + жидкость + галит ± твердая фаза). Включения первого типа являются первичными. Включения остальных типов в подавляющем большинстве являются вторичными. Наличие включений разного типа указывает на длительную историю формирования изумруда. Включения первого типа гомогенизируют при 251-324°C; концентрация солей в заключенных в них флюидах варьирует 6.7-15.5 мас.% NaCl экв. Включения типа 2 гомогенизируют при 126-302°C; концентрация солей в заключенных в них флюидах варьирует 21-22 мас.% NaCl экв. Включения третьего типа гомогенизируют при 310-343°C.

Стабильные изотопы. Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ изумруда варьирует от 7.0 до 10.1‰; изотопный состав водорода воды из каналов в структуре минерала находится в пределах -55...-20‰ (Marshall et al., 2016). Эти значения отвечают магматическому и/или метаморфическому источнику растворов, ответственных за формирование изумрудов.

Представления о генезисе. В работах (Grundmann, Morteani, 1998; Giuliani et al., 2019) предложена трехэтапная модель формирования месторождения. На первом этапе внедрение гранитных ин-

трузивов (2724-2690 млн лет) и последующее отделение флюидов вызывают формирование пегматитов и грейзенов с топазом, бериллом, кварцем и мусковитом. На втором этапе пегматиты и грейзены были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций с образованием на контакте с вмещающими флогопититами рубина, александрита и изумруда. На третьем этапе в ходе ретроградного метаморфизма (2710-2660 млн лет), корунд и александрит были частично или полностью замещены маргаритом, мусковитом и/или изумрудом. В тоже время, в работе (Morteani, Rhede, 2017) отмечается, что топаз содержит иголки корунда, указывающие на кристаллизацию топаза после корунда.

Месторождения Египта. По-видимому, до обнаружения изумрудов Колумбии легендарные Копи Клеопатры в Египте были наиболее важным источником этого самоцвета для Европы и стран Ближнего и Среднего Востока. Месторождения изумрудов в Египте находятся в 30-40 км к югу от залива Марса эль-Алам в Красном море. Добыча изумрудов в Египте началась на месторождении Вади Сикаит (Wadi Sikait) приблизительно в эпоху Птолемея и наибольшей активности достигла в Римский и Ранневизантийский периоды (I-VI вв н.э.). В древности изумруды на территории Египта добывались не только в Вади Сикаит, но также и на месторождениях, находящихся в радиусе 15 км от Вади Сикаит: Джебель Забара (Gebel Zabara) к северо-западу, Вадис Нургус (Wadis Nugrus) и Абу Рушаид (Abu Rushaid) к западу, Вади Джемаль (Wadi Gemal) к юго-западу, Вадис Умм Кабу (Wadis Umm Kabu) и Дебаа (Deba'a) к юго-востоку. Размер изумрудов в древних ювелирных изделиях редко превышал 3 см, а масса изделий не была более 2 г.

Геологическое строение месторождений. Месторождения Забара, Сикаит и Умм Кабо расположены на Холмах Красного Моря вблизи северного окончания Нубийского щита в зоне надвига Нургус на восточном контакте гнейсов и рассланцованных гранитоидов поднятия Хафафит (Рис. 141). Гнейсы и гранитоиды образуют ядро поднятия и в целом рассматриваются как метагранитоиды. Согласно работе Kröner et al. (1994), поднятие сложено четырьмя основными группами пород: 1) кварциты и кварцитовые сланцы; 2) толеитовые и известково-щелочные вулканы и вулканогенно-осадочные

породы; 3) меланжированный офиолитовый комплекс, слагающий крупный пологий надвиг; 4) крупные массы синтетектонических рассланцованных гранитоидов и посттетконических нерассланцованных гранитоидов. Кроме того, к 4 группе относятся лейкограниты и связанные с ними пегматиты.

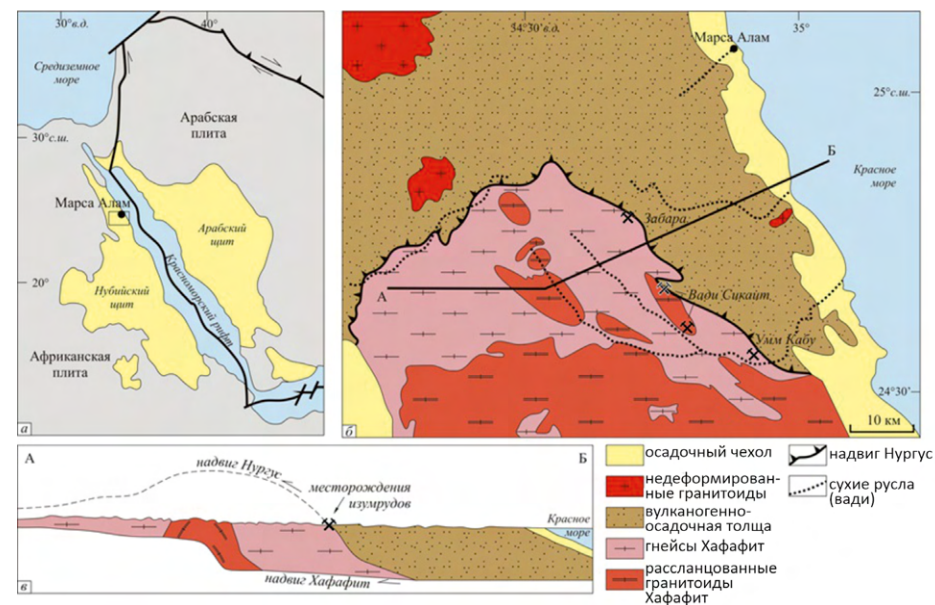


Рис. 141. Схема геологического строения района месторождений изумрудов Египта: а – положение района на северном окончании Нубийского щита (по Kröner et al., 1987); б, в – геологическая карта (б) и разрез (в) района месторождений Забара, Вади Сикаит и Умм Кабу (по Grundmann, Morteani, 2008)

Месторождения локализованы в пределах тектонического меланжа, сложенного серпентинитами, тальковыми сланцами, биотитовыми, хлоритовыми и графитовыми сланцами, графитовыми кварцитами, слюдяными и амфиболовыми сланцами, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Возраст пород, слагающих меланж, оценивается в 780-680 млн лет. Возраст синтетектонических гранитов определен между 850-660 млн лет. Возраст недеформированных гранитоидов оценивается приблизительно в 670 млн лет Kröner et al. (1994). Возраст флогопита из ореола слюдитов вокруг тел будинированных серпентинитов, оцененный с помощью K-Ar

и Rb-Sr геохронометров, составляет 520-580 и 591 ± 5.4 млн лет (Surour et al., 2002).

На месторождении Джебель Сикаит будинированные тела антигоритовых серпентинитов и окружающий их ореол слюдитов слагают, по крайней мере, три горизонта в пределах тектонического меланжа. Участки, обогащенные изумрудами, приурочены к: 1) слюдитам зон на контакте между будинированными метапегматитами, метааплитами и метагрейзеновыми прожилками мощностью до 10 см (Рис. 142) и 2) сильно деформированным кварцевым прослоям и линзам мощностью до 10 см в биотитовых сланцах слюдитовых зон.



Рис. 142. Топографическая и геологическая карта района Вади Сикаит (по Harrell, 2008).

На месторождении Забара древние горные выработки проходят очень близко к контакту между метагранитоидами поднятия Хафафит и перекрывающего их меланжа, сложенного в данном месте метавулканитами основного состава и гранат-содержащими метаосадочными породами. Изумруды локализованы в биотитовых сланцах, которые наряду с карбонатными, хлоритовыми, актинолитовыми и тальковыми сланцами принадлежат к слюдитовым ореолам серпентинитовых тел. В подчиненном количестве изумрудная минерализация развита в небольших кварцевых линзах среди биотитовых сланцев. Мощные кварцевые жилы и тела вне биотитовых сланцев слюдитовых ореолов обычно не содержат ни берилла, ни изумруда. Бесцветный берилл и/или аквамарин образуют рассеянную вкрапленность вдоль рассланцевания гнейсов поднятия Хафафит вблизи его верхней части.

На месторождении Умм Кабо изумрудная минерализация приурочена к субгоризонтальному контакту между метагранитоидами поднятия Нургус и тальковыми сланцами меланжа.

Характеристика камня. Выделяется три генерации берилла. 1) Бесцветный берилл, образующий отдельные кристаллы или слагающий центральные части кристаллов, окруженные двумя зонами светло- и темно-зеленого изумруда. В бесцветных центральных частях кристаллов и бесцветных кристаллах наблюдаются случайным образом расположенные включения биотита, светлой слюды, кварца, плагиоклаза, турмалина, апатита, циркона, ильменорутила, колумбита, танталита, алланита, фенакита и торита. Кроме того, часто проявлены трещины, возникшие в результате хрупкой деформации. Случайным образом распределенные и ориентированные включения указывают на статический рост кристаллов. 2) Светло-зеленый берилл, слагающий самостоятельные кристаллы или зоны вокруг бесцветного берилла. Включения в этом типе берилла представлены в основном биотитом, светлой слюдой, кварцем и альбитом, но также встречаются турмалин, апатит, рутил, ильменорутил, колумбит, танталит, циркон, алланит, фенакит и торит. Включения часто ориентированы параллельно граням призмы кристалла. Трещины, характерные для бесцветной части зональных кристаллов, могут проникать и в светлоокрашенные зоны. Положение включений

также свидетельствует о статических условиях роста кристаллов этой генерации. 3) Зеленый до очень темно-зеленого изумруд образует как самостоятельные зональные и незональные кристаллы, так и самые внешние зоны в зональных кристаллах с бесцветной и светло-зеленой зонами. Включения в этом типе кристаллов сигмоидальные или строго ориентированные, что указывает на син- и посттектонический рост кристаллов. Обычные включения в этом типе берилла – биотит, светлая слюда, кварц, альбит, тремолит, актинолит, тальк, кальцит и очень редко встречаются турмалин, апатит, рутил, колумбит, танталит, ильменорутит, алланит, фенакит и торит. Изумруд залечивает трещины в кристаллах первых двух генераций, в случае если он слагает внешние зоны таких кристаллов.

Флюидные включения в изумруде характеризуются относительно высокой концентрацией солей (8-22 мас.% экв. NaCl). Температура кристаллизации минерала варьирует от 260 до 382°C, состав растворов H_2O -NaCl-CO₂-CH₄ (Abdalla, Mohamed, 1999).

Представления о генезисе. Данные K-Ar и Rb-Sr датирования флогопита подтверждают, что формирование изумрудов связано с Панафриканской орогенцией. В работах (Grundman, Morteani 1993a, 1993b) на основе микроструктурных исследований сделано предположение, что изумруды формировались в ходе низкоградного регионального метаморфизма. Образование изумруда контролировалось наличием бериллия в бериллоносных метапегматитах и кварцевых жилах, присутствием хрома в метабазитах и метадигипербазитах, а также метаморфогенных флюидами, возникшими в ходе Панафриканского тектоно-термального этапа. Эта модель была подвергнута критике в работе (Abdalla, Mohamed, 1999), где обращено внимание на интрузивы синтектонических лейкогранитов, сопровождающихся грейзенами и бериллоносными пегматитами и кварцевыми жилами.

Изотопный состав кислорода флюидов, равновесных с изумрудами, отвечает как метаморфогенному, так и магматогенному источнику растворов (Giuliani et al., 1998). В работе (Grundmann, Morteani, 2008) сделан вывод о сложной взаимосвязи магматических и метаморфических событий при формировании изумруда, что не позволяет связать его с каким-то одним событием.

По мнению (Giuliani et al., 2019) проявления Египта – это хороший пример объектов группы IID. Изумруды формировались в ходе регионального тектонического события с синтектоническим внедрением лейкогранитов и пегматитов, образованием надвигов и зон рассланцевания, что сопровождалось циркуляцией флюидов (с возможным смешением магматогенных и метаморфогенных растворов) и реакцией с вмещающими породами различного состава. Ремобилизация Be, Cr, V происходила в то же время за счет региональной тектонической активности.

Тесты

1



2



МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШПИНЕЛИ

Месторождение Лук Йен, Вьетнам; месторождения Мьянмы; проявления Канады; месторождение Кухилал

Шпинель – самоцвет, характеризующийся разнообразием цветов. Чистая шпинель (MgAl_2O_4) бесцветная, а окраска обусловлена различными примесями. Шпинель кроваво-красного цвета наиболее ценная и востребованная, хотя синяя, желтая, оранжевая, розовая и фиолетовая шпинели тоже замечательные самоцветы. Кроме того, шпинель бывает коричневой, черной, серой, темно-зеленой. Окраска шпинели определяется содержанием Fe, Cr, Co и в меньшей степени V, а кроме того, координацией и валентностью Fe. При высокой концентрации Fe шпинель темно-зеленая или черная. Розовая и красная шпинель окрашены Cr^{3+} при содержании Cr_2O_3 , по крайней мере, 0.1 мас.%. Оранжево-красный цвет обусловлен сочетанием Cr^{3+} и Fe^{3+} . Бедная Co шпинель, содержащая Fe, обычно синяя (октаэдрически координированное Fe^{3+}), фиолетово-синяя (тетраэдрически координированное Fe^{2+}), зеленовато-синяя (высокое общее Fe). Природная шпинель со значительным содержанием Co имеет кобальтово-синий цвет и содержит ~1236 г/т Co, ~1100 г/т Cr, ~2500 г/т Ni и ~1000 г/т Zn (Chauviré et al. 2015). Окраска редкой сиренево-синей шпинели из проявлений долины р. Хунза в Пакистане обусловлена вхождением в структуру минерала Ti^{4+} , Fe^{2+} и Cr^{3+} . Иногда в шпинели проявлены эффекты астеризма, тигрового глаза и смены цвета (фиолетовый цвет при дневном освещении и фиолетово-красный при искусственном).

Камень играл особую роль при создании корон. Корону Российской Империи венчает темно-красный кристалл массой 398.7 карат. Две крупные шпинели украшают корону Британской Империи – это Черный Принц массой около 170 карат и Тимур массой 361 карат. До 1985 г самыми крупными считались две шпинели

красного цвета массой приблизительно 500 и 225 карат, хранившиеся в сокровищнице иранских шахов. В Смитсоновском институте в США находятся несколько крупных ограненных образцов шпинели: цейлонские пурпурная (48.5 карат) и фиолетовая (29.7 карат), бирманская индиговая (36.1 карат) и красная (34 карат). В Британском музее Естественной истории экспонируются два красных кристалла в форме криногранного октаэдра массой 520 и 355 карат.

Благородная шпинель является продуктом регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций доломитов и магнезитов и реже пироксеновых сланцев и гнейсов. Месторождения ювелирной шпинели также связаны с магнезиальными скарнами и кальцифирами, которые развиты вдоль контактов доломит-магнезитовых мраморов и гранитоидов, мигматизированных гнейсов и другими алюмосиликатными породами.

В Азии главные коренные месторождения локализованы в мраморах с прослоями гнейсов в зоне Ло Гам в Северном Вьетнаме, в Мьянме в Могокском метаморфическом поясе и в Таджикистане в метаморфических толщах юго-западного Памира. Шпинель добывается во Вьетнаме (Лук Йен). Второстепенные проявления есть в Пакистане в долине р. Хунза, Непале, Афганистане, Таиланде, Камбодже, Лаосе.

В Восточной Африке месторождения шпинели локализованы в позднепротерозойском метаморфическом Мозамбикском поясе и сформировались в ходе Восточно-Африканской орогении. Благородная шпинель связана с мраморами на проявлении Памресо в Кении, на месторождениях Ипанко и Морогоро в Танзании и Итака на Мадагаскаре.

В Бразилии кристаллы ювелирного качества встречаются на месторождениях в штатах Байа и Минас Жераис. В США месторождения шпинели известны в Калифорнии, Монтане, Нью-Йорке (м-ние Амита – кристаллы массой до 14 кг), Нью-Джерси, Вирджинии и Северной Каролине. В мраморах Глансои в Северо-Западной Территории в Канаде встречаются кристаллы до 5 см. Находки шпинели известны в Норвегии (Акеру), Чехии (Жизерская лука), Финляндии, Италии и Германии. В России известны только минералогические проявления благородной шпинели в Прибайкалье и на Южном Урале.

Месторождение Лук Йен (Luc Yen), Вьетнам.

Месторождения благородной шпинели в провинции Йен Бай в северном Вьетнаме известны с середины 1970-х годов. Отсюда на мировой ювелирный рынок поступают также рубин, турмалин, хризолит, гранат, аквамарин, топаз, кварц, амазонит (Huong et al., 2012). Коренные залежи шпинели месторождения находятся в мраморах зоны Ло Гам. Добыча ведется с 1987 г. из окружающих их россыпей, содержащих ярко-красную, лиловую, пурпурную, синевато-сиреневую и редчайшую ярко-синюю «кобальтовую» благородную шпинель (Рис. 143).

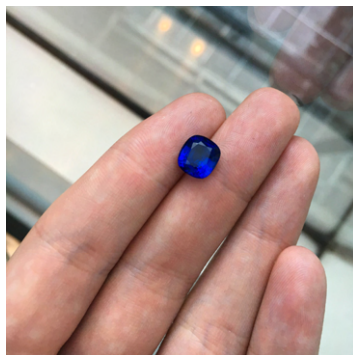


Рис. 143. Шпинель, Лук Йен, Вьетнам. Фото: Gemlovers

Геологическое строение месторождения. Месторождение локализовано в породах зоны Ло Гам, которые представлены позд-непротерозойскими-раннекембрийскими слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами с прослоями кварцитов и мраморов (Long et al., 2004).

Мелко-среднезернистые мраморы сложены кальцитом и доломитом в переменном соотношении. Второстепенные минералы представлены паргаситом, клиногумитом, форстеритом, графитом, реже хондродитом, норбергитом, пиритом и пирротинном; аксессуарные – апатит, титанит, бадделеит, циркон, торит, ториданит, уранинит. В небольших количествах установлены флюорит, маргарит, хлорит, тальк и серпентин.

Местами мрамора интенсивно дислоцированы и прорваны разнообразными дайками оливиновых базальтов, нефелиновых сиенитов, гранитов и пегматитов. На контакте интрузивных тел с мраморами развиваются диопсид-гранатовые известковые скарны. Небольшие линзы гранитоидов и пегматоидов метаморфизованы и ориентированы параллельно полосчатости мраморов.

Характеристика шпинели. Шпинель развита только в мраморах. Чаще всего минерал образует идиоморфные **октаэдрические кристаллы** размером от 2 мм до 3 см, реже зерна неправильной

формы. **Цвет шпинели** варьирует от розового, красного, сиреневого и бурого до бледно-синего, ярко-голубого, голубовато-синего, серовато-синего. Она зачастую обрастает и замещает по трещинам корунд. Можно отметить, что синяя шпинель установлена только в линзообразных (длиной до 1 метра) богатых форстеритом телах в ассоциации с паргаситом, хлоритом и кальцитом, но она не ассоциирует ни с рубином, ни с красной шпинелью (Chauviré et al., 2015).

Основными компонентами благородной шпинели являются Al и Mg. Примеси представлены Fe (до 5 мас.% FeO), Zn (до 1.4 мас.% ZnO), Cr (до 1.1 мас.% Cr₂O₃) (Кукса и др., 2019). Концентрации V, Ti, Mn, Ni, Co, Ga, Be и Li составляют от первых десятков до первых тысяч граммов на тонну (Кукса и др., 2019; Chauviré et al., 2015). Наиболее высокие содержания Cr и V фиксируются в ярко-красных разновидностях. Синяя шпинель наиболее богата Li, Co, Ni, Zn и Ga и обеднена Ti, V и Cr. Самое высокое содержание Be (946 г/т) отмечено в серовато-синей шпинели (Chauviré et al., 2015).

Шпинель содержит включения кальцита, доломита, магнетита, апатита, паргасита, жедрита, форстерита, клиногумита, хондродита, норбергита, гуммита, циркона, флогопита, парагонита, талька, серпентина, хлорита (амезита), флюорита, титанита, рутила, цирконолита, пирита, пирротина, молибденита, галенита, халькопирита, арсенопирита, кобальтина, пентландита, диаспора, бадделеита, ториданита, монацита, колумбита, брусита, корунда, чешуйки графита (Кукса и др., 2019). Всего 37 минералов.

В зернах шпинели наблюдаются характерные звездчатые дефекты, организованные в ряды по типу «колючей проволоки». Также встречаются флюидные включения, имеющие форму отрицательных кристаллов и единичные очень мелкие округлые первичные газовой-жидкие включения. Наиболее распространены вторичные включения типа «отпечаток пальца».

Генезис шпинели. Месторождение рассматривают как результат регионального метаморфизма карбонатных толщ, содержащих прослойки эвапоритов (Garnier et al., 2008; Chauviré et al., 2015; Long et al., 2018). Богатые фтором, хлором и серой флюиды, формирующиеся при плавлении соляных толщ, мобилизовали Al, Cr, V, Fe, Co из исходных осадочных пород (Garnier et al., 2008). Высокая

степень метаморфизма (верхи амфиболитовой – низы гранулитовой фации) и наличие необходимых элементов привели к формированию всего разнообразия шпинели.

В то же время изотопный состав кислорода шпинели, рубина, клиногумита, форстерита, хлорита, амфибола в мраморах месторождения указывает, что они кристаллизовались в неравновесных условиях, и история их формирования была сложной (Hauzenberger et al., 2003).

Результаты исследований шпинели, приведенные в работе (Кукса и др., 2019), предполагают присутствие высокофтористого богатого литофильными элементами флюида в процессе формирования, по крайней мере, части шпинели – фиолетовой, лилово-коричневой и ярко-голубой. Авторы цитируемой работы не исключают, что шпинель разных типов в пределах месторождения образовалась не только в различных условиях (исходный состав протолита, доля и состав флюида, Р-Т условия), но и в разных временных интервалах. Это предположение косвенно подтверждается датированием кристаллов циркона из красной шпинели и рубина, которое дало возраст 231.7 ± 5.6 и 38 млн лет соответственно (Garnier et al., 2005), т.е. история формирования месторождения была длительной и сложной.

Месторождения Мьянмы являются источником лучшей шпинели. Здесь находят красную, оранжевую, розовую, темно-синюю и фиолетовую шпинель (Рис. 144). Месторождения локализованы в Могокском метаморфическом орогенном поясе, богатом рубином, сапфиром, шпинелью, хризолитом. Пояс протягивается в меридиональном направлении на 2000 км в длину при ширине от 22 до 40 км и образован метаморфическими породами, представленными преимущественно слюдяными сланцами, мраморами, кальцифирами, гнейсами,

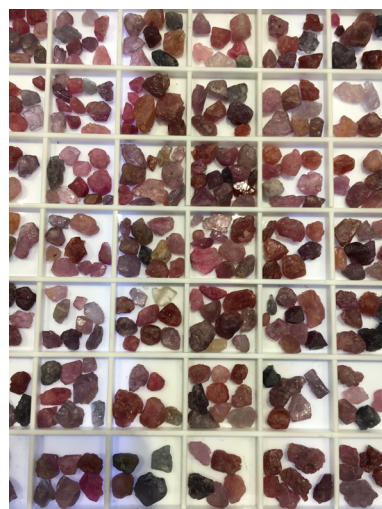


Рис. 144а

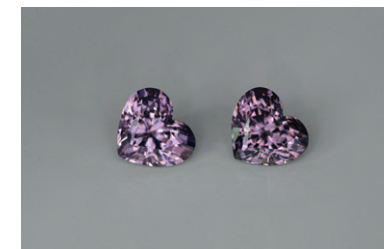
кварцитами (Рис. 42). Возраст осадочного протолита этих метаморфитов докембрийский. Преобразование осадочных пород происходило в мезозое-раннем кайнозое. Метаморфиты прорываются дайками сиенитов и сиенит-пегматитов, лейкогранитов и содержат тела гипербазитов. Возраст лейкогранитов оценивается 25-45 млн лет (Zaw et al., 2015). В работе (Phyo et al., 2019) показано, что возраст циркона из включений в шпинели составляет ~23 млн лет, а самый молодой возраст циркона из мраморов ~17 млн лет. Полученные оценки возраста указывают на сложную и длительную историю развития региона.

Мраморы с самоцветами (рубин, шпинель) сложены кальцитом, доломитом, диопсидом, хондродитом, клиногумитом, форстеритом, флогопитом, паргаситом. В мраморах без самоцветной минерализации выявлены кальцит, доломит, графит, флогопит и форстерит.

Характеристика шпинели. Цвет шпинели красный, темно-красный, светлый фиолетово-красный, коричневатый, розовый, оранжевый, серовато-синий (Рис. 145). Некоторые кристаллы шпинели представляют собой **октаэдр**ы или сдвойникованы и выглядят как плоские треугольники с зазубринами на углах. Кроме того, в россыпях находят окатанную гальку и обломки с раковистым изломом.



а



б

Рис. 145. Шпинель, Мьянма: а – сырье и ограненные вставки красной шпинели; б – шпинель лавандового цвета, 4.2 карата. Фото: Gemlovers

По данным работы (Giuliani et al., 2017) шпинель содержит примеси Fe (до 0.14 мас.% FeO), Ti (до 0.22 мас.% TiO₂), V (до 0.93 мас.% V₂O₃), Cr (до 5.07 мас.% Cr₂O₃), Zn (до 0.24 мас.% ZnO). Можно отметить, что среди месторождений известных в Азии и Африке, шпинель Мьянмы содержит больше всего V (Giuliani et al., 2017).

В шпинели наблюдаются как твердые, так и газовой-жидкие включения. Первые представлены округлыми кристаллами апатита, кальцитом, доломитом, магнезитом, графитом и/или ильменитом, бадделейтом, пиритом, цирконом, хондродитом, амфиболом, флогопитом, клнопироксеном, бёмитом, гетитом и другими. Всего установлено 34 фазы (Phyo et al., 2019). Ассоциация апатита, кальцита и графита и/или ильменита считается характеристической для шпинели из месторождений Мьянмы (Yu, 2016).

В шпинели из месторождения Ман-Син (Man Sin, Mansin) изучены флюидные включения (Peretti et al., 2017). Минералы-узники во включениях представлены самородной серой, ангидритом, апатитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, карбонатами, диаспором, бруситом, гетитом, рутилом, хлоридами. В составе жидкой фазы выявлены вода HS⁻, H₂S и CO₂. В газовой фазе установлены сероводород, водяной пар, аммиак, метан и легкие углеводороды.

Проявления Канады расположены на севере страны на острове Баффинова Земля региона Кикиктани территории Нунавут.

Сапфир-, шпинель- и гаюинсодержащие породы находятся в толще мраморов и кальцифиров, которые перекрываются гранатовыми метапсамитами, метапелитами и редкими кварцитами. Эти породы образуют серию Лейк Харбор. Возраст исходных осадочных пород оценивается в 1.93 млрд лет (Belley, Groat, 2019). Осадочная толща была интродуцирована редкими базит-гипербазитовыми силлами мощностью до 200 м и протяженностью до ~6 км. В дальнейшем осадочные и магматические породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Возраст метаморфизма 1849–1835 млн лет.

Мраморы и кальцифиры обычно содержат кальцит, диопсид, флогопит, форстерит, серпентин, амфибол, шпинель, скаполит, графит, пирит, пирротин и скаполит. Изредка встречаются апатит, титанит, волластонит, гумит, плагиоклаз и магнетит, нефелин и

калишпат. В мраморах присутствуют линзы, будины гранитоидов (сиенограниты и их пегматиты, монзониты).

Всего в пределах Баффиновой Земли установлено 14 проявлений шпинели (Belley, Groat, 2019). Положение шпинели на различных проявлениях довольно разнообразно. Шпинель локализуется в диопсидовых породах на контакте между сиеногранитными пегматитами и доломит- и флогопитсодержащими мраморами. Концентрации шпинели наблюдаются в прослое мраморов и кальцифиров в биоит-кварц-полевошпатовых ± альмандин гнейсах. Шпинель обнаружена в доломитовых мраморах в ассоциации с диопсидом, пирротинном, паргаситом, графитом и флогопитом; в кальцитовых мраморах она ассоциирует с форстеритом, флогопитом и редким оксидом титана. Шпинель может быть приурочена к гнездам гумитовых пород (гумититы) в доломитовых мраморах. Есть находки шпинели в «пегматоидной» форстерит-флогопит-карбонатной породе, гнездах, обогащенных паргаситом кальцифиров и кальцифиров с флогопитом, диопсидом, серицитом, кварцем, клинохлором.

Характеристика шпинели. Цвет шпинели фиолетовый, синий, кобальтово-синий, черный, темно-серовато-фиолетовый, темно-серовато-пурпурный. Размер кристаллов фиолетовой, синей шпинели до 5 см, черной – до 15 см, темно-серовато-фиолетовой – до 30 см.

Железистость шпинели варьирует от 0.03 до 0.18. Максимальная величина установлена в черной шпинели. Очень темно-синяя шпинель имеет железистость 0.14. Черная и темно-синяя шпинель не является ювелирной. Темная шпинель с железистостью 0.10 может быть ювелирного качества. Светло-фиолетовая шпинель, ассоциирующая с пирротинном, характеризуется наименьшей железистостью (Belley, Groat, 2019). Содержание ванадия обычно ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. Наиболее высокие концентрации хрома и марганца составляют 0.14 мас.% Cr₂O₃ и 0.10 мас.% MnO. В большинстве случаев содержание кобальта ниже предела обнаружения, за исключение ярко-синей шпинели, где оно варьирует от 0.03 до 0.07 мас.% CoO (Belley, Groat, 2019). Концентрация никеля достигает 0.04 мас.% NiO. Содержание цинка превышает пределы обнаружения при медианном значении 0.13

мас.% ZnO. Фиолетовая и темная серовато-фиолетовая шпинель одного из проявлений содержит 2.32 и 4.25 мас.% ZnO.

Генезис шпинели. Диопсидовые породы со шпинелью, развитые на границе мрамора и сиеногранитных пегматитов, могли сформироваться двумя путями: (1) в результате скарнирования мрамора под действием сиеногранитов или (2) в результате биметасоматической реакции на границе мрамор/сиенограниты под воздействием флюидов, образовавшихся при метаморфизме гранулитовой фации. Учитывая, что диопсидовые породы не везде присутствуют на контакте сиеногранитов и мрамора, скорее всего диопсидовые породы и шпинель сформировались под воздействием метаморфогенных флюидов на пике метаморфизма или около него (Belley, Groat, 2019). Диопсидовые породы со шпинелью на границе между мраморами и гнейсами формировались за счет биметасоматической реакции при участии метаморфогенного флюида. Шпинеленосные минеральные ассоциации, содержащие большое количество различных силикатных минералов (флогопит, диопсид, форстерит, паргасит, гумит), а также шпинель, локализованная в мраморах, сформировались на пике метаморфизма. Протолитами метаосадочных пород служили: (1) чистые доломит-содержащие и доломитовые известняки, (2) доломитовые мергели и (3) эвапоритовые магнезитовые мергели. Считается, что такие же протопороды были на проявлениях сапфира и лазурита в пределах группы Лейк Харбор. Факторы, которые благоприятствовали отложению шпинели в магнезиальных метакарбонатных породах (Belley, Groat, 2019): (1) низкое количество Si относительно Al, что оказывает решающее влияние на формирование шпинели в известково-силикатных породах; (2) низкая активность K, ограничивающая образование флогопита и способствующая сохранению Al для образования шпинели; (3) низкая активность углекислоты в мраморах.

Месторождение Кухилал. Это месторождение розово-красной шпинели находится в Горном Бадахшане в 37 км южнее г. Хорог (Юго-Западный Памир). Считается, что оно было известно еще в VII–VIII веках н.э. Копи описывали Аль-Бируни и Марко Поло. Месторождение более или менее постоянно отрабатывалось до конца XIX века.

Минералогически памирская шпинель впервые охарактеризована в 1878 г. В.П. Еремеевым. Планомерная разведка месторождения осуществлялась в 1972–1989 гг.

Район месторождения входит в состав Ваханской структурно-тектонической зоны Юго-Западного Памира, которую можно рассматривать как срединный массив, сложенный в основном метаморфическими породами докембрийской ваханской серии. Само месторождение размещается на юго-западном крыле Шахдаринской синклинали в низах ваханской серии магнезитовых мраморов и мигматизированных гнейсов горанской свиты. Радиометрический (U-Pb, K-Ar, Rb-Sr) возраст метаморфизма оценивается в 2.13 млрд лет, то есть ранний протерозой. Изотопный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита магнезитовых мраморов 17–22 млн лет указывает на миоценовый возраст охлаждения в ходе гималайской эксгумации (Giuliani et al., 2017).

На площади месторождения на поверхность выходит главным образом пачка магнезитовых серых мраморов мощностью до 500 м, которая подстилается и перекрывается биотит-кварц-плагиоклазовыми гнейсами и мигматитами, местами обогащенными гранатом, силлиманитом и кианитом. Большая видимая мощность мраморов обусловлена крупной изоклинальной складкой, образованной в кайнозойский тектоно-магматический этап. Среди метаморфитов встречаются единичные тела докембрийских ортоамфиболитов и многочисленные жилы аплитовидных гранитов и пегматитов с дравитом памирско-шугнанского комплекса с возрастом 13–17 млн лет (миоцен) (Владимиров и др., 2012) Этот возраст совпадает с возрастом флогопита магнезитовых мраморов.

Шпинель на месторождении связана с метасоматитами, развитыми вдоль контактов гнейсов и мраморов (Рис. 146, 147). Наблюдается биметасоматическая колонка (от алюмосиликатных к карбонатным породам): биотитовый кварц-полевошпатовый гнейс – кианит-силлиманит-кварцевые эндоксарны – энстатитовая зона – форстеритовая зона – форстеритовый кальцифир – магнезитовый мрамор. Крупно-гигантозернистая энстатитовая зона с плагиоклазом, жедритом, графитом, форстеритом, мелкими шпинелью и клиногумитом является наиболее выдержанной и мощной (до 35 м).

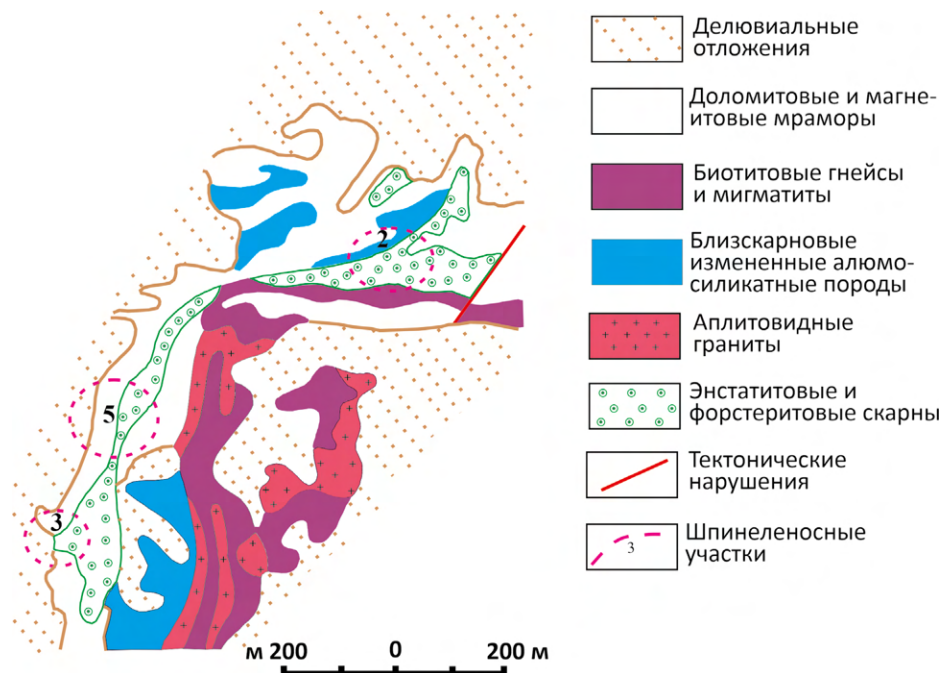


Рис. 146. Схема геологического строения центральной зоны месторождения Кухилал (по Киевленко, 2001)

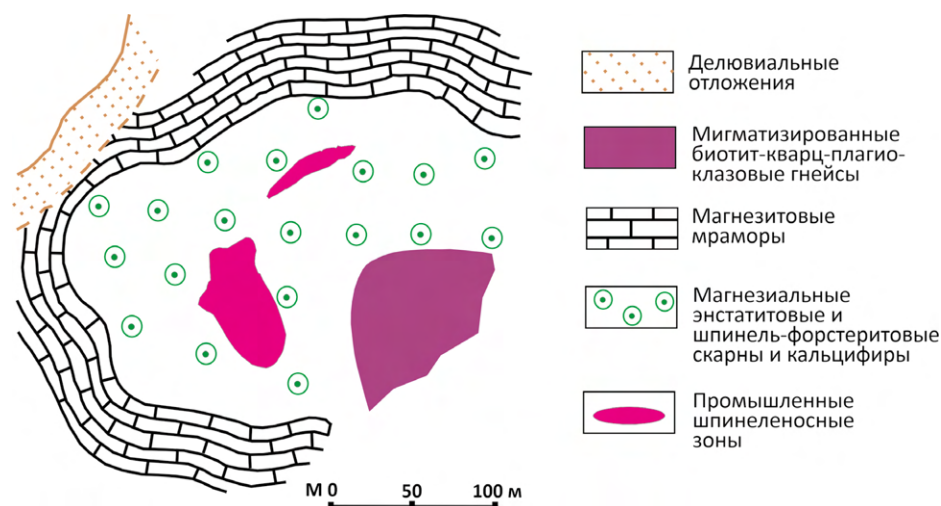


Рис. 147. Схема геологического строения шпинеленого участка, Кухилал (по Киевленко, 2001)

Шпинель, включая и ювелирную, в основном находится в форстеритовой зоне, которая представлена линзо- и жиллообразными телами, залегающими субсогласно среди энстатитового скарна вблизи зоны кальцифиров (Рис. 148). Мощность таких тел варьирует от первых десятков см до 5 м при длине по простиранию до 30 м. Отмечаются также маломощные секущие жилы, прожилки и гнезда форстеритовых пород. Форстеритовые метасоматиты сложены форстеритом (75-90%) и шпинели и клиногумита (5-20%); второстепенные минералы: энстатит, магнезит, флогопит, пирротин, пирит, железистый рутил, увит, графит.

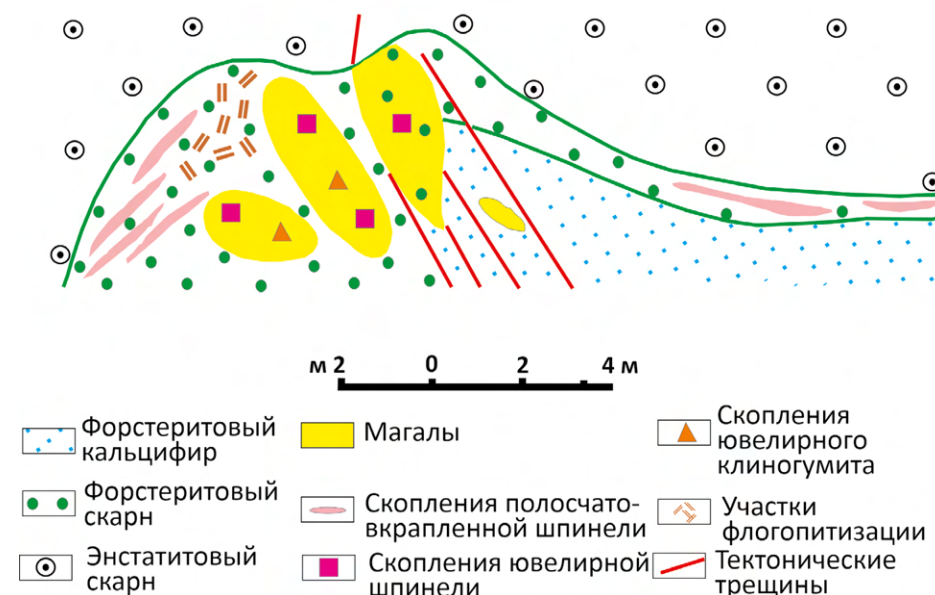


Рис. 148. Фрагмент строения шпинеленой скарновой зоны, Кухилал (по Киевленко, 2001)

Форстеритовые метасоматиты постепенно сменяются форстеритовым кальцифиром, в котором содержание оливина снижается до 30% и менее, а доломита и магнезита возрастает до 30-50%, могут присутствовать вкрапленная шпинель и клиногумит. Далее по разрезу кальцифир переходит в исходный магнезиальный мрамор с содержанием форстерита не более 5-15%, почти без доломита, шпинели и клиногумита.

В форстеритовом метасоматите встречаются гнездовые («блоковые») обособления крупных кристаллов шпинели, их сростков и гигантозернистых агрегатов размером от 5 до 30 см и более. Они, как правило, сильно растресканы и большей частью малопрозрачны. Источником ювелирного камня на месторождении являются гнездовые скопления шпинели и клиногумита в форстеритовом метасоматите, окруженные белой оболочкой из серпентина, хлорита, гидроталькита и манассеита, которые Аль-Бируни называл магалами. Иногда серпентинизация с сопутствующим комплексом гидроксилсодержащих минералов занимает пространство между несколькими такими магалами, в результате чего возникают сравнительно крупные гнезда объемом до 1 м³. В рыхлой массе магалов находятся кривогранные кристаллы октаэдрической шпинели и псевдо-тетрагонального клиногумита, а также их сглаженные обломки с заматированной поверхностью и следами растворения. Манассеит глубоко проникает в шпинель по трещинам, замещая ее в разной степени. Шпинель и клиногумит в магалах малотрещиноваты и отличаются высокой прозрачностью. Мягкая оболочка способствовала сохранению шпинели при активных постминерализационных тектонических подвижках.



Рис. 149. Фрагмент кристалла шпинели, Кухилал, Таджикистан. Фото: Gemlovers

4-6 см, иногда до 15-20 см (Рис. 149). В 1985 г. на участке 5 был добыт уникально крупный, разбитый трещинами кристалл густо-розовой шпинели размером 15x17x20 см и массой 5880 г., т.е. 29400 карат. Там же в магалах встречались фрагменты кристаллов без тре-

Характеристика шпинели.

Шпинель встречается в зернах неправильной формы, ограненных кристаллах и их обломках со следами растворения и регенерации. Широко распространены уплощенные двойники роста по октаэдру {111}, полисинтетические «пятерники», а также тонкие механические двойники, возникающие при тектонических деформациях. Размеры зерен кристаллов составляют от нескольких мм до

щин и грубых дефектов массой до 100-150 г., позволявшие получать особо крупные ювелирные камни.

Цвет кухилалской шпинели розовый от бледного до интенсивного с характерным в большинстве случаев фиолетовым или малиновым оттенком (Рис. 150). По химическому составу она отвечает шпинели и содержит примеси двух- и трехвалентного Fe 0.36 мас.% FeO и 0.21 мас.% Fe₂O₃, Cr – до 0.43 мас.% Cr₂O₃, Ti до 0.15 мас.% TiO₂, Zn – 0.08 мас.% ZnO. Среди твердых включений распространены сахаровидный кальцит, флогопит, графит, циркон, рутил, апатит.



Рис. 150. Ограненные вставки из памирской шпинели, Таджикистан. Фото: Gemlovers

На месторождении кроме шпинели добывается ювелирный клиногумит ярко-желтого, медового и оранжевого цвета. Кристаллы клиногумита размером до 10 см обычно плохо огранены и сильно растресканы, что резко снижает выход кондиционного материала.

Генезис шпинели. Месторождение Кухилал относится к абиссальной фации магнезиально-скарновой формации. Формирование скарнов связано с внедрением гранитоидов Шугнанского комплекса. В пользу этого свидетельствует высокое содержание фтора в минералах и изотопный состав кислорода шпинели ($\delta^{18}\text{O} = 5.6-8.6\text{‰}$).

Отмечается ряд специфических особенностей магнезиальных скарнов Кухилала: (1) широкое развитие кианита в эндозоне как результат десициации биотитовых гнейсов, (2) интенсивное проявление графитизации в эндо- и экзоскарнах, (3) жильные формы обособления форстеритовой зоны, характерные для инфильтрационного метасоматоза, (4) разнообразная постскарновая минерализация, зависящая от состава субстрата, с окварцеванием и флогопитизацией в эндозоне, обильным амфиболом и тальком в энстатитовой зоне, серпентином, гидроталькитом и манассеитом в форстеритовой зоне.

Тест



МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМЕТИСТА

Пегматиты (Толл Маунтин, США).

Скарны (месторождения железорудного Ангаро-Илимского бассейна).

Гидротермальные месторождения:

– **месторождения в интрузивных породах** (месторождения Среднего Урала (Ватиха); Обман, Якутия; Сельбур, Таджикистан; Эоньян, Южная Корея);

– **месторождения в вулканических породах** (месторождения Бразилии; Кедонское, Магаданская область; Маджарово, Болгария);

– **месторождения в метаморфических породах** (Хасаварка, Коми; район Тандер-Бей, Канада; месторождения Замбии; месторождения Бразилии (Мараба)).

Аметист относится к числу самых популярных камней и известен с древних времен. Он упомянут Теофрастом (IV в до н.э.), а в Библии отнесен к 12 священным камням. В Древнем Египте из аметиста вырезали изображения животных для амулетов. Название самоцвета обычно связывают с греческим «аметистос», означающим «безалкагольный». В античные и средние века аметист плохо отличали от фиолетового сапфира («восточного аметиста») и флюорита, и его принадлежность к обычному кварцу была установлена в 1708 г. швейцарским исследователем Д. Шуцером.

Начиная со средних веков камень становится традиционным украшением предметов культа и одежды служителей христианской церкви. Аметист даже стали называть архиерейским камнем. Гранятся высококачественные прозрачные и сравнительно крупные кристаллы аметиста (0.5-1 см и более). В качестве ювелирно-поделочного камня применяются плотные агрегаты шестоватого жильного аметиста, а также щетки мелких кристаллов на вмещающей

породе. Можно отметить, что в XVII веке на Руси красноватый аметист («вареник» или «америс») ценился выше рубина

В отличие от бесцветного или дымчатого горного хрусталя в аметисте всегда присутствует примесь Fe^{3+} : 0.01-0.04 мас.% Fe_2O_3 в бледно-фиолетовых образованиях и от 0.24 до 0.35 мас.% Fe_2O_3 в густо-окрашенных. Крупные кристаллы, достигающие 25 см в поперечнике, отмечались на месторождениях Тандер-Бей в Канаде и Мараба в Бразилии. Самая крупная жеода аметиста «Принцесса Уругвая» добытая в районе Артигас в Уругвае имеет высоту 3.27 м и массу 2.5 т. Большие кристаллы всегда замутнены, содержат многочисленные включения и рассечены трещинами. В ювелирном деле используются камни, имеющие в обработанном виде массу 5-15 карат. В Британском музее естественной истории хранится ограненный аметист из Бразилии массой 343 карата, а в Национальной коллекции США уникальный также бразильский камень массой 1362 карата. Ежегодно добывается от 5000 до 7000 тонн камня.

В аметисте всегда есть газо-жидкие включения, особенно многочисленные в основании кристаллов. Среди твердых включений распространены гематит, гётит и более редкие лепидокрокит и пирит. Окраска аметиста на разных месторождениях варьирует от голубовато-фиолетовой до пурпурно- и красно-фиолетовой (Рис. 151). Аметистовая окраска часто сочетается с дымчатой, а также иногда с молочно-белой и очень редко с желтой — цитриновой, распределяясь зонально. Двухцветные аметисто-цитриновые кристаллы из Бразилии и Уругвая получили торговое название «аметрин».

Фиолетовый цвет аметиста может быть изменен в результате прокаливания. При нагревании до температуры 250-350°C аметист обесцвечивается, но окраску можно восстановить посредством радиоактивного облучения. С увеличением температуры до 450-500°C центры аметистовой окраски необратимо разрушаются, и минерал становится красновато-бурым или желтым, превращаясь в цитрин.

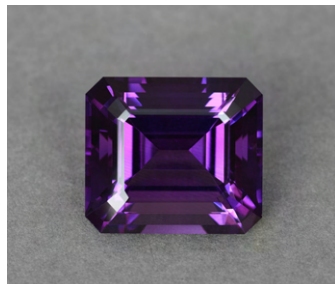


Рис. 151. Аметист,
39.1 карата, Бразилия.
Фото: Gemlovers

Это свойство используется для получения из дешевого бледного аметиста более качественного и дорогого цитрина. Некоторые камни, например, из месторождения Монтезума в Бразилии при температуре 500-510°C становятся зелеными — празеолитом. Выше 550°C аметист сначала мутнеет, а затем становится молочно-белым, опалесцирующим.

Окраску аметиста пытались первоначально объяснить примесью Mn. Позже выяснилось, что она обусловлена вхождением в структуру кварца примеси трехвалентного железа, замещающей четырехвалентный кремний в искаженной тетраэдрической позиции. В образовавшемся потенциальном центре аметистовой окраски заряд обычно компенсируется ионом калия, водорода или протоном. Фиолетовая окраска появляется после радиоактивного (ионизирующего) облучения, в результате чего ион железа в дефектном тетраэдре теряет электрон, переходя в необычное четырехвалентное состояние. Термическая обработка разрушает аметистовые центры окраски Fe^{4+} . Появляющаяся при этом празеолитовая (зеленая) окраска связана с центрами Fe^{2+} в искаженной октаэдрической позиции, а цитриновая (желтая) — с «неструктурной» примесью мельчайших железосодержащих частиц. Цитрин, полученный в результате термического облагораживания аметиста из месторождений в штате Байя, на бразильском рынке известен как «топаз Риу-Гранди» или «топаз Байя» (Cassedanne, 1983).

Ювелирный аметист, начиная с шестидесятых годов, синтезируется в промышленных масштабах. Надежным признаком искусственного происхождения аметиста являются следы бесцветной затравочной пластинки, а природного — наличие однофазовых жидких включений, а также включений с углекислотой или в форме отрицательного кристалла.

География месторождений. Крупные месторождения с высококачественным ювелирным аметистом немногочисленны. Главные из них находятся в Бразилии в штатах Пара (Мараба, Пау-де-Арку), Байя (Монтезума, Коруджа, Жоанина), Риу-Гранди-ду-Сул (Лажедо, Ираи) и в примыкающей части Уругвая, регулярно снабжая мировой рынок с середины XVIII века ювелирным аметистом и отожженным из него цитрином. Второе место после Бразилии по

добыче аметиста является Замбия (наиболее крупные месторождения района Мапатизия на юге страны). В Канаде в провинции Онтарио расположено месторождение Тандер-Бей, известное крупными кристаллами и друзами аметиста.

Начиная с 1768 года, аметист добывался в России на Среднем Урале (Тальян, Ватиха). Открыты месторождения аметиста на Приполярном Урале (Хасаварка), в Южной Якутии (Обман) и на Дальнем Востоке (Кедон). Из других месторождений в Евразии можно упомянуть комплексные россыпи самоцветов с аметистом в Шри-Ланке, а также скопления жильного шестоватого аметиста в Болгарии в Восточных Родобах (Маджарово), Польше в Силезии, Чехии у Тршебича, Германии в Рудных горах и во Франции в департаменте Пюи-де-Дом. Аметистовая минерализация широко проявлена в Средней Азии в Тянь-Шане (Селбур в Таджикистане).

Обстановки формирования аметиста. В природе аметист в большинстве случаев имеет гидротермальное происхождение и всегда представляет наиболее позднюю генерацию крупнокристаллического кварца. Как правило, он образуется на заключительных сравнительно низкотемпературных стадиях, кристаллизуясь в пустотах и трещинах эффузивных и пирокластических пород, гранитоидов, кварцитов, песчаников, некоторых железорудных скарнов, кварцевых жил и пегматитов. Незначительная аметистовая минерализация связана с диагенезом и окремнением карбонатных пород, а также с корой выветривания железистых кварцитов. В зависимости от геологической обстановки с аметистом ассоциируют халцедон, цеолиты, кальцит, сидерит, анкерит, барит, гематит, гётит, флюорит, пирит, хлорит, серицит.

Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в аметистах из различных месторождений, по данным многих ученых, обычно составляет от 100-120 до 180-200°C. В замутненных основаниях кристаллов она иногда возрастает до 230-250°C. Самая высокая температура от 300 до 400°C указана в работе (Вахрушев и др., 1978) для включений в аметисте из железорудных скарнов Ангаро-Илимского района в Сибири. Самые низкие температуры, не превышающие 60-80°C, зафиксированы в корочках аметиста в кремнистых конкрециях среди карбонатных пород (Подмосковье,

Южный Казахстан и др.). В составе газовой-жидких включений отмечаются главным образом хлориды и бикарбонаты калия, кальция и натрия, а также жидкая и газообразная уголекислота.

Пегматиты

Аметист не типичен для пегматитов. Он отмечается в миаролах пегматитов, представляя наиболее позднюю генерацию кварца, нарастающую на дымчатый или бесцветный кварц (месторождения Кордильер и Аппалачей в США, Майдантальское пегматитовое поле в Узбекистане). Редко аметист обнаруживается в ядерных частях пегматитовых тел. Примером могут служить блоки фиолетово-розового аметиста объёмом до 1.5 м³ в ядре пегматитов в Кентского лейкогранитного плутона в Центральном Казахстане.

Месторождение Толл Маунтин, США. Это наиболее интересное месторождение, расположенное в юго-западной части округа Джефферсон около Бьютта в штате Монтана. В пределах месторождения есть два рудника Пондорф (в настоящее время полностью отработан) и Литл Джем (действующий).

Геологическое строение. Месторождение находится в пегматитовом поле Бьютт в самой южной части мезозойского гранитного батолита Боулдер, тяготея к его приконтактовым гибридизированным фациям гранодиорит- и кварц-монцитного состава. Возраст батолита Бьютт 74.7-76.7 млн лет (Bray et al., 2012). Пегматитовые тела развиты как внутри батолита, так и в его экзоконтакте во вмещающих метаморфитах. Интерес представляют внутриинтрузивные тела, чья мощность варьирует от 1 до 10 м при длине от 10 до 60 м. Непосредственно на руднике Литл Джем отрабатывается пегматитовое тело длиной 50 м, видимой шириной 20 м и вертикальной мощностью 10 м (Hage, Menzies, 2018). Верхняя часть этого субгоризонтального тела состоит из чередующихся полос (слоев) аплита и пегматита. Ниже находится предположительно кварцевое ядро, часть которого выходит на поверхность. Под кварцевым ядром расположена аплитовая зона, которая содержит небольшие тела, тонкие жилы и прожилки пегматитов. Эта аплитовая зона непосредственно контактирует с гранитами. Наиболее крупнозернистый пегматит состоит из больших (до 1 м и более) столбчатых кристал-

лов микроклина и кварца. Аплиты в верхней части пегматитового тела содержат многочисленные пустоты размером менее 2.5 см.

Строение минерализованных полостей. Все зоны пегматитового тела Литтл Джем содержат гнезда разного размера, наибольшее количество которых наблюдается в микроклин-кварцевом пегматите в верхней части тела и аплите в нижней части, кроме того, они развиты и в кварцевом ядре. Многие гнезда имеют небольшой размер (10-15 см), но существуют и более крупные (до 1-4 м). Большинство продуктивных гнезд (особенно с аметистом) целиком или частично находятся в микроклине. Различают первичные и вторичные гнезда. Первые образуются при кристаллизации пегматитов, а вторые находятся в сильно измененном полевошпате. Первичные гнезда имеют различный размер. Небольшие гнезда (максимум 10 см) могут содержать только один кристалл дымчатого кварца или аметиста; они также бывают пустыми и в них наблюдается только мелкочешуйчатая светлая слюда. Гораздо более крупные гнезда формируются между гранями крупных кристаллов кварца и полевошпата. Они узкие, но в длину достигают 1 м. В кварцевом ядре также развиты гнезда размером до 2 м в поперечнике. Вторичные гнезда формируются путем растворения части крупных кристаллов полевошпата в результате поступления поздних гидротермальных флюидов. Вторичные гнезда обычно более крупные, чем большинство первичных, их размер достигает 4 м.

Большая часть высококачественных образцов аметиста нарастала на кристаллы полевошпата в верхней части вторичных гнезд. Однако, изменение полевошпата в верхней части пегматитового тела привело к разрушению почти всех вторичных гнезд и образованию рыхлой массы, состоящей из обломков полевошпата и кварца. В нижней части тела полевошпат значительно менее изменен, что обусловило сохранность многих кристаллов. Количество кристаллов не зависит от размера гнезда. Вторичные гнезда дают наиболее крупные и сложные кристаллы кварца, включая образцы с самой лучшей аметистовой окраской.

Минеральный состав пегматитов достаточно простой. Гнезда в ядерной части содержат только кристаллы кварца, а в гнездах в остальных частях развиты, по существу, кварц и калишпат. Аль-

бит наблюдается лишь в гнездах из пегматитов в нижней аплитовой части. Количество других минеральных видов не превышает десяти, и они развиты в очень небольшом количестве (Hage, Menzies, 2018). Как первичные, так и вторичные гнезда содержат разнообразные по форме кристаллы кварца, но наибольшее их количество было извлечено из вторичных гнезд. В первичных гнездах развиты редкие хорошо образованные кристаллы эпидота, шерла, анатаза, а вторичные содержат пирит и гетит.

Характеристика камня. Разновидности кварца варьируют от молочно-белого до бесцветного и прозрачного (горный хрусталь), развиты дымчатый кварц (медово-коричневый, коричневый до угольно-черного) и аметист. Кристаллизация как правило начинается с молочно-белого кварца и завершается аметистом. Можно наблюдать перерывы в росте.

Молочно-белый кварц слагает призматические кристаллы длиной до 2 м в кварцевом ядре, которое содержит небольшие пустоты с бесцветным кварцем. Кристаллы черного дымчатого кварца длиной до 2 м образуют тесные сростания с калишпатом с образованием крупнокристаллического пегматита.

Как в первичных, так и вторичных гнездах кварц второй генерации представлен бесцветными до дымчатых призматическими кристаллами длиной до 15 см и до 5 см в поперечнике. Цвет обычно меняется от дымчатого до бесцветного и иногда снова дымчатый у вершины.

Аметист в большинстве случаев – это поздняя (обычно последняя) генерация кварца. Его кристаллизация изредка прерывается и затем возобновляется, обуславливая образование следующей генерации. Кристаллы аметиста наиболее интересны и разнообразны по форме: сложные индивиды, скипетры, ориентированные сростания. Цвет аметиста варьирует от [от сиреневого до темно-фиолетового](#). Стоит отметить, что в пустотах в наиболее интенсивно окрашенном калишпате образуется наиболее бледный аметист. Лучший по цвету аметист описывают как неоновый красновато-фиолетовый.

Флюидные включения в аметисте размером до 0.5 мм водные или богаты углекислотой с преобладанием жидкой CO_2 (Hage, Menzies, 2018). Из-за высокого внутреннего давления во включени-

ях при нагревании включения взрываются, приводя к растрескиванию кристалла-хозяина. Включения с CO_2 и H_2O гомогенизируют при температуре от 120 до 230°C, но она достигает и 300°C. Давление при кристаллизации аметиста выше 2 кбар (Gammons et al., 2016).

Другие месторождения аметиста в США также связаны с батолитом Боулдер. Здесь в полостях пегматитов вместе с крупными кристаллами корродированного калишпата, тонкоигольчатым черным турмалином и зеленоватой слюдой встречались обелисковидные кристаллы горного хрусталя размером от нескольких сантиметров до (в исключительных случаях) 90 см в длину и 35 см в поперечнике (Киевленко, 2001). В фиолетовый цвет частично окрашены головки и боковые грани кристаллов, а также скипетровидные формы. Несмотря на небольшую величину обособлений, аметист имел привлекательную окраску и нередко высокое качество. Характерно наличие многочисленных включений черного турмалина, из-за которых отдельные зоны кристаллов кварца становятся очень темными.

Скарны

Аметист встречается в гранат-пироксеновых скарнах с магнетитовым оруденением, формировавшихся в условиях сравнительно небольших глубин и сопровождавшихся пострудной кварцевой минерализацией. Являясь низкотемпературной генерацией кварца, аметист завершает гидротермальную стадию процесса, кристаллизуясь в поздних или подновленных трещинах и пустотах в скарнированных породах и телах магнетитовых руд. В большинстве известных случаев аметистовая минерализация скарнов имеет только минералогическое значение. В очень небольшом количестве пригодный для огранки аметист встречался на своеобразных Ангаро-Илимских железорудных месторождениях России, образованных в результате поствулканической деятельности траппов. Коллекционные образцы с бледно окрашенным аметистом, горным хрусталем, кальцитом, эпидотом, мушкетовитом и рядом других минералов известны на месторождении Дашкесан в Азербайджане. В литературе упоминаются скарны Денни Маунтин в штате Вашингтон в США с многочисленными кварцевыми жилами и эффектными скипетровидными кристаллами аметиста.

Месторождения железорудного Ангаро-Илимского бассейна. Бассейн находится в Иркутской области в междуречье Ангары и Илим. Разрабатываемые месторождения железа этого бассейна (Коршуновское и Рудногорское) находятся в 430 и 520 км к северу от Иркутска, на железной дороге Тайшет – Лена.

Геологическое строение. Район расположен в юго-западной части Сибирской платформы. Железорудные залежи связаны с нижнемезозойским трапповым вулканизмом и локализованы в трубообразных телах, сложенных главным образом агломератовыми туфами и туфобрекчиями базальтов, диаметром от нескольких десятков метров до 2 км и прослежены на глубину на 500-800 м. Трубки являются продуктами фреатомагматических извержений. Они возникают там, где базальтовые расплавы внедрились в K-Mg-Na-Ca хлоридные рассолы, залегающие среди многокилометровых толщ соленосных и ангидритовых пород платформенного чехла. Солёность этих рассолов 450-700 кг/т. Перегретые рассолы и пары устремлялись в трубки взрыва, частью в около трубочное пространство и вдоль пологих срывов в осадочные толщи на расстояние до 2 км от трубок. Эти перегретые рассолы замещают породы любого состава – от аргиллитов до базальтов и редких известняков минеральными агрегатами высокотемпературных известковых скарнов (андрадит-гроссуляровые гранаты, диопсид-салит, волластонит, везувиан, скаполиты) с более поздними обильными магнетитовыми и магномагнетитовыми рудами. Руды местами состоят поровну из магнетита и галита. Процессы образования ангаро-илимских скарнов чередовались с вулканической активностью. Во многих участках скарны с магнетитовым оруденением брекчированы и на их обломки росли крупнокристаллические агрегаты форстерита, монтichelлита ($\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$), фассаита с тем или иным количеством шпинели и магнетита.

В данном случае магнезиальные скарны возникли позже известковых скарнов. Те и другие типы скарнов возникли вне связи с интрузивами гранитоидов и карбонатными породами.

Типы аметистовой минерализации. Развита несколько типов скоплений кристаллов аметиста, различающихся по морфологии и вариациям минерального состава (Татаринов, 1983). В сплошных

магнетитовых и апатит-магнетитовых рудах встречаются заполненные глиной минерализованные трещины длиной до нескольких десятков метров с кристаллами аметиста на сером шестоватом кварце, линзовидные обособления и гнезда крупнозернистого кварца или кальцита с кварц-аметистовыми жеодами. Для пироксен-гранатовых скарнов с вкрапленным и брекчиевидным магнетитовым оруденением обычны халцедоновые и кремнисто-яшмовидные, реже кальцитовые жилы и линзы, длина которых может достигать 100 м и более при мощности 0.1-1.5 м. В полостях и мелких пустотах среди таких жил кристаллизуются серый и водяно-прозрачный кварц и аметист, часто в скипетровидной форме. Халцедон-кварцево-аметистовая минерализация развивается также между слоями апатит-магнетитовой руды с кокардовой структурой.

Характеристика камня. Аметист образует щетки и друзы скипетровидных и призматических кристаллов размером до 3-5 см и более, имеющих преимущественно бледно-фиолетовый цвет. Густо окрашенный аметист наблюдался на Капаевском месторождении, где в полостях наблюдались сталактитоподобные агрегаты длиной до 15-20 см с халцедоновым стержнем, обрастающим радиально-лучистым прозрачным кварцем с аметистовыми головками (Киевленко, 2001)

Флюидные включения. Аметист содержит сингенетические включения пирита и битумов. Температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в основном укладываются в интервал 330-390°C – наиболее высокий по сравнению с аметистом из месторождений других генетических типов (Вахрушев и др., 1978).

Гидротермальные месторождения

К этому классу относится большинство месторождений аметиста, имеющих практическое значение. Такие месторождения из-за недостатка данных зачастую затруднительно ассоциировать с растворами, связанными с интрузивным магматизмом, вулканизмом или метаморфизмом. Поэтому мы полагаем, что месторождения аметиста гидротермального класса лучше разделить по типу вмещающих пород: (1) месторождения в интрузивных породах, (2) месторождения в вулканитах, и (3) месторождения в метамор-

фических толщах. К первым, например, относятся месторождения Ватиха и Тальян на Среднем Урале, Эоньян в Республике Корея. Ко вторым – Кедон в Магаданской области, Маджарово в Болгарии, многочисленные знаменитые месторождения Уругвая и примыкающей части Бразилии. В третью группу попадают объекты, локализованные в пределах древних докембрийских щитов, например Тандер Бей в Канаде, Монтесума и Караджо в Бразилии, Мыс Кораблик в Карелии. Месторождения нередко похожи друг на друга по геолого-структурным особенностям и парагенетическим минеральным ассоциациям. Это объясняется тем, что аметист во всех случаях кристаллизуется на заключительных стадиях гидротермального процесса из малокомпонентных растворов кремнезема при сравнительно невысоких температурах (обычно от 200 до 80°C) и давлениях в несколько десятков или первых сотен атмосфер.

Месторождения в интрузивных породах

Месторождения связаны с гранитоидным магматизмом и залегают в зонах эндо- и экзоконтакта гранитоидных массивов. Вмещающими породами чаще всего являются непосредственно граниты краевых фаций. Почти все они представлены зонами интенсивной трещиноватости и дробления горных пород с доминирующей кварцевой минерализацией.

Месторождения Среднего Урала. Первые достоверные сведения о наличии в этом районе самоцветов, и в том числе аметиста, относятся к 1668–1669 годам. В 1768 г. было открыто месторождение Тальян с наиболее качественным аметистом, который при искусственном освещении приобретает кроваво-красный оттенок, а через 14 лет – крупное Сизиковское аметистоносное жильное поле, включающее месторождение Ватиха. Добыча камня с перерывами продолжалась более 200 лет.

Аметистоносный район Среднего Урала расположен в 100-140 км севернее Екатеринбурга, занимая северную часть так называемой Мурзинско-Адуйской или Уральской самоцветной полосы. Эта площадь охватывает зону западного контакта позднепалеозойского Мурзинского гранитного массива с кембрийскими биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами мурзинской свиты. В гнейсах

развиты топазо- и бериллоносные миароловые пегматиты, а гидротермальная аметистовая минерализация наблюдается в основном среди гранитов. Большинство известных проявлений аметиста находится западнее сел Мурзинка и Сизикова (Ватиха, Тальян, Гарниха, Мягкая, Бык). Ряд проявлений обнаружен Верхне-Нейвинском (Алабашском) поле: Тележница, Березово, Каменные горки.

Месторождение Ватиха находится в 4.5 км к северо-востоку от деревни Сизикова. Оно известно с середины XVIII века. Добыча аметиста достигла расцвета в 1780–1785 гг. В 1925–1934 гг. здесь работала старательская артель «Самоцвет». В 1954–1958 гг. месторождение разведывалось Алапаевской партией Уральского геологического управления, а в 1958–1961 гг. аметист добывался предприятием «Уральские самоцветы». Последняя детальная разведка закончена в 1978 году Нейвинской ГРП ПО «Уралкварцсамоцветы». Месторождение законсервировано из-за нерентабельности его отработки. Балансовые запасы аметистового кристаллосырья составляют: разведанные (по категориям А+В+С1) – 17334.4 кг, предварительно оценённые – 2076.5 кг, в том числе запасы ограночного сырья 978.1 и 334.0 кг соответственно, запасы кабошонного сырья 1073.9 и 354.3 кг, коллекционного сырья 6459.8 и 820.8 кг.

Геологическое строение. Месторождение представлено серией сближенных кварцевых жил и минерализованных трещин в зоне эндоконтакта Мурзинского массива. В пределах месторождения развиты несколько сопряженных северо-восточных разломов, оперяющихся субмеридиональными крутыми минерализованными трещинами, которые местами группируются в жильно-прожилковые зоны. Протяженность минерализованных трещин по простиранию варьирует от 30 до 350 м при мощности от 5 см до 1 м, а зон сближенных сопряженных трещин от 1 до 3 м и более. Гидротермальная минерализация прослежена на глубину до 150 м от поверхности.

В зонах минерализованных трещин граниты интенсивно пропилитизированы и аргиллизированы. Они нередко превращены в «зеленчук» (старательский термин для породы, сложенной каолинитом, серицитом, хлоритом, альбитом, карбонатом, пиритом и кварцем). Стенки минерализованных трещин инкрустированы се-

рым полупрозрачным зернистым кварцем, а в свободной центральной части кристаллизуются бесцветный и слабодымчатый горный хрусталь, аметист и карбонаты (главным образом анкерит и кальцит). Более редкие минералы – гематит, сидерит, брукит, анальцит (Сорокин, 1973).

Строение полостей. Аметистоносные полости, щелевидные или уплощенно-линзовидные, располагаются по центральному шву минерализованных трещин. Нередко линзовидные полости следуют друг за другом, соединяясь тонкими кварцевыми прожилками. Длина таких полостей достигает 2 м при ширине от 1 до 15 см. В местах сочленения трещин находятся более сложные полости: трубообразные, изометричные и неправильные объемом 0.1-1.5 м³.

Характеристика камня. Кристаллы аметиста в виде щеток и друз нарастают на зернистый и шестоватый кварц подложки и встречаются в глинистом материале, выполняющем полости. Длина кристаллов 0.5-5 см, редко до 8-10 см. Облик чаще всего изометричный, короткостолбчатый одно- и двуглавый, иногда скипетровидный с «ножкой» из горного хрусталя. **Окраска варьирует** от густо-фиолетовой до очень бледной, головки кристаллов и секторы роста положительного ромбоэдра лучше бывают окрашены. С глубиной интенсивность окраски снижается.

Флюидные включения. В аметисте распространены водные, углекисло-водные и чисто углекислые газовой-жидкие включения. Первичные включения гомогенизируют при температуре 110-170°C, а в сопутствующих минералах — горном хрустале («ножках» скипетровидных кристаллов) при 160-210°C и в карбонатах от 100 до 220°C (Рябков, 1985). Давление при формировании аметиста оценивается в 60-400 атм.

Последовательность формирования. Гидротермальный процесс на месторождении развивался в три стадии: (1) околожильная пропилитизация гранитов с отложением жильного кварца и небольшого количества бесцветного и дымчатого горного хрусталя за счет кремнезема, выносимого из магматической породы; (2) каолинитизация (аргиллизация) гранитов и ранних пропилитов около полостей и трещин и кристаллизации в них аметиста, карбонатов, анальцита и гематита; (3) пострудная аргиллизация.

Месторождение Обман находится в 60 км к юго-западу от г. Алдан в Южной Якутии. Оно разведывалось в 1969–1973 гг. Выход кондиционного аметиста составляет 3–4 %. Прогнозные ресурсы аметиста – 36,8 кг.

Геологическое строение. Район месторождения сложен архейскими гнейсами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Метаморфиты прорываются интрузивом позднепротерозойских аляскитовых гранитов. Докембрийские породы перекрыты вендскими, кембрийскими и юрскими отложениями платформенного чехла. Площадь месторождения приурочена к западной границе Центрально-Алданского узла Алданской щелочной провинции. Щелочные породы образуют штоки, лакколиты и пластовые тела. Среди щелочных пород различные порфиры сиенитового состава позднеюрского-раннемелового возраста. Структура района определяется широким развитием разрывных нарушений разного порядка.

Месторождение представляет собой мощную зону дробления пород, сцементированных сиенит-порфирами (Гадиятов, Маршинцев, 2000). Породы месторождения в значительной степени гидротермально переработаны. Аметистоносность связана с широко проявленным окварцеванием. Продуктивная аметистоносная зона занимает центральную часть месторождения и состоит из нескольких участков, разделенных блоками без аметистовой минерализации. Длина самого протяженного участка 170 м, ширина варьирует от 25 до 45 м.

Характеристика аметистоносных полостей. Аметист развит в полостях размером до 3,0 x 0,8 м, находящихся в раздувах минерализованных трещин и кварцевых прожилков. Полости щелевидные, линзовидные, изометричные, трубообразные. Прилегающие к полостям трещины иногда заполнены шестоватым кварцем. Внутренняя часть полости выполнена мелкими обломками пород, каолинит-слюдистой глиной, оторванными от стенок кристаллами аметиста и горного хрусталя. В полостях кроме аметиста также находятся горный хрусталь, раухтопаз и морион.

Характеристика камня. Аметист характеризуется сложной формой кристаллов и наличием большого количества сростков. Ши-

роко развиты свилеватые многоглавые кристаллы, особенно среди крупных. Особенностью аметиста является двухглавость. Размер кристаллов аметиста изменяется от 0,8 до 7 см по длинной оси. Цвет колеблется от бледно-фиолетового до густо-фиолетового с красноватым оттенком. **Окраска неравномерная:** в основании бледная до бесцветной, в верхней части – слабо фиолетовая пятнистая, секториальная. В некоторых кристаллах с бледно-фиолетовой окраской присутствуют волосовидные включения гематита, ориентированные нормально к граням ромбоэдра. Кристаллы с густой и равномерной окраской встречаются редко.

Для месторождения характерна вертикальная и горизонтальная зональность, которая выражается в насыщенности цвета кристаллов аметистов. С глубиной содержание аметистов уменьшается, окраска бледнеет. Также происходит осветление аметистов и при переходе в гранитоиды.

Флюидные включения. В кристаллах аметиста встречаются одно- и двухфазовые включения. Содержание газа варьирует от 15 до 100%. Включения различной формы и размеров находятся в основании и в головке кристаллов. В основании обычны включения с содержанием газовой фазы от 15 до 25%, а в верхних окрашенных частях – всегда ниже 15%. Температура гомогенизации флюидных включений в основании кристаллов аметиста составляет 210–285°C, в вершине – 135–195°C (Балицкий и др., 1970). У кристаллов дымчатого кварца температура гомогенизации выше (205–310°C).

Месторождение Сельбур находится приблизительно в 45 км к западу от Душанбе, Таджикистан. Оно расположено на южном склоне Гиссарского хребта, в бассейне реки Курум-Самлок. Месторождение открыто в 1966 г. Общая площадь месторождения 1,6 км². Аметистовая минерализация прослежена по простиранию на 350 м и буровыми скважинами на глубину 40–50 м от поверхности.

Геологическое строение. В геологическом строении района месторождения принимают участие средне-позднекаменноугольные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, которые прорываются позднекарбовыми и пермскими гранитоидными интрузивами и перекрываются юрскими и меловыми осадочными образованиями. Гранитоиды представлены выходами мелко- и сред-

незернистых биотитовых гранитов, гранит-порфиров, аплитовидных альбитизированных гранитов. В районе месторождения широко развиты крутые субмеридиональные тектонические нарушения. Аметистовая минерализация связана с гидротермальными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, которые размещены весьма неравномерно. Они образуют жильные зоны. Всего выявлено 10 таких зон (Гарибмахмадова, 2018). Все жильные зоны длиной от 50 до 350 м при мощности от 1 до 8 м приурочены к субмеридиональным разрывам, которые сопровождаются зонами дробления, окварцевания. Падение кварц-аметистовых тел крутое (70-85°), простираение северо-восточное (10-30°). По минеральному составу жилы и прожилки существенно кварцевые, с заметной примесью анкерита и кальцита, в небольшом количестве присутствуют ортоклаз, альбит, серицит, пирит, гематит, гидроксиды железа. Вблизи зон дробления песчаники осветлены и окварцованы, а их мелкие обломки внутри зоны интенсивно аргиллизированы (Киевленко, 2001).

Характеристика аметистоносных полостей. В продуктивных зонах месторождения кристаллы аметиста встречаются в гнездах, главным образом в остаточных полостях кварцевых жил. Большинство полостей расположено в призальбандовых и центральных частях жил. Полости имеют щелевидную форму и длину до 1 м при ширине до 10 см. Стенки полостей инкрустированы щетками кристаллов серого кварца и аметиста. В местах сочленения жил располагаются более крупные полости произвольной формы размером до 0.5 м в поперечнике, заполненные оранжево-красной глиной с кристаллами аметиста.

Характеристика камня. Кристаллы аметиста в полостях располагаются обычно перпендикулярно к поверхности субстрата и имеют призматический габитус. Размер кристаллов от 1-3 до 5-10 см. Кристаллы аметиста характеризуются неравномерным распределением окраски – от бледно-фиолетовой и лиловой до густо-фиолетовой. Встречаются и равномерно-окрашенные в фиолетовые тона средней густоты кристаллы. Кристаллы аметиста нередко зональные, с чередованием молочно-белого, сиреневого и фиолетового цветов. Зачастую кристаллы замутнены, растресканы и за редким исключением не пригодны для огранки. Промышленным

ювелирно-поделочным сырьем на месторождении служит шестоватый жильный аметист.

Флюидные включения. Первичные двухфазовые включения в аметисте располагаются по зонам роста и имеют форму отрицательных кристаллов. Температура их гомогенизации варьирует от 115 до 195°C. Состав минералообразующих растворов бикарбонатно-хлоридно-натриево-калиевый, содержащий также сульфат ионы. Общая соленость 14.5-5.8 мас.% NaCl экв. Оценка давления 150-450 атм (Оймахмадов, 2007).

Месторождение Эоньян (Eonyang) расположено в 3 км к юго-западу от г. Эоньян в Республике Корея.

Геологическое строение. Месторождение приурочено к дайке аплитов, которая интродуцирует тело порфировидных биотитовых гранитов, относящихся к одноименному массиву. В свою очередь гранитоиды прорывают меловую осадочную и вулканогенную толщу бассейна Кионсан (Рис. 152). Осадочные породы ороговикованы. U/Pb возраст гранитов, определенный по циркону, составляет 73 ± 3 млн лет. Дайка сложена теми же минералами, что и биотитовые граниты, т.е. кварцем, калишпатом и биотитом. В дайке широко распространены миароловые пустоты размером до 1.5 м в поперечнике, которые содержат кристаллы аметиста высокого качества.

Характеристика камня. Идиоморфные кристаллы кварца в пустотах по цвету изменяются от молочно-белого в основании кристаллов до фиолетового в окончании. Некоторые аметисты нарастают на призматические или пирамидальные кристаллы молочного или прозрачного кварца. Контакт между ранним кварцем и аметистом хорошо определяется слоями глинистых минералов. Твердые включения представлены гематитом, который наблюдается только в аметисте.

Флюидные включения. В кварце пустот описано три типа включений (Yang et al., 2001). Первый тип – это богатые жидкостью включения, которые содержат жидкость + газ с или без твердых фаз (кальцит и непрозрачные минералы). Непрозрачные минералы могут быть сульфидами (пиритом или халькопиритом). Включения гомогенизируются при температуре 447-480°C. Соленость флюидов во включениях составляет 24 мас.% экв. NaCl. Включения содержат CO₂.



Рис. 152. Схема геологического строения месторождения Эоньян, Южная Корея (по Киевленко, 2001)

Второй тип – это богатые жидкостью включения, которые содержат галит, кальцит и непрозрачные дочерние минералы. Включения оконтуривают грани первичных кристаллов молочного кварца. Эти включения рассматриваются как первичные, они были захвачены после включений первого типа, но до включений третьего типа. Температура гомогенизации включений составляет 320–333°C, соленость 33–34 мас.% экв. NaCl.

Третий тип включений содержит жидкую CO_2 , CO_2 газ и водный флюид. Они расположены в зонах роста, параллельных граням кристалла. Жидкая и газообразная CO_2 занимают более 50% объема вакуоли. Включения этого типа развиты только в аметистовых частях кристаллов кварца. Температура гомогенизации включений составляет 273–288°C. Соленость около 4 мас.% экв. NaCl. В газовой фазе с помощью Рамановской спектроскопии были определены метан и азот.

Представления о генезисе. Данные по флюидным включениям предполагают, что ранний кварц и аметистовый кварц сформировались при различных условиях. Миароловые пустоты иногда содержат пирит с белым кварцем, в то время как включения гемати-

та имеют место только в аметисте. Это свидетельствует о восстановительных условиях роста молочного кварца и высвобождающееся железо осаждается в виде сульфидов. Затем условия изменились на окислительные, и железо вошло в структуру кварца. Изотопные исследования показывают, что флюиды имели магматическое происхождение, но на стадии формирования аметиста произошло смешение с метеорными водами.

Месторождения в вулканических породах

Аметист является типоморфным минералом поствулканического гидротермального процесса, нередко ассоциируясь с халцедоном, кальцитом, цеолитами и баритом. Месторождения этого типа встречаются в районах развития мезозой-кайнозойского вулканизма и различаются по геологической структуре и особенностям минерального состава.

Аметистовая минерализация распространена в эффузивных покровах базальтов и андезитов, наблюдаясь вместе с агатом, главным образом в виде миндалин и жеод в траппах р. Параны (Бразилия и Уругвай), Декана (Индия, в Западных Гатах у Пуны и др.), в вулканических поясах Малого Кавказа (Ахалцихе в Грузии, Иджеван в Армении, Аджикент в Азербайджане), Судет (Крконошские горы в Чехии и Польше), Карпат и других районов мира. На таких месторождениях аметист имеет коллекционное значение, и лишь при наличии крупных минерализованных полостей образуются достаточно большие кристаллы, которые можно использовать как ювелирное сырье (Бразилия, Уругвай).

Другой тип месторождений аметиста представлен минерализованными зонами тектонической трещиноватости и дробления вулканогенно-осадочных и вулканогенных (Кедон на северо-востоке России, Ла-Гарита в Колорадо в США и др.). Особое положение занимают субвулканические рудоносные кварцевые жилы золото-серебряной и реже полиметаллической формации с аметистом, связанные с палеоген-неогеновыми вулканогенно-интрузивными комплексами (Тихоокеанский пояс, Центральные и Восточные Кордильеры Америки, Карпаты и Родопы в Европе и др.). В собственно рудных жилах аметист имеет обычно только минералогическое зна-

чение, а более или менее крупные скопления в основном шестоватого ювелирно-поделочного аметиста возникали в самостоятельных пострудных телах почти мономинерального кварцевого состава (Маджарово в Болгарии и др.).

Месторождения Бразилии. Месторождения аметиста расположены на территории штата Риу-Гранди-ду-Сул на юге Бразилии и сопряженной территории Уругвая.

Геологическое строение. Месторождения локализованы в пределах крупной магматической провинции, где развиты в основном базальты с подчиненным количеством риодацитов и риолитов. U/Pb датирование циркона свидетельствует, что период извержения был относительно коротким – в течение 1-2 млн лет около 135 млн лет назад. Раннемеловые лавы перекрывают палеозойско-мезозойские отложения внутрикратонного бассейна Парана мощностью несколько км и в свою очередь перекрываются позднемеловыми терригенными толщами мощностью 1500-2000 м. Базальтовые лавы залегают непосредственно на водоносном горизонте Гуарани.

Выделяются три агатово-аметистонесных района: (1) Северный – Алту-Уругвайский (Аметиста-до-Сул) (главным образом с аметистом); (2) Центральный – Сальто-до-Жакуи (с агатом) и (3) Юго-Западный – Пограничный – Артигас (с аметистом). Последний расположен в северной части Уругвая. Месторождения этих районов локализованы в лавовой толще мощностью 1.7 км (Рис. 153). Главные месторождения района Аметиста-до-Сул размещены в лавовых потоках, сложенных базальтами с высоким содержанием титана, в то время как месторождения района Артигас локализованы в базальтах, обедненных этим элементом. Аметистовые жеоды в обоих случаях размещаются в верхней части лавового потока мощностью 30-50 м.

Характеристика жеод. Аметист вместе с бесцветным и серым кварцем, халцедоном (агатом), селадонитом, кальцитом и изредка баритом выполняет жеоды и пологие трещины отдельности в миндалекаменных базальтах (Рис. 154), а также цементирует ло-



Рис. 154. Жеода аметиста, Бразилия.
Foto: Gemlovers

кальные зоны дробления лав. Наиболее крупные жеоды достигают 1-2 м в диаметре, а кварц-халцедоновые аметистонесные жилы 5-10 м в длину при мощности 0.5-1.5 м. Минерализованные горизонты базальтов охватывают значительные площади, имея мощность от 2 до 10 м и более.



Рис. 153. Схематическая геологическая карта южной части бассейна Параны (по Morteau et al., 2010)

Предполагается, что заполнение полостей происходило в 4 стадии: (1) отложение селадонита, халцедона, пирита в восстановительных условиях при участии сульфатредуцирующих бактерий, на что указывает низкое значение $\delta^{34}\text{S}$ от -25 до -32‰; (2) отложение аметиста, гетита и ангидрита, что свидетельствует о смене условий на окислительные; (3) отложение раннего гипидиоморфного кальцита; (4) отложение барита, позднего гипидиоморфного кальцита и гипса (Рис. 155).

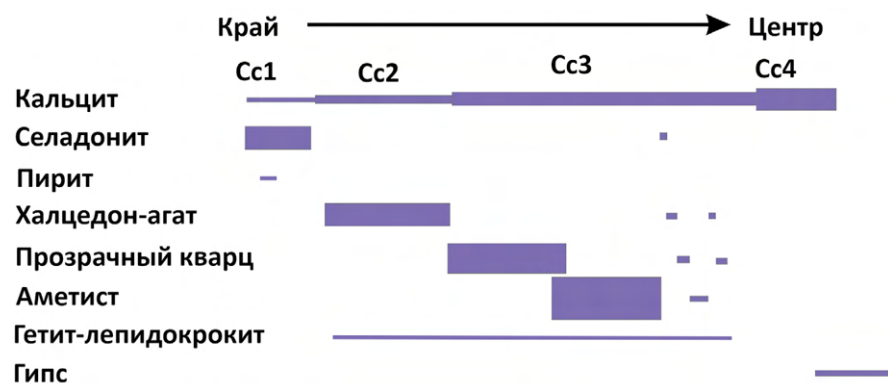


Рис. 155. Последовательность отложения минералов в жеодах, Бразилия (по Morteani et al., 2010)

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование селадонита и изотопные исследования Sr кальцита указывают, что заполнение жеоид началось через 20-30 млн лет после извержения базальтов и продолжалось более 10 млн лет в течение позднего мела. Есть даже и более молодые палеоген-неогеновые оценки возраста (Gilg et al., 2014).

Характеристика камня. Аметист кристаллизовался в свободной центральной части жеоид и минерализованных трещин, образуя друзы и щетки тесно сросшихся кристаллов. Облик кристаллов призматически-пирамидальный, длина от 1-2 до 10 см, **цвет сиреневый с синеватым оттенком преимущественно бледный**, становящийся после нагрева до 435-475°C коричневато-оранжевым. Встречаются своеобразные двухцветные цитрин-аметистовые кристаллы с секториально-зональной окраской. Среди твердых включений распространены **гётит и гематит**, реже наблюдается рутил (Cassedanne, 1988; Epstein, 1988).

Флюидные включения. Флюидные включения изучены только в минералах 2-4 стадий. Они располагаются в основном вдоль залеченных вторичных и псевдотеричных трещин. Включения в бесцветном кварце и аметисте однофазовые, двухфазовые включения крайне редки. Однофазовые включения указывают на низкую температуру кристаллизации кварца. Под воздействием лазера в однофазовых, по-видимому, метастабильных включениях, удалось получить газовый пузырек (Gilg et al., 2014) Это позволило проводить микротермометрические исследования и оценить температуру кристаллизации аметиста в интервале 40-80°C при участии низко-солёных растворов ~5.3 мас.% NaCl экв.

Представление о генезисе аметиста. Аметистоносные полости формируются, но не заполняются при дегазации CO_2 из базальтовой магмы. Температура кристаллизации аметиста в жеодах не более 80°C. Геотермальный флюид, ответственный за образование аметиста, имел своим источником водоносный горизонт Гуарани, подстилающий базальтовые лавовые потоки. Повышение давления и внедрение подземных вод в лавы и жеоиды началось при воздымании восточной окраины Южной Америки и области питания водоносного горизонта. Базальты играли роль относительного водоупора. Поднятие восточной окраины Южной Америки началось примерно через 20-30 млн лет после застывания базальтов в связи с открытием Атлантического океана и совпадает с возрастом селадонита, который образует внешнюю зону жеоид. Максимальная мощность пачки базальтовых лав 1.7 км в сочетании с температурой на поверхности 20°C и геотермическим градиентом 32°C/км обеспечивает температуру около 80°C в верхней части горизонта Гуарани или в базальной части пачки лавовых потоков. Если предположить разную теплопроводность базальтов и подстилающих осадков, то температура горизонта Гуарани должна быть даже выше. Низкотемпературные флюиды, вероятно, играют ключевую роль в формировании минерального выполнения полостей. Поздний кальцит, нарастающий на аметист, формировался еще при более низкой температуре и при участии холодных поверхностных вод.

Кедонское месторождение расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области приблизительно в 100 км к ЮЮЗ

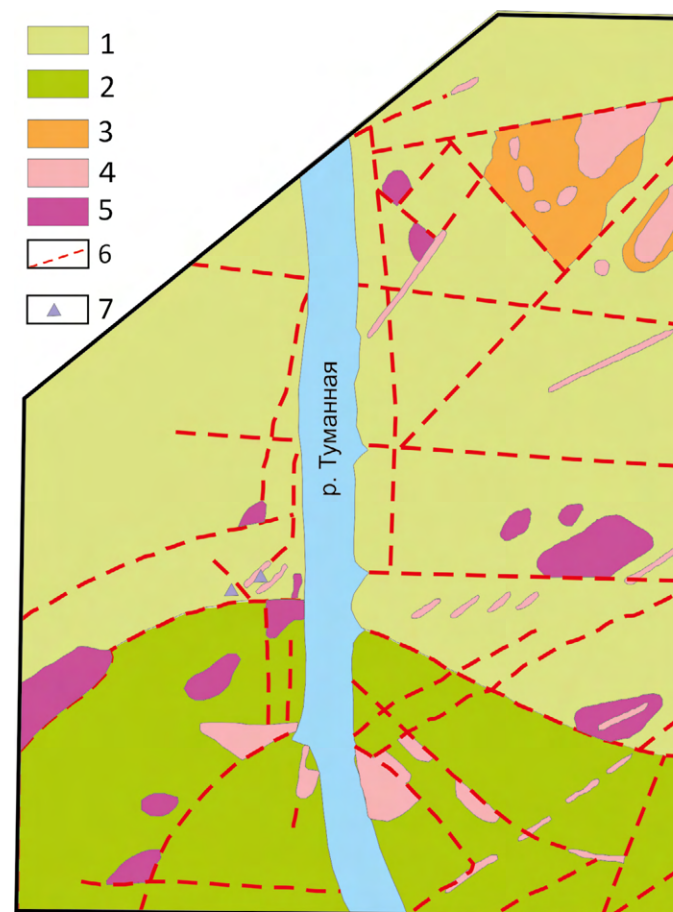
от поселка Омон. Оно находится на правом берегу р.Туманная, правый приток р. Кедон, и приурочено к плоскому водоразделу ручьев Аметистовый-Медовый. Месторождение известно красивыми коллекционными друзами красновато-фиолетового аметиста.

Геологическое строение. Район месторождения слагают средне-верхнедевонские вулканиты (кедонская серия) двух комплексов: ранний представлен темно-серыми, зеленовато-серыми и светло-серыми игнимбритами и риолитовыми туфами, незначительно развиты фельзиты и андезиты; поздний характеризуется розовым и красно-буром цветом пород, невыдержанностью горизонтов и фациальной изменчивостью (Хакимов, Пацкевич, 1980). В составе последнего преобладают риолитовые игнимбриты, лавы и туфы (Рис. 156). Среди риолитов выделяются флюидальные разности, образующие покровы, сферолитовые и пузырчатые лавы в прижерловой фации. К северо-востоку от месторождения вулканическая толща перекрывается пермскими известковистыми туфопесчаниками. В районе развиты палеозойские и мезозойские интрузивные породы. Первые (субвулканические штоки и пластовые тела) связаны с кедонской серией и, вероятно, представляют подводящие каналы. Мезозойские тела – это секущие дайки и штоки гранит-порфиров, долеритов и габбро-диоритов (Хакимов, Пацкевич, 1980).

Собственно месторождение представлено двумя аметистовыми зонами, которые являются участками риолитового потока повышенной трещиноватости с многочисленными полостями выщелачивания (Хакимов, Пацкевич, 1980). Зона 1 расположена между двумя крутопадающими дайками гранит-порфиров, зона 2 – к западу от нарушения северо-западного простирания. Более изученная зона 1 прослежена по простиранию на 260 м при ширине около 100 м. По крутопадающим разрывам и трещинам риолиты аргиллизированы. Аметист приурочен к флюидальным риолитам с тектоническими трещинами и многочисленными полостями растворения.

Строение полостей. Форма полостей щелевидная и овальная с размером 5-20 см по наибольшему измерению. Полости с кристаллами кварца и аметиста сопровождаются аргиллизацией вмещающих риолитов. Максимальная мощность измененных пород (до 10 см) отмечается вокруг минерализованных полостей. Кри-

сталлы кварца и аметиста нарастают на стенках остаточных полостей и полостей выщелачивания.



1-2 Кедонская серия (D2-3): 1 - поздний вулканогенный комплекс; 2 - ранний вулканогенный комплекс; 3 - пермские отложения; 4 - мезозойские интрузивные породы; 5 - палеозойские интрузивные и субвулканические породы; 6 - разрывные нарушения; 7 - месторождения аметиста

Рис. 156. Схема геологического строения Кедонского месторождения (по Хакимов, Пацкевич, 1980)

Минеральный состав полостей. В минерализованных полостях, кроме основных кварца и аметиста, встречаются карбонат (двух генераций) барит и гётит (гидрогётит) (Хакимов, Пацкевич, 1980). Наиболее ранним минералом является доаметистовый кварц-I, образующий небольшие хорошо ограненные кристаллы и тонкие (0.5-1.0 мм) корочки, покрывающие стенки полостей. На бесцветный кварц-I нарастают пластинчатые кристаллы железистого карбоната-I (анкерит?) с гетитом и гидрогётитом в основании. Карбонат первой генерации часто замещается гидроксидами железа. Кварц-II (аметист) нарастает на ранние кварц и карбонат. Грани ромбоэдров кристаллов аметиста иногда покрыты гидроксидами железа и мельчайшими кристаллами карбоната-II (кальцит). Последний во многих гнездах образует друзы из крупных беловатых и сероватых кристаллов, между которыми изредка встречается крупнокристаллический полупрозрачный барит. Нередко кристаллы кальцита формируются в промежутках между кристаллами аметиста.

Характеристика камня. Аметист образует либо одиночные скипетровидные кристаллы, либо друзовые сростки короткостолбчатых кристаллов, длина которых колеблется от 3-5 мм до 6-10 см. В отдельных случаях аметист регенерирует обломанные кристаллы раннего кварца. В основании кристаллов аметиста нередко встречаются гидроксиды железа, каолинит, отпечатки ранее существовавшего карбоната-I, указывающих на перерыв в кристаллизации кварца и более позднее образование аметиста. Цвет аметиста красновато-фиолетовый разной интенсивности. Наблюдаются и бесцветные кристаллы кварца, не отличающиеся по облику от кристаллов аметиста, а также равномерно **окрашенные, зональные, пятнистые**. Зональная окраска выражена в чередовании полос бесцветного и фиолетового кварца, ориентированных параллельно граням ромбоэдров. В пятнистых кристаллах сгущение окраски чаще приурочено к осевой части кристаллов или к ребрам между призмой и ромбоэдром. Аметист отличается высокой прозрачностью, зеркальным блеском граней кристаллов и почти полным отсутствием «рубашек» (Хакимов, Пацкевич, 1980). Основными дефектами кристаллов являются интенсивная трещиноватость и бледная окраска значительной части сырья. Изредка встречаются мутные участки и газовой-жидкие включения. Минеральные включения полностью отсутствуют.

Флюидные включения. Многие кристаллы кварца обычно близ основания содержат мелкие (до 10 мкм) одно- и двухфазовые жидкие и газовой-жидкие включения. Первичные флюидные включения в кварце первой генерации гомогенизируют при 260-230°C, а в аметисте 190-150°C. Кроме водяного пара в газовой фазе отмечается углекислота. Изредка наблюдается и жидкая CO₂ (Хакимов, Пацкевич, 1980). Давление при кристаллизации раннего кварца и аметиста одинаковое и составляет 220-250 бар, что указывает на небольшую глубину образования.

Болгария. Крупные скопления жильного аметиста вместе с агатом встречаются в Восточных Родобах на полиметаллическом месторождении Маджарово в 45 км юго-восточнее г. Хасково.

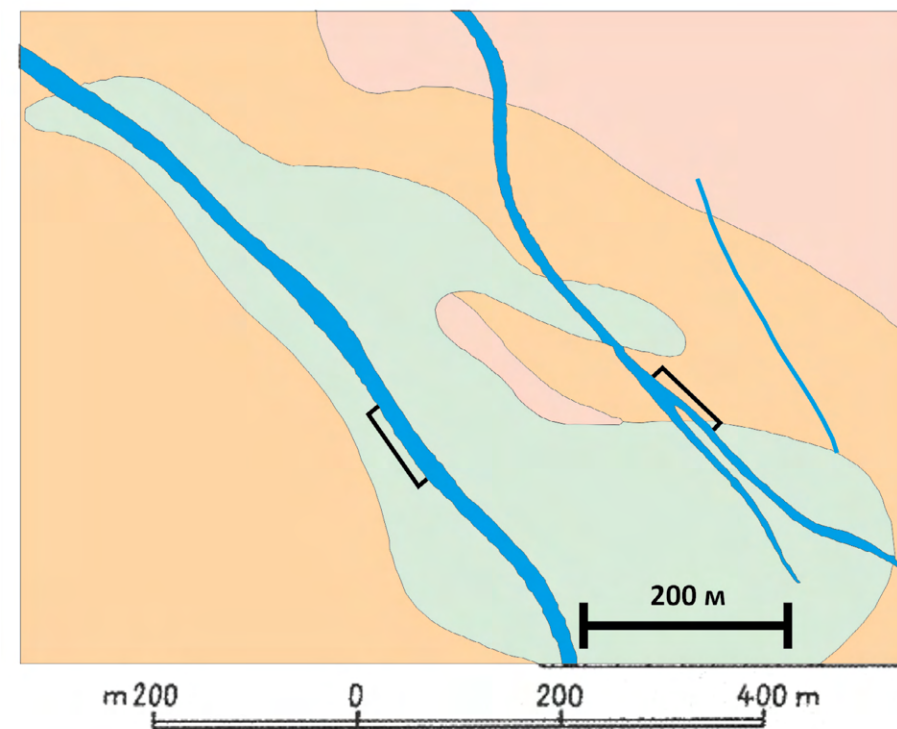
Геологическое строение. Маджаровское рудное поле расположено в восточной части Родопского срединного массива, затронутой в палеогене тектоно-магматической активизацией с проявлением субщелочного вулканизма и комагматической интрузивной деятельности. Раннепалеозойский (или протерозойский) фундамент сложен гнейсами и амфиболитами, разбитыми глубинными разломами на ряд неравномерно приподнятых блоков. Район рудного поля слагают мощные покровы олигоценых лав площадью в 120 км². Основные до средних вулканы относятся к шошонитовой до высоко-К известково-щелочной сериям. Ведущая роль принадлежит латитам. Наиболее кремнекислые породы по составу отвечают кварцевым трахитам. Возраст вулканических пород оценивается в 32.2-32.7 млн лет (Rice et al., 2007). Вулканическая толща прорывается дайками трахитов (возрастом 32.06 млн лет), которые комагматичны монцонитам, слагающим массив Харман Кая к югу от рудного поля. С этими дайками пространственно связаны кварцевые жилы с полиметаллической и благороднометалльной минерализацией. Всего обнаружено 150 жил, 50 из которых имеют промышленное значение (Рис. 157). Длина жил по простиранию достигает 4 км при средней мощности 1-3 м (максимальная ~30 м). Предполагается, что формирование жил сопряжено с гидротермальной активностью, вызванной внедрением порций более дифференцированного магматического (гранитного) расплава (Rice et al., 2007). Гидротермальные жилы окружены ореолом кварц-серицитовых

пород, которые по мере удаления от жил сменяются пропилитами. Оруденение формировалось в несколько стадий: (1) кварц-халькопиритовая, (2) кварц-гематитовая, (3) кварц-кальцит-полиметаллическая, (4) кварц-баритовая с золото-серебряным оруденением, (5) пострудная низкотемпературная халцедон-аметиновая, завершающая гидротермальный процесс. Высокотемпературные халькопиритовая и гематитовая ассоциации развиты на глубине, сульфидная полиметаллическая на средних горизонтах месторождения, а баритовая и халцедон-аметиновая наверху.

Строение аметиноносной жилы. Основные запасы шестоватого жильного амethystа разведаны в жиле № 7 с углами падения 60-75°, прослеженной по простиранию на 800 м. Мощность жилы достигает 15-20 м. В основном жила сложена крупнозернистым серым и розоватым кварцем. Вдоль ее лежачего блока прослеживается прерывистая зона шестоватого амethystа мощностью от 30 см до 1 м, отделенная от зальбанда оторочкой агата шириной 3-5 см. Местами в этой зоне встречаются небольшие щелевидные полости со щетками мелких кристаллов амethystа и горного хрусталя. В местах развития амethystовой минерализации вмещающие жилу латиты аргиллизированы. Амethystоносная часть жилы прослежена по падению жилы на 50 м.

Характеристика камня. Жильный амethyst – это плотный агрегат шестоватых фиолетовых кристаллов, формировавшийся в несколько циклов. Обычно наблюдается 3-5 рядов гребенчатого амethystа шириной по 5-10 см, разделенных тонкими (1-2 мм) зигзагообразными полосками бесцветного прозрачного и, реже, молочно-белого кварца. Цвет амethystа синевато-фиолетовый от бледного до интенсивного. В редких пустотах жил образуются щетки из ромбоэдрических головок шестоватого амethystа и бесцветного кварца. Амethyst в щетках обычно бледно окрашен и мало декоративен, но изредка встречаются зональные призматические кристаллы горного хрусталя длиной до 20-30 см с амethystовой окраской в основании.

Флюидные включения. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в шестоватом амethystе 160-240°C. Концентрация солей во флюидах включений 2.0-6.9 мас.% NaCl экв. (Breskovska, Tarkian, 1993).



- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
- 1 - трахиандезитовые вулканические брекчии
 2 - биотит-пироксеновые трахиандезиты
 3 - биотит-пироксеновые андезиты
 4 - кварцевые жилы и их номер
 5 - разведанные амethystовые интервалы жил

Рис. 157. Схема геологического строения южной части участка Горно Поле, Маджарово (по Киевленко, 2001)

Месторождения в метаморфических породах

Месторождения приурочены к зонам дробления в метаморфических породах (кристаллические сланцы, гнейсы). Как правило, на площади месторождений развиты интрузивные кремнекислые магматические породы. Однако непосредственная генетическая

связь с ними аметистовой минерализации отсутствует (например, месторождения района Тандер Бей, Канада) или не выяснена (например, месторождение Хасаварка, Урал, Россия).

Месторождение Хасаварка находится в Республике Коми на Приполярье Урале в верховьях р. Кожим (бассейн р. Печора), примерно в 120 км к востоку от г. Печора. Балансовые запасы аметистового кристаллосырья месторождения на 01.01.2018 г составляли: разведанные (по категории С1) – 22662 кг, предварительно оценённые (С2) – 3160 кг, в том числе запасы сортового аметиста, 1258 и 259 кг соответственно, запасы коллекционного сырья 4745 и 678 кг. По балансовым запасам кристаллосырья **месторождение Хасаварка** является крупнейшим месторождением аметиста России.

Геологическое строение. Месторождение находится в осевой части Уральского хребта в пределах Ляпинского антиклинория на месте периклинального замыкания Хобеизской антиклинали. На площади месторождения обнажены кварц-хлорит-серицитовые сланцы позднего протерозоя, контактирующие со среднепалеозойским массивом гнейсо-гранитов и пронизанные дайками и пластообразными телами аплитов, лейкократовых гранитов и долеритов. В сланцах залегают хрусталеносные кварцевые жилы двух типов. Крупные субгоризонтальные жилы прослежены по простиранию на 150-200 м при мощности 2-3 м. Мелкие линзовидные жилы имеют крутое падение и длину не более 15 м. Тела обоих типов контролируются северо-восточными разломами и местами содержат полости с кристаллами бесцветного и дымчатого горного хрусталя. В крупных жилах размеры полостей достигают первых десятков кубометров.

Аметистовая минерализация локализована в зонах дробления сланцев, обычно со стороны лежачего бока крупных жил. Эти крутопадающие на юго-восток зоны по сути являются штокверками, которые состоят из сопряженных маломощных пологих и крутых кварцевых жил, прожилков и минерализованных зияющих трещин. Зоны вытянуты в длину на 100-240 м при ширине 10-25 м, они прослежены скважинами на глубину до 100 м от поверхности. Вмещающие породы интенсивно метасоматизированы. Выделяется три зоны околожильных метасоматитов: (1) внешняя кварц-альбит-ге-

матитовая, промежуточная каолинит-серицитовая, (3) внутренняя анкерит-каолинитовая (Киевленко, 2001).

Характеристика камня. Аметист кристаллизуется на стенках минерализованных трещин и полостей, образующихся обычно в местах пересечения кварцевых жил и прожилков. Иногда его кристаллы встречаются в глинистой диксит-каолинитовой массе внутри полостей. Кристаллы короткостолбчатые и скипетровидные. Они нарастают на призматический горный хрусталь. Длина их составляет от 2-10 см, ширина от 1.5-6 см. Окраска зональная с дымчатыми полосками, мелкие кристаллы часто густо-фиолетовые, а крупные – светло-фиолетовые с розоватым оттенком. Типичны включения гематита, гётита и карбонатов (сидерита?). Основные дефекты – это трещины и дымчатая окраска по зонам роста. Выход сортового аметиста – 3-4%; лучший выход обеспечивают мелкие, но интенсивно окрашенные кристаллы.

Флюидные включения. Температура гомогенизации первичных включений в бесцветном и дымчатом горном хрустале варьирует от 340 до 280°C, а в аметисте снижается до 180-140°C.

Стадии минералообразования. На месторождении проявлены три стадии гидротермальной минерализации: (1) образование жильного кварца, (2) хрусталеносная с сопутствующей кристаллизацией в полостях серицита, каолинита, кальцита, (3) формирование аметиста в ассоциации с анкеритом, сидеритом, каолинитом, гематитом, гётитом и дикситом. Аметист кристаллизовался совместно с гётитом, замещающим карбонаты железа (Козлов и др. 1982). Выделявшаяся при этом углекислота способствовала аметистообразованию, переводя железо в трехвалентное состояние и уменьшая растворимость кремнезема. Аметистовая стадия минерализации развита преимущественно на верхних горизонтах месторождения, а хрусталеносная – на глубине (Буканов, 1975).

Район Тандер Бей (Thunder Bay) находится в провинции Онтарио, Канада на северо-западном побережье озера Верхнего в 56 км к западу от г. Тандер-Бей. Район начитывает более 20 месторождений и проявлений аметиста (Тандер Бей, Даймонд-Уиллоу, Дорион, Онтарио-Джем и др). Аметистовое сырье используется

разнообразно: из головок крупных кристаллов выбирается прозрачный материал, пригодный для огранки; массивные агрегаты служат поделочным камнем; друзы аметиста являются эффектными коллекционными образцами, иногда музейного качества. Как декоративный камень используется кварц-монцонитовая порода с тонкой сетью аметистовых прожилков и аметистовыми щетками.

Геологическое строение. Месторождение Тандер Бей локализовано в монцонитах позднеархейского гранитоидного массива Хилма Лейк (McArthur et al., 2011). Массив контактирует с осадочными породами протерозойского комплекса Сибли, которые непосредственно на месторождении эродированы. Месторождение приурочено к крутопадающему сдвигу, который оперяется сдвигами более мелкого порядка. По этим сдвигам, заполненным брекчированными монцонитами и породами комплекса Сибли, внедрялись гидротермальные растворы. Возраст аметистовой минерализации точно определить невозможно. Можно только сказать, что флюиды более поздние, чем породы группы Сибли, поскольку обломки последних обрастают аметистом. Таким образом, аметистовая минерализация связана с вмещающими ее монцонитами только пространственно.

Характеристика аметистоносных структур. Структуры делятся на три типа (McArthur et al., 2011: (1) жилы заполнения открытых трещин, (2) брекчия, (3) сложные ячеистые жилы. Первый тип представлен на верхних горизонтах месторождения. Жилы зачастую содержат полости до 3 м в диаметре с крупными до 15 см в поперечнике кристаллами кварца. Брекчия формируется при движениях по разлому. Обломки в ней угловатые, среди них присутствует и ранее образованный жильный материал, что указывает на многократность тектонических подвижек. Обломки в брекчиях обычно последовательно обрастают слоями халцедона, бесцветного кварца и аметиста, образующих кокардовую текстуру. В брекчиях развиты пустоты, содержащие кристаллы кварца размером до 10 см. Сложные ячеистые жилы – это результат кристаллизации кварца, которая происходила во всех направлениях от частичек халцедона, гематита и монцонитов, а не стенок трещин. Здесь аметист более массивен, чем в других типах жил, но его рост был хаотичным. Вокруг амети-

стоносных структур развиты более ранние пропилиты и более поздние аргиллизиты.

Характеристика аметистоносных полостей. Полости имеют линзовидную форму, находятся в раздувах жил и заполнены глинистой массой. Длина полостей достигает 3 м и они содержат друзовидные сростки кристаллов массой до 300 кг. Последовательность отложения разновидностей кварца в полостях: (1) халцедон и гематит, (2) бесцветный до дымчатого кварц, (3) аметист, (4) коричневатый-черный цитрин (black gem) (McArthur et al., 2011).

Характеристика камня. Аметист как один из самых поздних гидротермальных минералов выделялся на стенках тонких трещин в виде щеток, образуя плотные агрегаты без четких кристаллографических ограничений, а также крупные пирамидальные кристаллы размером до 25 см в поперечнике. **Цвет аметиста** варьирует от бледно-лавандового до густо-фиолетового с пятнистым и зональным распределением окраски.

Флюидные включения. Температура гомогенизации первичных включений в аметисте варьирует от 91 до 40°C (в среднем 68°C), в то время как в бесцветном кварце она выше – 146-114°C (в среднем 132°C). Концентрация солей во флюиде включений снижается в направлении роста кристаллов аметиста от 22.9 до 15.3 мас.% NaCl экв. Состав растворов NaCl-CaCl₂-H₂O. Твердые включения представлены **гематитом**, который также слагает и дочерние фазы в газовой-жидкие включениях.

Представления о генезисе. Предполагается, что аметистоносные жилы сформировались при участии растворов, которые выделялись при диагенезе и уплотнении осадочных толщ группы Сибли (а может быть и их метаморфизме). Растворы мигрировали на длинные расстояния в гранитоиды, где растворяли полевые шпаты с получением кремнезема и последующим его отложением.

Месторождения Замбии. Месторождения известны с 50-ых годов 20 века. Наибольшее их количество сосредоточено в Южной провинции в области Мапатизия на возвышенности Мвакамбико. Они начали отрабатываться в 1956 году компанией Northern Minerals, которая сейчас известна как Kariba Minerals Ltd. Объем ежегодной до-

бычи аметиста по разным оценкам от 700 до 1000 тонн (первое место в мире по добыче аметистового сырья).

Геологическое строение. В основании разреза области Мататизия находятся породы фундамента с возрастом 1.8 млрд. лет. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, которые прорываются интрузивами различного возраста. Породы фундамента подверглись деформации, рассланцеванию и высокоградному метаморфизму. Выше по разрезу находятся отложения суперсерии Кару, представленные конгломератами, песчаниками и аргиллитами, а также телами базальтов. Породы суперсерии не метаморфизованы. Гидротермальные жилы с аметистом прорывают как породы фундамента, так и отложения суперсерии Кару и в свою очередь рассечены дайками долеритов.

Аметистоносный пояс протянулся на 30 км при ширине 15 км и, по всей видимости, приурочен к разломам, разделяющим породы фундамента и суперсерии Кару. Одним из наиболее богатых месторождений пояса является месторождение Кариба Минералз. В его пределах выявлены более 30 жил длиной по простиранию более 200 м и мощностью 0.1-0.5 м. Аметист хорошего качества установлен до глубины 4-6 м от поверхности.

Характеристика камня. Кристаллы аметиста и массивный жильный аметист добываются главным образом из элювиально-делювиальных развалов. Цвет аметиста варьирует от бледного розовато-фиолетового до глубокого пурпурного с характерным красноватым оттенком.

Месторождения Бразилии. Большая группа месторождений аметиста представлена гидротермальными жилами в кварцитах. В основном они расположены в южной части штата Байя западнее г. Виктория-да-Конкиста (Монтесума, Коруджа, Фазенда Серра-ду-Салту и др.), залегая среди кварцитов среднепротерозойской серии Минас, чередующихся со слюдистыми кристаллическими сланцами и гнейсами. В районе наблюдаются граниты и многочисленные пегматиты, связанные с рифейско-раннепалеозойской тектоно-магматической активизацией Восточно-Бразильского кристаллического щита. Ж. Касседани (Cassedanne, 1988) отнес эти месторождения к трещинному типу, различая среди них крупные

жилы длиной до нескольких сотен метров при мощности до 2 м, штокверки и кавернозные зоны дробления с минерализованными пустотами растворения кварцитов размером до 2-3 м в поперечнике. Крупные жилы имеют обычно симметричное строение и содержат аметист в виде массивных агрегатов, а также хорошо образованных кристаллов в полостях.

Наиболее крупным в Байе считается месторождение Монтесума, на котором аметистоносные жилы в кварцитах имеют мощность от 0.3-0.5 до 2 м. Кристаллы аметиста длиной до 20 см находятся среди каолинит-иллитовой массы, для них характерен обелисковидный или призматический облик с прозрачными вершинами. На этом месторождении встречается ювелирный аметист самого высокого качества (Рис. 158). После отжига аметист приобретает зеленоватую окраску (коммерческое название «перидин»), не пользующуюся особенно большой популярностью. В качестве очень красивого поделочного камня используется своеобразная аметистовая брекчия, сцементированная красным халцедоном (Cassedanne, 1977).



Рис. 158. Аметист, 15.1 карата, Бразилия. Фото: Gemlovers

Месторождение Мараба (Альто-Бонито) – одно из крупнейших в Бразилии – расположено в западной части штата Пара в 450 км южнее г. Белен. Месторождение находится в пределах рудной провинции Каракас, которая также включает известный золоторудный объект Серра Пелада. Аметист приурочен к серии раннепротерозойских осадочных и вулканических пород (1.7-2 млрд лет). Он неравномерно распределен в жилах и пустотах среди сильно раздробленных и смятых в складки кварцитов. Выделяют два типа кварцитов, различающихся по цвету: (1) светло окрашенные или белые и (2) красноватые из-за гематита породы (Epstein, 1988). Аметист гораздо чаще пространственно связан с красноватыми кварцитами. Жилы достигают 1 м по мощности при разной длине. Полости овальные или вытянутые до нескольких метров в диаметре. Как в жилах, так и полостях аметист представлен тес-

но сросшимися светло-фиолетовыми кристаллами, которые достигают 50 см в длину. Отжиг бледно-окрашенного сырья позволяет получать высококачественный цитрин.

Тест



МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФРИТА

Месторождения в метаморфизованных серпентинизированных гипербазитах: Байкало-Саянская провинция, Россия (Оспинское, Уланходинское, Хамархудинское); Уральская провинция, Россия (Нырдовоменшорское, Миасские проявления); Йордунава, Польша; Лигурийское, Италия; Фентьян, Тайвань, Китай; месторождения штата Вайоминг, США; месторождения Британской Колумбии, Канада.

Месторождения в метаморфизованных скарнах и скарноподобных породах: Витимский нефритоносный район, Россия (Буромское, Голубинское); Чунчеон, Республика Корея; Маргоу, Аламас, Синю, Китай; Коувелл, Австралия.

Нефрит – это спутанно-скрытоволоконистая разновидность амфибола тремолит-актинолитового ряда ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ – $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$). Исключение составляют нефрит, обнаруженный в Калифорнии и представленный амфиболом, по составу близким к рихтериту $(\text{K},\text{Na})_2\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Mn})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$, а также нефритоподобные агрегаты микроволокнистого хромдиопсида – каркаро (Kalkowsky, 1906). Как ювелирно-поделочный камень он известен с древнейших времен. Нефриту приписывали также магические свойства. Тюркские племена называли его камнем победы и поэтому для достижения успеха в единоборствах украшали им свои пояса, седла и мечи. По словам Бируни, тюрки использовали нефрит для улучшения пищеварения, привешивая камень на шею так, чтобы он находился вблизи желудка.

Нефрит текстурно однороден, для него характерна разнообразная окраска от снежно-белой и желтоватой до зеленой и изредка буровато-красной, а иногда и черной. Бируни писал, что нефрит, добываемый в долине Кара-Каш в Хотанской области имеет мутную окраску, с черным оттенком, «который иногда настолько усиливается, что можно встретить куски нефрита совершенно черные».

В то же время нефрит, добывавшийся в долине Каш в той же области, имел белый цвет и характеризовался высшим качеством. Нередко светлоокрашенные разности камня слабо просвечивают. Китайские мастера различают несколько десятков цветовых разновидностей нефрита.

Спутанно-волокнистое строение нефрита обуславливает его высокую вязкость. И это свойство использовалось человеком с древнейших времен. Из нефрита изготавливались топоры, долота, кольца для украшений. Археологические исследования свидетельствуют, что уже за 2000 лет до н.э. уровень обработки нефрита был довольно высоким.

Название камня произошло от греческого слова «νεφροξ» – почка или от латинского «*lapis nephriticus*» – почечный камень в связи с мнением, что он облегчает болезнь почек. В разных странах Древнего Востока для этого камня использовались термины «йашм», «йашб», «аш-шаб», «ашаб», иногда «баш».

В литературу термин «нефрит» был впервые введен в 1780 г. А.Вернером. А в 1863 г А. Демура закрепил его для обозначения амфиболовой разновидности китайского (хотанского) жада.

До середины XIX века основным источником нефрита служили богатые россыпные месторождения Хотанской области Китая (сейчас территория Синцзян-Уйгурского автономного района Китая). В 1851 году в горных реках Восточного Саяна обнаружены валуны нефрита. Переработка этого нефрита начата на Петергофской гранильной фабрике. Российские камнерезы выпускали шкатулки, портсигары, туалетные и письменные приборы, пепельницы, ручки для ножей, зонтов и другие. Камень использовался во флорентийской мозаике для передачи различных оттенков зеленого цвета.

Микроструктура нефрита спутанно-волокнистая (фибробластовая), иногда очень тонкая «пуховая», местами сноповидная. Размер отдельных волокон колеблется от 0.005х0.01 до 0.01х0.2 мм. Они собраны в пучки, состоящие из нескольких десятков трудно различимых индивидов. В довольно редких случаях в нефрите наблюдаются участки с субпараллельным линейным расположением волокон, обладающие шелковистым блеском с эффектом кошачьего глаза (месторождение Фентьян, Тайвань).

По химическому составу нефрит отвечает к тремолиту и для него характерна изоморфная примесь железа. В зеленых разновидностях она варьирует от 3.5 до 4.5-5 мас.% FeO, а в светло-окрашенных от 0.5 до 1-1.5% FeO. Другие примеси представлены Al (1.2-2.0 мас.% Al_2O_3), Fe^{3+} (0.5-1 мас.% Fe_2O_3), Mn (0.1-0.2 мас.% MnO), Ti (до 0.1 мас.% TiO_2). В зеленых камнях фиксируется наличие хрома (0.2-0.4 мас. % Cr_2O_3). Для нефритов скарного происхождения характерен F (0.2-0.6 мас.%) (Киевленко, 2001).

Окраска тремолит-актинолитовых нефритов является идиоохроматической или аллохроматической. Идиоохроматическая зеленая окраска определяется ионами Fe^{2+} , которые замещают Mg^{2+} в октаэдрических позициях кристаллической решетки тремолита. Яркость цвета может усиливаться за счет вхождения в структуру минерала Cr^{3+} или Ni^{2+} . Желтый оттенок нефрита в основном зависит от примеси иона Fe^{3+} . Аллохроматическая окраска, например, черная, вызвана тонкими включениями графита, красновато-бурая – гидроксидов железа, а серая – талька. Различные сочетания окрасок, вызванных ионами хромофорами и включениями других минералов, существенно расширяют цветовую гамму нефритов. Нефрит очень вязкий и прочный камень. Он хорошо полируется. Блеск полированной поверхности может быть тусклым, маслянистым.

Методами электронной микроскопии в нефрите определены включения талька, образующие тесные срастания с тремолитом или псевдоморфозы по нему. Кроме талька, в нефрите среди сингенетических и более поздних минералов встречаются хлориты, карбонаты, пренит, эпидот, клиноцоизит, везувиан, титанит, апатит, сульфиды и арсениды, а из реликтовых — хромшпинелиды, магнетит, графит, диопсид, кальциевые гранаты, датолит, серпентин. Тонкие минеральные примеси при их значительном количестве влияют на окраску нефрита и снижают его прозрачность, а макровключения и прожилки шпинелидов, графита, порфиробластов тремолита и других минералов создают точечный и пятнисто-полосчатый рисунок камня.

Методика облагораживания нефрита, предложенная Л.А. Ивановой и В.Я. Медведевым, предполагает обработку в автоклаве в восстановительной или окислительной среде. При обработ-

ке в восстановительной обстановке зеленовато-бурые «табачные» нефриты метаморфизованных гипербазитов становятся нежного салатного цвета, а светло- и буровато-зеленые из метаморфизованных скарнов и скарноидов – сероватыми и снежно-белыми. В окислительной обстановке «табачные» нефриты становятся желтыми и сургучно-красными, в последнем случае за счет образования шарообразных микрочастиц гематита (Медведев, Иванова, 1989).

Коренные месторождения нефрита относятся к, вероятно, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой до амфиболитовой фаций серпентинитам и скарнам или скарноподобным породам. Нефрит всегда образуется в серпентинизированных ультрамафитах офиолитовых формаций или в доломитовых мраморах на контакте с алюмосиликатными породами – габброидами, гранитоидами, гнейсами и сланцами.

Месторождения в метаморфизованных серпентинизированных гипербазитах обнаружены в Саянах (Байкало-Саянская провинция: Оспинское, Уланходинское, Хамархудинское); на Урале (Уральская провинция: Нырдовоменшорское, Миасские проявления); Йорданов (Jordanów) Польша; Лигурийское, Италия; Фентьян (Fengtien), Тайвань, Китай; месторождения штата Вайоминг, США; месторождения Британской Колумбии, Канада.

Месторождения в метаморфизованных скарнах и скарноподобных породах находятся в Саянах (Байкало-Саянская провинция, Витимский нефритоносный район: Буромское, Голубинское); Чунчеон (Cuncheon), Республика Корея; многочисленные месторождения в Синцзяне, Китай; Коувелл (Cowell), Австралия; Гудиуд и Лаасмакаане (Goodieood, Laasmacaane), Сомали.

Проблемы генезиса нефрита и его месторождений рассматривались многими российским и зарубежными исследователями. Современная точка зрения основана на представлениях Д.С. Коржинского о контактово-метасоматическом (биметасоматическом) происхождении нефрита.

По этой гипотезе нефрит возникает в процессе инфильтрационно-диффузионного биметасоматоза в зоне контакта серпентинитов или доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами, чаще всего с габброидами или гранитами. В первом случае жилоо-

бразные скопления нефрита развиваются по серпентинитам в восстановительных условиях с привнесением кальция и кремнезема, которые высвобождаются из алюмосиликатных пород в ходе их десиликации и деанортизации. При этом габброиды преобразуются в родингиты кварц-диопсид-клиноцоизитового состава, а плагиограниты в тремолит-альбитовые породы. Нефрит в метаморфизованных скарновых и скарноподобных породах образуется по диопсидизированным доломитовым мраморам в виде линз, гнездообразных скоплений и прожилков. В этом случае осуществляется привнос в доломиты кремнезема за счет десиликации гранитов или других алюмосиликатных пород. В свою очередь алюмосиликатные породы обогащаются кальцием и магнием доломитов. При этом в эндоскарновой зоне развиваются эпидот, призматический тремолит-актинолит и кальцит.

Температуры образования нефрита варьируют в широких пределах: от условий зеленосланцево-амфиболитовой фации (<550°C) и среднетемпературных (~400 °C) для месторождений среди скарнов и скарноподобных пород до очень низкотемпературных (~100°C) для апосерпентинитовых месторождений. Давление при образовании нефрита оценивается величинами менее 2 кб.

На рис. 159 приведен изотопный состав кислорода и водорода нефрита из аподолломитовых и апосерпентинитовых месторождений. Апосерпентинитовый нефрит характеризуется более тяжелым изотопным составом водорода (-70 ...-30‰), чем аподолломитовый (-130...-100‰). Исключение составляет нефрит из месторождения Коувелл, что, по-видимому, можно объяснить, донефритовой серпентинизацией доломитов (см. ниже).

По данным различных исследователей нефрит образуется из сильно пересыщенных растворов. Спутанно-волокнистые агрегаты, возможно, возникают в результате образования множества разноориентированных зародышей. Некоторые ученые полагают, что нефритовая микроструктура является псевдоморфной и возникает в результате замещения антигорита или доломита волокнистым тремолитом по микротрещинам спайности протолита, также допускается возможность образования промежуточных диопсида или талька, а затем спутанно-волокнистого тремолита (Сутурин, Замалетдинов, 1984).

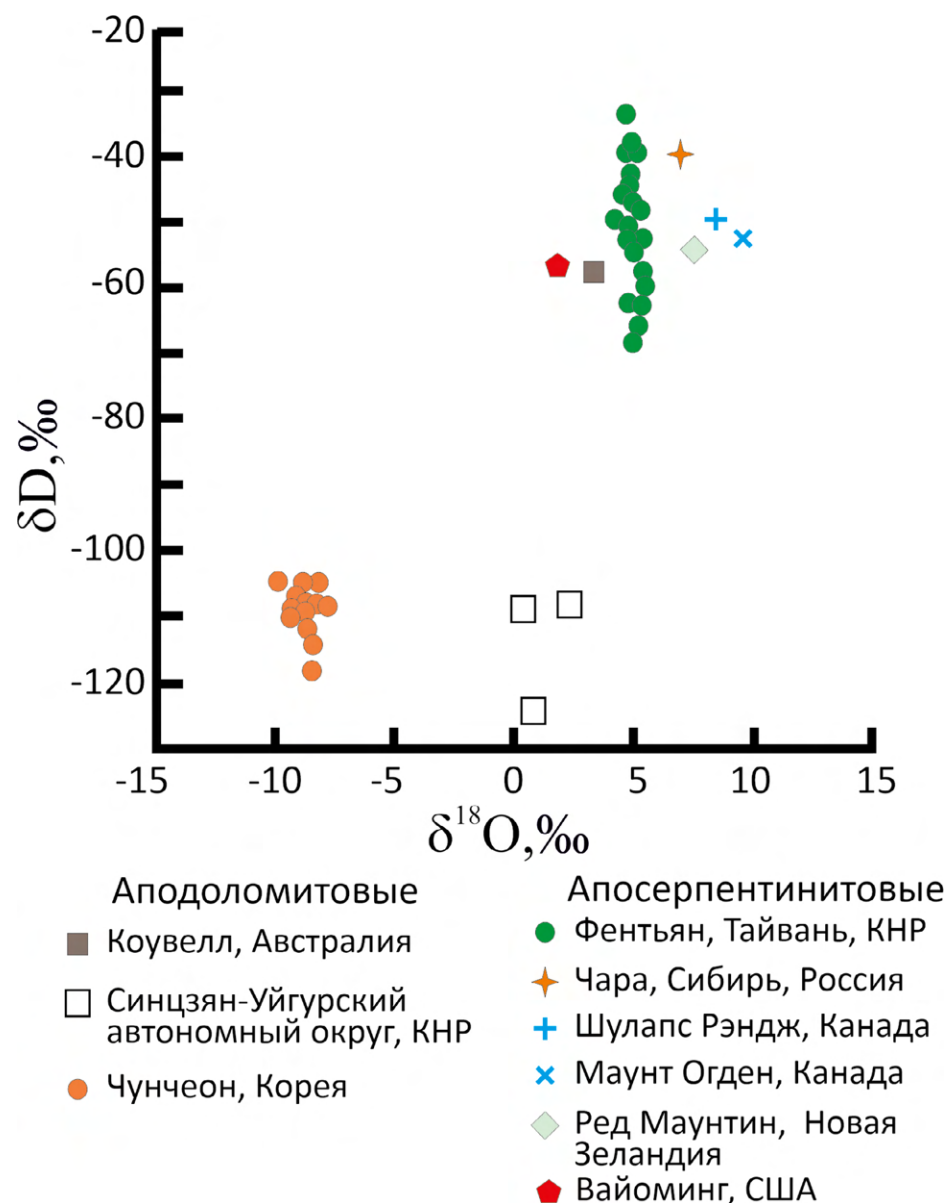


Рис. 159. Изотопный состав кислорода и водорода нефрита различных месторождений (по Yui, Know, 2002)

Месторождения в метаморфизованных серпентинизированных гипербазитах

Месторождения тесно связаны с дунит-гарцбургитовыми массивами офиолитовых формаций. Они локализованы в краевых частях массивов, которые испытали серпентинизацию и рассланцевание, а также содержат многочисленные дайки и жилы габброидов и плагиогранитов.

Нефритообразование протекает на контакте серпентинитов с телами габброидов, плагиогранитов или с породами рамы массивов (плагиоклаз-пироксен-амфиболовые, кремнистые сланцы и гнейсы, спилиты). В результате привноса Са, больших количеств SiO₂ и обмена Mg серпентиниты замещаются нефритом, габброиды и спилиты – родингитами альбит-тремолит-диопсид-клиноцоизитового состава, а плагиограниты – кварц-альбит-тремолитовыми породами с диопсидом и клиноцоизитом. Формированию нефритовых залежей, развивающихся по серпентинизированным гипербазитам, также способствует наличие среди пород рамы линз и прослоев мраморов, иногда превращенных в тальк-карбонатные метасоматиты.

Байкало-Саянская провинция, Россия. Провинция является крупнейшей на территории страны. Она протянулась в широтном направлении на 1500 км от верховьев Енисея до Витима и включает Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Джидинский (Юго-Западное Прибайкалье) и Витимский нефритоносные районы (Рис. 160). Большая часть месторождений провинции связаны с серпентинизированными массивами гипербазитов, и лишь на юге Витимского района встречаются также месторождения в метаморфизованных скарнах. Гипербазитовые массивы разделяют докембрийские глыбы в областях байкальской и каледонской складчатостей.

Первые данные о находках нефрита в этой провинции относятся к середине XIX века, когда Е.М. Пермикин после одной из своих экспедиций доставил на Петергофскую гранильную фабрику 11 тонн этого камня. А самое крупное месторождение ювелирно-поделочного нефрита в России – Оспинское, расположенное в Восточно-Саянском районе, было открыто в 1967 году. Кроме того, в этом районе также открыты Уланходинское, Бортогольское, Горлыкгольское и Зуносинское месторождения.

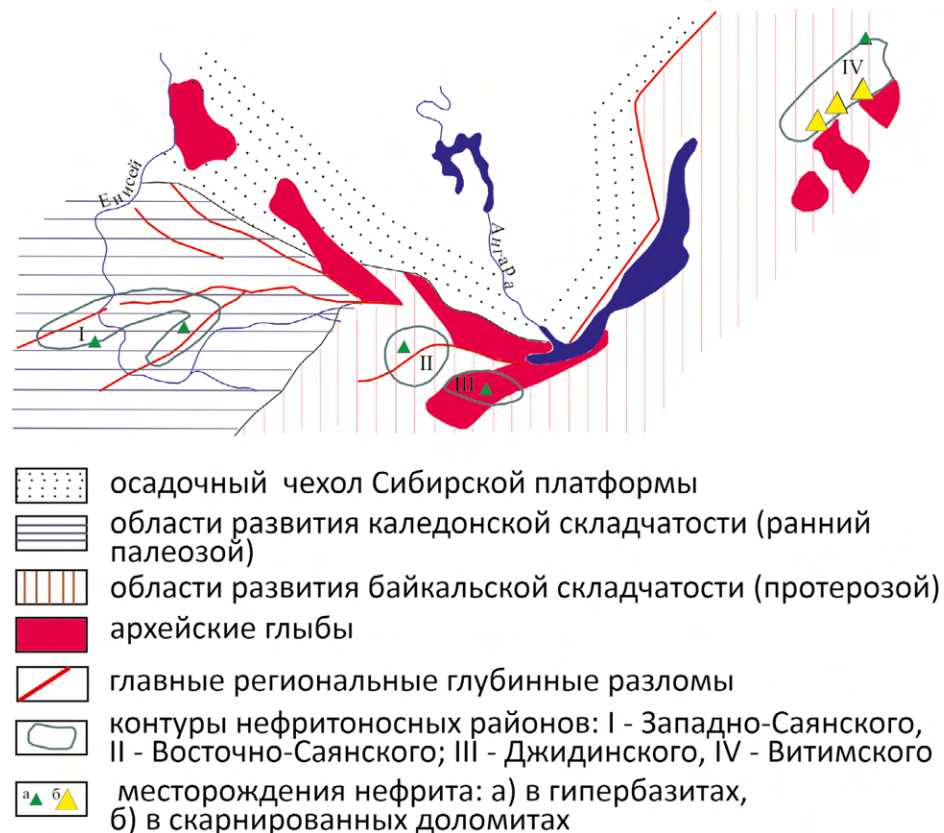


Рис. 160. Схема размещения месторождений Алтае-Саянской нефритоносной провинции (по Киевленко, 2001)

Оспинское – наиболее крупное месторождение нефрита в России. Оно локализовано в центральной части Оспинско-Китойского дунит-гарцбургитового массива. Массив состоит из двух пластин, разделенных блоком зеленых сланцев и известняков позднего протерозоя. Залежи нефрита приурочены к зонам эндоконтакта обеих пластин (Рис. 161). В пределах месторождения выделяется три нефритоносные зоны рассланцевания серпентинитов с телами метагабброидов (родингитов) и альбититов. Хризотил-лизардитовые серпентиниты у контакта с этими породами превращены в антигоритовые.

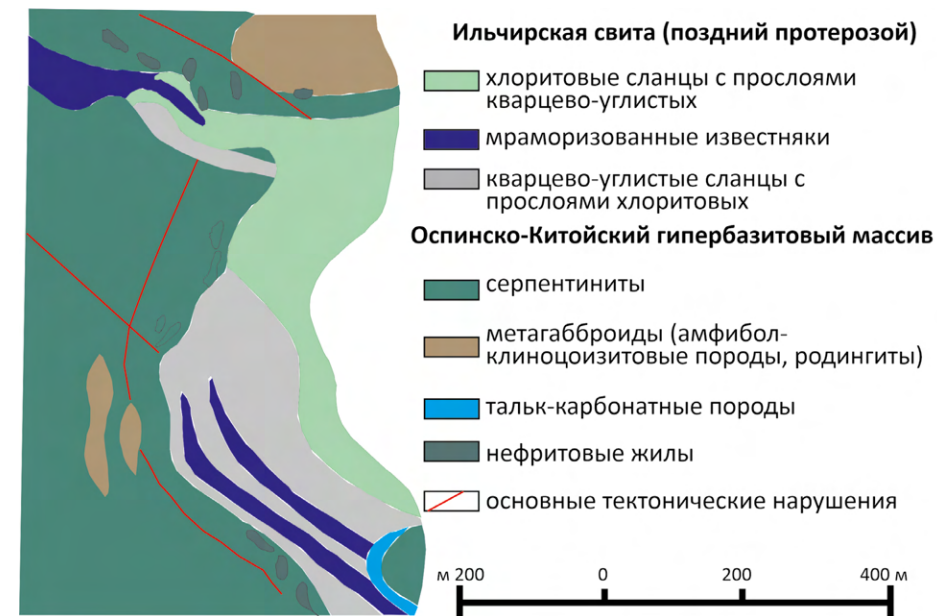


Рис. 161. Схема геологического строения Оспинского месторождения нефрита, Восточные Саяны, Россия (по Киевленко, 2001)

Нефритовые тела представлены жилами длиной до 10 м и мощностью до 0.5 м. Выделяются три типа жил: (1) на контакте родингитов с серпентинитами, (2) на контакте порфировидных альбититов с серпентинитами, (3) внутри апогаббровых родингитов. Жилы с наиболее качественным сырьем связаны с метагабброидами, которые состоят преимущественно из роговой обманки и клиноцоизита, а на контакте с нефритом превращаются в кварц-диопсид-клиноцоизитовую породу. Жилы окружены оторочками из призматического тремолита, а при выклинивании – оторочками талька (Рис. 162). Зональность одной из жил, развитой на контакте серпентинитов и дайки габброидов (превращена в родингиты), внедрившейся по контакту с известняково-сланцевой толщей: серпентинит → тальк-тит → тремолитит → нефриты → тремолитит → родингит → амфибол-клиноцоизитовая порода → углистые сланцы с прослоями мраморов (Сутурин, Замалетдинов, 1984).

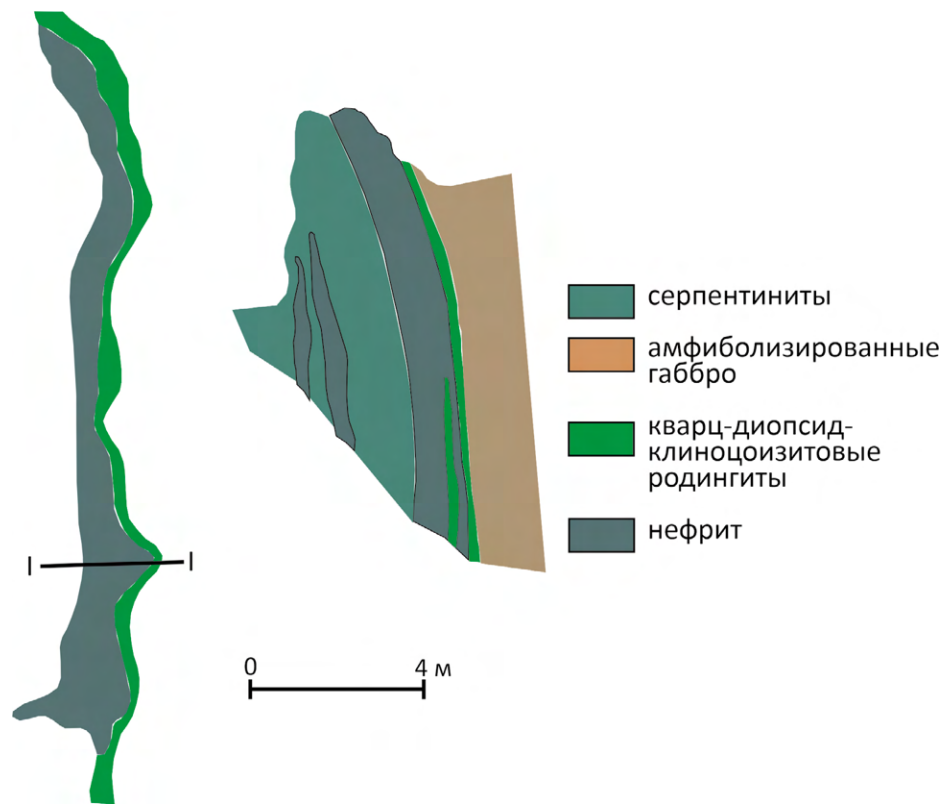


Рис. 162. Схема геологического строения нефритовой жилы Оспинского месторождения (по Киевленко, 2001)

Нефрит светло-зеленый с травяно- и яблочно-зелеными участками. Его текстура массивная, структура – спутанно-волокнистая. Камень может просвечивать на глубину 5-8 мм и содержит включения хромшпинелидов.

Улан-Ходинское месторождение расположено в северо-западной части Харанурского (Холбын-Хаирханского) гипербазитового массива, залегающего в позднепротерозойских метаморфизованных вулканических и осадочных породах. Длина массива 12 км, ширина достигает 5 км. В районе месторождения гипербазиты превращены в катаклазированные хризотилловые серпентиниты, которые местами карбонатизированы и оталькованы. Нефритоносные жилы длиной 1.5-10 м и мощностью 0.5-0.7 м приурочены к контак-

там серпентинитов и даек родингитов и альбититов (Замалетдинов, Сутурин, 1974).

Как и на Оспинском месторождении, жилы с наиболее высококачественным нефритом приурочены к дайкам родингитов, которые у контакта с нефритом сложены кварцем, диопсидом и клиноцоизитом. При этом приконтактовые хризотилловые серпентиниты превращаются в антигоритовые. Призальбандовые части жил представлены рассланцованным табачно-зеленым нефритом. В центральных частях находится светло-зеленый камень массивной текстуры, который в полированных пластинах просвечивает на глубину до 2 см. По трещинам светло-зеленый нефрит замещается табачным, а при интенсивной трещиноватости он становится пепельно-серым. У контакта с альбититами нефрит замещается обычным тремолитом, а у серпентинитов содержит прожилки и скопления талька. Тремолит и тальк существенно ухудшают качество сырья.

Хамархудинское месторождение находится в Джидинском нефритоносном районе и приурочено к одноименному массиву серпентинизированных гипербазитов, который залегает в известняково-сланцевой толще позднепротерозойского возраста. Длина массива 7 км, ширина 1-2 км; простирание северо-западное. Нефритоносной является юго-западная эндоконтактовая часть массива, сложенная крупнопластинчатыми карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами с графитом и дайками родингитов.

Нефритовые залежи – это жилы и линзовидные тела длиной от 1 до 20 м, локализованные в основном на контакте серпентинитов с родингитизированными серицит-карбонат-кварцевыми сланцами, реже с тремолитизированными доломитами или в самих доломитах вблизи контакта с серпентинитами. Нефритовые залежи зональные (от родингитов к серпентинитам): карбонатизированный альбит-гроссуляр-клиноцоизитовый родингит → актинолит-клиноцоизитовая порода → клиноцоизит-кварц-диопсидовая порода → нефрит → карбонатизированные антигоритовые серпентиниты (Сутурин, Замалетдинов, 1984). Нефрит сложен тремолитом (90-98%), клиноцоизитом, кальцитом, титанитом. Он хорошо полируется и характеризуется широкой цветовой гаммой (травяно-зеленый, серовато-белый с дымчатым оттенком, черный). Серый

оттенок нефрита обусловлен небольшим количеством хромшпинелидов в замещаемых серпентинитах, а черный цвет – тонкораспыленным графитом.

Уральская провинция, Россия. До начала нынешнего века в Уральском регионе было известно три месторождения нефрита: Бикилярское и Халиловское в Башкирии, Нырдовоменшорское в Заполярье, прогнозные ресурсы которых не превышают 100 тонн. В 2002 году в районе Миасса (Челябинская область) было открыто несколько проявлений нефрита. Нефрит Башкирии и Полярного Урала характеризуется низким качеством и не может конкурировать с саянским. Однако нефрит миасских проявлений характеризуется достаточно высоким качеством.

Нырдовоменшорское месторождение. Месторождение открыто в 1974 году. Оно находится в 56 км к СЗ от г. Лабитнанги. Месторождение локализовано в северной части гипербазитового массива Рай-Из. Нефритоносной является зона серпентинитового меланжа, развитая в эндоконтакте массива с позднепротерозойско-кембрийскими вулканогенно-осадочными метаморфизованными породами. Эта часть массива имеет сложное блоковое строение. Тектонические нарушения широтного направления контролируют серпентинизацию, хлоритизацию и оталькование гипербазитов, а многочисленные дайки метагабброидов, долеритов и метапироксенитов приурочены к северо-западным разрывам. В коренном залегании выявлено более 300 нефритовых линзообразных тел длиной от 1 до 60 м и мощностью от первых см до 3 м. А.Н. Сутурин с соавторами (2015) выделяет пять типов жил по условиям их залегания: (1) в серпентинитах, (2) на контакте серпентинитов с метаэффузивами, (3) в метаэффузивах, (4) на контакте апогабброидных родингитов с серпентинитами, (5) в родингитах. Родингиты, ассоциирующие с нефритом, в основном сложены хлоритом и альбитом.

Нефрит месторождения зеленовато-серый, темно-зеленый, коричневатозеленый («табачный»), местами светло-зеленый, голубоватый, иногда пятнистый. Камень непрозрачен или очень слабо просвечивает. Нефрит сложен преобладающим тонко-волокнистым тремолитом, реликтовыми диопсидом, хромитом, уваровитом (Кислов и др., 2023).

Миасские проявления. В 2002 году в Миасском районе зоны Главного Уральского глубинного разлома сотрудниками Института минералогии УрО РАН было выявлено несколько весьма перспективных нефритоносных зон и проявлений нефритов различного качества. Проявления локализованы вдоль контактов серпентинитов Узынкырского гипербазитового пояса с субвулканическими телами среднего и кремнекислого состава Поляковского комплекса, представленных дайками диорит-порфириров, андезитов, андезидацитов, дацитов и риодацитов. В районе проявлений широко распространены процессы оталькования, родингитизации, тремолитизации и альбитизации. На одном из участков установлена зональность нефритсодержащих тел: 1) порфировый альбитит, 2) альбит-тремолитовая зона, 3) гранат-тремолитовый родингит, 4) нефрит, 5) клиноцоизитовая зона, 6) тремолитит, 7) тремолитизированный серпентинит, 8) серпентинит.

Нефритовые тела плито- и линзообразной формы, как правило мощностью 0.5-1 м, имеют субвертикальное падение. Протяженность отдельных линз в субмеридиональном и северо-восточном направлениях достигает 50 м, редко более. Большая часть минерализованных тел – это будины массой от нескольких кг до 3 т (Масленников и др., 2004).

Первичные однородные нефриты характеризуются различной окраской: светлой серовато-голубоватой, оливково-серой, салатно-зеленой, изумрудно-зеленой и зеленой разных тонов от темных до светлых. Некоторые разновидности имеют дымчатый оттенок. Нефриты просвечивают в пластинках толщиной до 0.8 см, отличаются декоративностью и хорошей равномерной полируемостью. Иногда декоративность камня повышается за счет тонкой вкрапленности хромшпинелида, пирита и мелких частиц гематита. Структура нефритов спутанно-волокнистая, обусловленная наличием радиально-лучистых, листоватых агрегатов и более крупных войлокоподобных скоплений тончайших (0.001-0.01 мм) кристаллов тремолита. В некоторых нефритах появляется полосчатость, которая подчеркивается наличием волокон, розеткообразных и веерообразных сростаний тремолита, мелкими зернами гидрогроссуляра и криптокристаллическими выделениями серпентина (0.01-0.03 мм).

Кроме ранее упомянутых, включения в нефрите могут быть представлены более редкими лейкоксомом, ильменитом, клиноцоизитом, эпидотом, турмалином, цирконом и кальцитом, пирротинитом и гетитом.

Однородные нефриты могут переходить в пятнистые разновидности с порфировидными включениями антигорита и бесцветного хлорита. В других случаях выделяются отдельные пятна более темного цвета и более светлые. Первое объясняется тонкой вкрапленностью пылеватых частиц хромшпинелида, а второе – развитием тонковолокнистого тремолита и тонкочешуйчатого талька. Тальк придает камню шелковистые «переливы». Иногда в нефритовых телах развиваются прожилки мощностью до 10 см белого и серовато-белого хорошо просвечивающего шелковистого нефрита. Такие жильные образования практически не содержат аксессуарных минералов. В приконтактных частях этих прожилков встречаются яркие изумрудно-зеленые хорошо просвечивающие разности ювелирных нефритов. С удалением от контактов с жилами нефриты темнеют.

Содержание хрома в описываемых нефритах достигает 0.52 мас. % Cr_2O_3 . Это обусловлено обильной вкрапленностью хромшпинелидов.

Месторождение Йорданов, Польша. Месторождение впервые было упомянуто Карлом Линнеем в 1775 году. Оно находится в 2 км к северо-западу от г. Йорданов (Новосонченское воеводство) и отработывалось карьером на площади около 3 тыс. м².

Район месторождения слагают позднепротерозойские-раннепалеозойские сланцы, ордовикско-раннекаменноугольные осадочные толщи, раннедевонские офиолиты и ряд герцинских гранитоидных интрузивов (Gil et al., 2015). На месторождении ультраосновные породы серпентинизированы, дайки габброидов превращены в родингиты, а гранитоидов – в альбититы. Нефритовые залежи локализованы в рассланцованных серпентинитах на контакте с многочисленными жилами и дайками родингитов и альбититов. Альбититы состоят из олигоклаза и альбита, а также небольшого количества кварца и амфибола. Родингиты характеризуются более сложным минеральным составом и сложены гроссуляром, везувианом, хромсодержащим гидрогроссуляром, диопсидом,

актинолитом, тремолитом, клиноцоизитом, кварцем, пренитом, пумпеллиитом и десмином в различных сочетаниях.

Нефрит слагает гнездо- и линзообразные тела в хлоритовых породах на контакте между дайками родингитов и серпентинитами (Gil et al., 2015).

Камень окрашен в основном в **темно-зеленые тона**, нередко наблюдаются белесые и розовые пятна из-за локальных тонкозернистых скоплений диопсида, тремолита и розового клиноцоизита. В нефрите встречаются мелкие включения сульфидов, арсенидов, магнетита и гематита. Структура камня спутанно-волокнистая, местами неоднородная – от тонко- до грубоволокнистой. Иногда наблюдаются макроскопические игольчатые кристаллы тремолита.

Лигурийское месторождение, Италия. Месторождение является самым большим в Европе и расположено на севере Италии у г. Сестри Леванте. Оно локализовано в крупном гипербазитовом массиве вблизи контакта со сланцево-известняковой толщей эоценового возраста. Нефритовой является зона рассланцевания серпентинитов с дайками и жилами габброидов и альбититов, которая прослеживается по простиранию на расстояние более 20 км.

Нефритовые залежи представлены скоплениями линзообразных и округлых тел длиной до 8 м и поперечником до 3 м. Эти скопления ориентированы по простиранию тектонической зоны. Нефритовые тела концентрируются у жил и даек сосюритизированных габбро и тесно ассоциируют со скрытокристаллической диопсидовой породой – каркаро. Эта нефритоподобная порода состоит из спутанно-волокнистого диопсида с включениями серпентина, диаллага, хромшпинелида, магнетита и граната.

Нефриты в основном серовато-зеленые, иногда голубоватые. Выделяется (Kalkowsky, 1906) несколько основных разновидностей камня: однородная массивная, порфировидная с реликтовыми зернами диаллага, пятнистая с темно-зелеными обособлениями хлорита, слоистая, сланцеватая и др. В нефрите встречаются относительно крупные игольчатые кристаллы тремолита, веретенообразные зерна диопсида, хромшпинелиды, магнетит.

Месторождение Фентьян, Тайвань, Китай. С 1961 года на востоке о. Тайвань у г. Хуалянь отработываются богатые зале-

жи нефрита. Месторождение находится на восточном склоне Центрального хребта Тайваня. Фундамент района сложен дотретичной формацией Тананао, которая представлена мусковит-кварцевыми сланцами (черные сланцы) и хлорит-эпидот-кварц-альбит-кальцитовые сланцами (зеленые сланцы). Серпентиниты и ассоциирующие с ними диопсидовые и эпидотовые породы (родингиты) и нефриты представляют собой включения в сланцах. Возраст нефритовой минерализации, оцененный U/Pb методом по каймам новообразованного циркона, развитого вокруг зерен обломочного циркона мусковит-кварцевых сланцев составляет 3.3 ± 1.7 млн лет (Yui et al., 2014). Серпентиниты слагают слои и линзы протяженностью от 5 до 3000 м и состоят в основном из антигорита со второстепенными количествами брусита, магнетита, лизардита и хризотила. Контакт между серпентинитами и сланцами в целом согласный, но в некоторых местах он нарушен из-за более поздних тектонических движений. Нефрит в основном развит в виде линз длиной от 5 до 50 м и мощностью 0.1-2 м на контакте между серпентинитами и углистыми мусковит-кварцевыми сланцами как результат метасоматических реакций. Кроме нефрита, на контакте также развита зона диопсидовых пород, сложенных диопсидом, амфиболом и клиноцоизитом и зона эпидотовых (клиноцоизитовых) пород, суммарная мощность которых варьирует от 1 см до 1.5 м. В целом зональность около нефритовых залежей можно представить в следующем виде: серпентиниты → оталькованные серпентиниты → нефрит → роговиковоподобные диопсидовые породы → эпидотовые (клиноцоизитовые) породы → углистые мусковит-кварцевые сланцы (Yui et al., 1988).

Переход между зоной эпидотовых пород и сланцами постепенный. Диопсидовые и эпидотовые породы нередко пронизаны прожилками, сложенными хлоритом, клиноцоизитом, диопсидом, тремолитом и гранатом.

Нефрит по внешнему виду можно разделить на 3 группы. Первая группа представлена «обычным» или «обыкновенным» нефритом умеренной прозрачности и **ярко-зеленой до желтовато-оливково-зеленой окраски**. Во вторую группу входит нефрит «кошачий глаз» с шелковистым блеском и переливчатостью. Камень этой разновидности сравнительно хорошо просвечивает. Нефриты

третьей группы получили название «восковых» из-за своего блеска. Они характеризуются низкой прозрачностью и бледно-желтым или голубовато-зеленым цветом. При наблюдениях в шлифах видно, что «обыкновенный» нефрит обладает как типичными спутанно-волокнистыми, так и сланцеватыми структурами, нефрит «кошачий глаз» имеет параллельно-волокнистую структуру с длиной волокон до 2 см, а «восковой» нефрит – тонкую спутанно-волокнистую. Предполагается, что сначала образовался «обыкновенный» нефрит, затем «восковой», а «кошачий глаз» обычно слагает прожилки, пересекающие «обыкновенный» и «восковой». По краям линз нефриты иногда превращены в тремолит-асбест.

По химическому составу нефрит относится к тремолиту с содержанием железа от 3.40 до 5.10 мас.% FeO. Минерал содержит примеси алюминия (0.39-1.13 мас.% Al_2O_3) и хрома (до 0.20 мас.% Cr_2O_3). Для нефрита характерны включения хромшпинелидов, реже наблюдаются хромгроссуляр и халькопирит (Yui et al., 1988).

По данным работы (Yui et al., 1988), формирование нефритов месторождения происходило в интервале температур от 420°C (образование «обыкновенного» нефрита) до 320°C (образование «кошачьего глаза»).

Месторождения штата Вайоминг, США. Месторождения нефрита в США, сопряженные с серпентинизированными гипербазитами, расположены в штатах Вайоминг, Калифорния и Аляска. Основной нефритоносный район находится в центральной части Вайоминга. Месторождения расположены на склонах хребтов Восточных Скалистых гор. Нефритоносная провинция протянулась на расстояние более 220 км при максимальной ширине около 95 км. С 1936 по 1975 гг. в Вайоминге были добыты сотни тонн камня, включая нефриты самого высокого ювелирного качества и прекрасные коллекционные образцы, в основном из валунно-галечных россыпей.

В этом районе хребты Восточных Скалистых гор представляют собой сводово-глыбовые поднятия докембрийского фундамента. Они сложены в основном кристаллическими сланцами и гнейсами с согласными телами серпентинитов и секущими дайками амфиболитизированных габброидов. Поднятия разделяются тектоническими

депрессиями, которые заняты слабо метаморфизованными мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Докембрийские нефритоносные серпентинизированные гипербазиты, по-видимому, уже в мезозое были выведены на поверхность и подверглись выветриванию. Особенно интенсивно эрозия протекала во время четвертичного оледенения, благодаря чему в районе широко распространены россыпи нефрита. В то же время коренные месторождения обнаруживаются крайне редко.

Основные коренные месторождения нефрита Рoadс, Лонг-Крик, Микровейв-Тауэр относятся к полю Гранит-Маунтинс. На этой площади развиты докембрийские гнейсы, амфиболовые и биотитовые сланцы и кварциты, встречаются серпентинизированные гипербазиты и тела габброидов (Киевченко, 2001).

Нефритовые залежи (жилы и линзовидные тела) локализованы на контакте серпентинитов со сланцами и гнейсами. Также они могут залегать в биотитовых сланцах, в эпидот- и цоизитсодержащих родингитах. Длина жил по простиранию достигает 150 м, а мощность варьирует от 2.5 до 60 см. Жильный нефрит обычно окрашен **в черный, серый и светло- и темно-зеленый цвет**. Наряду с обычным камнем в жилах встречаются скопления диаметром до 15 см яблочно-зеленого и изумрудного нефрита высшего качества. В темно-зеленом нефрите у зальбандов жил встречаются многочисленные включения розового тулита, образующего обособления декоративного «розового жада».

Нефрит из месторождений Вайоминга характеризуется разнообразной окраской **от умеренно зеленой и желтовато-зеленой до оливковой**. Лучшие ювелирные камни имеют травяно-, яблочно-зеленый и изумрудный цвет. На этих месторождениях в большом количестве добывался черный гагатоподобный нефрит. Также встречались белые, серые, голубовато-серые камни и, редко, нефрит с шелковистым блеском.

Месторождения Британской Колумбии, Канада. Нефрит в Канаде был давно известен коренному населению – племени Салиш. В конце XIX века в период Золотой лихорадки китайские золотоискатели, знакомые с этим камнем, обнаружили его в россыпях в низовьях р. Фрейзер (провинция Британская Колумбия). Первая ста-

тья о канадском нефритовом жаде была опубликована Джорджем Даусоном (позже он стал директором Геологической Службы Канады) в 1887 г. В дальнейшем была установлена нефритоносность крупного офиолитового пояса Канадских Кордильер, протягивающегося на 1.5 тыс. км в северо-западном направлении через всю Британскую Колумбию в южную часть территории Юкон. К концу 60х годов после открытия ряда новых месторождений стало ясно, что нефритоносная провинция Британской Колумбии — Юкона относится к числу крупнейших в мире.

В течение века нефрит находили только в аллювиальных россыпях. Однако в 1960 году небольшое коренное месторождение было обнаружено в бассейне р. Ялаком к северо-западу от г. Лиллуэта. Затем последовали открытия более крупных объектов в районах Оминек, Диз Лейк и Кассиар. В настоящее время в пределах Британской Колумбии выделяется три основных нефритоносных района или пояса (с юга на север): Лиллуэт, Оминек и Лиард, а на территории Юкон — район Франсес. Район Лиллуэт включает два нефритоносных поля: южное с аллювиальными россыпями в бассейне нижнего течения р. Фрейзер с ее притоками Бридж-Ривер и др. и северное — Ялаком с коренными месторождениями в горах Шулапс и Кадвалладер (Киевченко, 2001).

В результате длительной эксплуатации россыпи бассейна р. Фрейзер практически истощены. Коренные месторождения нефрита, как правило, размещены в сравнительно небольших блоках серпентинитов, отделенных от основного массива. Примером может служить месторождение Брет-Крик, находящееся в блоке серпентинитов в 9 км юго-восточнее крупного гипербазитового массива Шулапс. На этом месторождении выявлено несколько нефритовых жил, залегающих вдоль контакта серпентинитов с крупным ксенолитом кремнистого сланца. Жилы располагаются со стороны висячего и лежащего боков ксенолита, отделяясь от сланца зоной диопсид-гидрогроссуляр-цоизитового родингита с гнездами талька и тулита. Отрабатывалась жила в висячем боку длиной 18 м с зеленым нефритом хорошего качества (Киевченко, 2001).

Нефритоносный район Оминек объединяет месторождения в горах Сидней Вильямс и Огден, расположенных к юго- и се-

веро-востоку от озера Текла. Лучшими являются месторождения у г. Огдена, где наряду с коренными телами нефрита распространены делювиальные и аллювиальные крупновалунные россыпи. Нефритовые жилы и линзы наблюдаются в краевых частях пластообразных серпентинитовых массивов у тектонического контакта с кремнистыми и глинистыми сланцами верхнего палеозоя. Самая крупная жила достигала 50 м в длину при мощности до 3 м (Кивленко, 2001).

Наиболее перспективными считаются северные нефритоносные районы Лиард (с полями Край-Лейк и Кассиар) и Франсес-Лейк. Строение месторождений в этих районах аналогично строению южных. Так на месторождениях Витон-Крик, Летен-Лейк и Провеншер-Лейк (поле Край-Лейк) все промышленные скопления нефрита связаны с изолированными блоками серпентинитов — тектоническими фрагментами основного массива серпентинизированных перидотитов. Длина нефритовых жил по простиранию составляет от 10 до 100 м, мощность меняется от 1 до 10 м, по падению они прослежены на глубину от нескольких метров до 50 м. Нефрит образовался на контакте серпентинитов и апосланцевых пород гидрогроссуляр-диопсид-клиноцоизитового и талькового состава (родингитами и талькитами) (Кивленко, 2001).

Нефрит из месторождений Британской Колумбии и Юкона окрашен в зеленый цвет различной интенсивности и тональности при преобладании **темно-зеленых** и **серовато-зеленых** камней поделочных сортов. Также встречаются **полосчатые** и пестрые (пятнистые) с желтовато-зелеными, серыми и голубовато-зелеными обособлениями на темно-зеленом фоне. Ювелирный травяно-зеленый просвечивающий нефрит редок. Очень характерны вкрапления ярко-зеленого уваровита, а также черного магнетита и хромита размером 1-2 мм. Качество нефрита в целом невысокое, выход коммерческого материала из общей массы добываемого камня порядка 10%. Ежегодно на рынок из этих месторождений поступает около 100 тонн нефрита. В 1960 г. на месторождении Голд Бридж была найдена глыба нефрита массой 1.5 тонны, которая была продана на выставке в Нью-Йорке за 30000 долларов США. В 1967 году 6-ти тонная глыба была подарена компанией O'Keefe Brewing университету

Саймон Фрейзер. 23-х тонная глыба была показана на всемирной выставке ЭКСПО 1970 в Осаке. В 1990 году из 13-ти тонной глыбы был вырезан самый большой в мире Будда, который сейчас находится в Бангкокском монастыре.

Месторождения в метаморфизованных скалах и скарноподобных породах

Месторождения нефрита, связанные с метаморфизованными скалами и скарноподобными породами, как правило, приурочены к линзам доломитовых мраморов в составе докембрийских метаморфических толщ, испытавших тектоно-магматическую активизацию. Скарны и скарноиды формировались на контакте мраморов с алюмосиликатными породами — гранитоидами, мигматизированными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Гнездо- и жилообразные нефритовые тела локализованы в экоскарновой зоне. В состав апогранитоидных эндоскарнов входят диопсид, тремолит, клиноцоизит, полевошпат, а в апогнейсовых или апосланцевых — появляются, актинолит и хлорит.

Для нефрита свойственна светлая окраска от снежной до желтоватой и салатово-зеленой. В нем практически отсутствуют включения рудных минералов. Характерными особенностями химического состава апоскарнового нефрита является наличие фтора, отсутствие хрома и существенно меньшие содержания Fe^{2+} по сравнению с нефритом, сопряженным с измененными гипербазитами.

Апоскарновые месторождения и сопровождающие их россыпи являются доминирующими в знаменитой нефритоносной провинции Куньлуня в Китае. Во второй половине XX века месторождения этого типа были открыты в Австралии (полуостров Эйр) и России (бассейн Витима в Забайкалье), Южной Корее, Швейцарии и его проявления в Средней Азии.

Витимский нефритоносный район, Россия. На Витимском плоскогорье в Забайкалье в конце 70-ых и в течение 80-ых гг. прошлого века были открыты и изучались Буромское, Голюбинское и Кавоктинское месторождения нефрита в скарнированных доломитах. Площади этих месторождений, в основном заняты обширным раннепалеозойским Ципа-Бамбуйским гранитоидным массивом

при подчиненной роли кристаллических сланцев и гнейсов с прослойками доломитовых мраморов и амфиболитов позднего протерозоя, слагающие провесы кровли и ксенолиты размером от нескольких метров до 1 км в апикальных частях гранитоидного массива (Секерина, 1988).

Нефритоносные кальцит-тремолитовые скарны сформировались на контакте доломитовых мраморов в ксенолитах с гранитоидами или с метаморфитами.

В целом схематически зональность минерализованных скарновых тел на контакте доломитов и гранитоидов на этих месторождениях можно представить следующим образом: биотитовый гранит → десилицированный гранит → скарнированный гранит с хлоритом и клиноцоизитом → диопсид-тремолит-клиноцоизитовый эндоскарн → тремолит-кальцитовый экзоскарн с обособлениями нефрита → форстеритовый, частично серпентинизированный и оталькованный кальцифир и доломитовый мрамор (Рис. 163). В телах, образованных на контакте доломитовых мраморов и кварц-полевошпат-биотит-амфиболовых сланцев или амфиболитов, несколько изменяется минеральный состав эндоскарнов, которые в этом случае представлены породами, сложенными тремолит-актинолитом, хлоритом, клиноцоизитом и эпидотом породами (Киевченко, 2001).

Нефрит месторождений преимущественно светлый салатово-зеленый. В полированных пластинах он просвечивает на глубину 1-3 см. Также встречаются снежно-белые, серые, серовато- и голубовато-зеленые разновидности. Окраска камня бывает пятнистой и полосчатой. По химическому составу нефрит отвечает тремолиту, реже ферритремолиту. Часть гидроксильной группы в минерале нередко замещается фтором. Размер отдельных волокон нефрита варьирует от 0.005-0.010 до 0.200 мм. Камень характеризуется полным отсутствием вкрапленников рудных минералов, присутствует небольшое количество кальцита, а также реликты доломита и диопсида.

По данным Н.В. Секериной (1988, 1992) нефритсодержащие апоскарновые породы формировались при температурах 350-450°C в восстановительной обстановке, необходимой для об-

разования тонковолокнистых структур агрегатов тремолита. Такие условия сдерживают рост кристаллов амфибола. Другими факторами, способствовавшими возникновению нефрита, были мономинеральность замещаемых доломитов и длительное сохранение благоприятного температурного режима в ксенолитах доломитов, находящихся среди медленно остывающего гранитного массива.

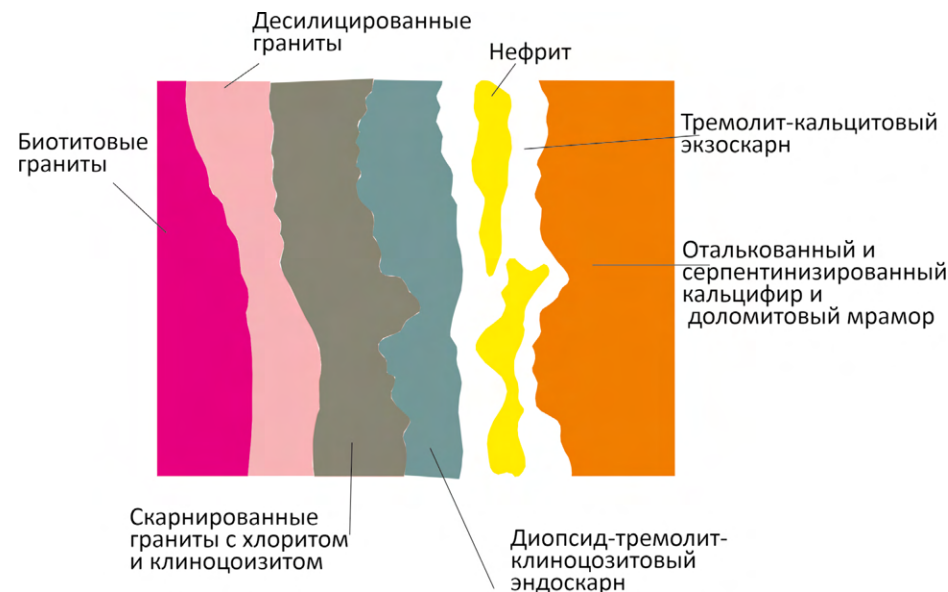


Рис. 163. Схема метасоматической зональности витимских месторождений апокарбонатного нефрита, Россия (по Киевченко, 2001)

Буромское месторождение расположено в верховьях р. Буром. На площади месторождения на поверхность выходят крупнозернистые микроклин-олигоклазовые биотитовые граниты, дайко- и силлообразные тела мелкозернистых гранитов с многочисленными ксенолитами протерозойских доломитовых мраморов (Рис. 164).

Мраморы, сложенные доломитом (85-90%), кальцитом (5-10%) и форстеритом (0-10%), на контакте с гранитами превращены в диопсид-тремолитовые и тремолит-кальцитовые породы с жилами и гнездообразными скоплениями нефрита (экзоскарновая зона). Эндоскарновая зона (скарнированные граниты) представлена диопсид-актинолит-тремолит-клиноцоизитовыми породами с эпи-

дотом и хлоритом. Ширина каждой из этих зон составляет 0.5-1 м, а длина достигает 30 м. Зональность на контакте доломитового мрамора с биотитовыми гранитами (от мрамора к граниту): доломитовый мрамор → диопсидовая порода с кальцитом и обособлениями белого и светло-зеленого нефрита → диопсид-амфибол-клиноцоизитовый скарн с реликтами гранита мощностью → эпидотизированный и карбонатизированный микроклиновый гранит → биотитовый гранит.

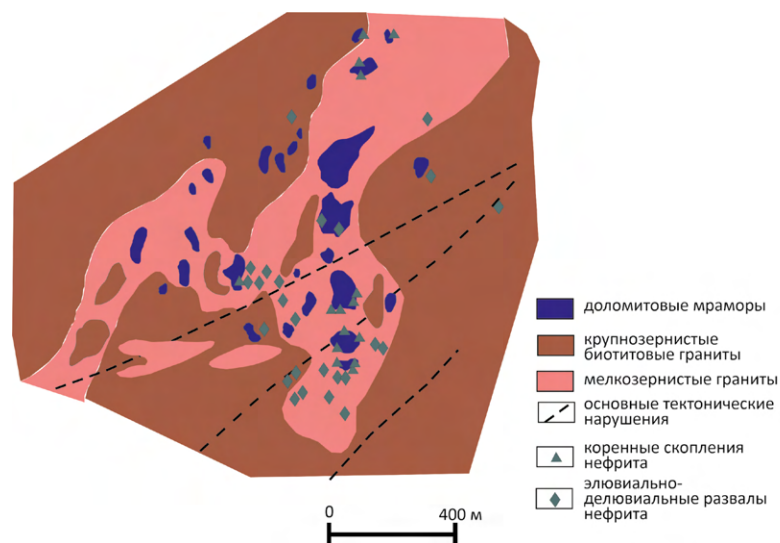


Рис. 164. Схема геологического строения Буромского месторождения нефрита, Витимское плоскогорье, Россия (по Киевленко, 2001)

В пределах месторождения выделяются две минерализованные зоны, представленные группами сближенных скарнированных ксенолитов мраморов, образующих прерывистые полосы длиной до 400 м и шириной до 80 м. В пределах таких полос оконтурены 16 коренных тел нефритонесных скарнов и элювиально-делювиальных развалов.

Голубинское месторождение локализовано в такой же геологической обстановке, однако ксенолиты протерозойских метаморфитов представлены, как доломитовыми мраморами, так кристаллическими сланцами и гнейсами. Два главных тела нефритонесных скарнов, заключающие 98% всех разведанных запасов неф-

рита на месторождении, локализованы на контакте доломитовых мраморов и кристаллических сланцев кварц-полевошпат-амфиболового состава.

Минерализованные тела представлены нефритосодержащими тремолит-кальцитовыми нефритонесными скарнами. Прослеженная по простиранию длина залежей составляет около 140 и 30 м. Мощность тел непостоянная и колеблется от 0.2 до 1.6 м. Доломитовые мраморы в лежащем боку одного из тел превращены в форстеритовые и кальцит-флогопитовые экзоскарны, а кристаллические сланцы со стороны висячего бока – в хлорит-эпидотовые эндоскарны с титанитом, апатитом, пиритом и реликтами амфибола (Рис. 165).

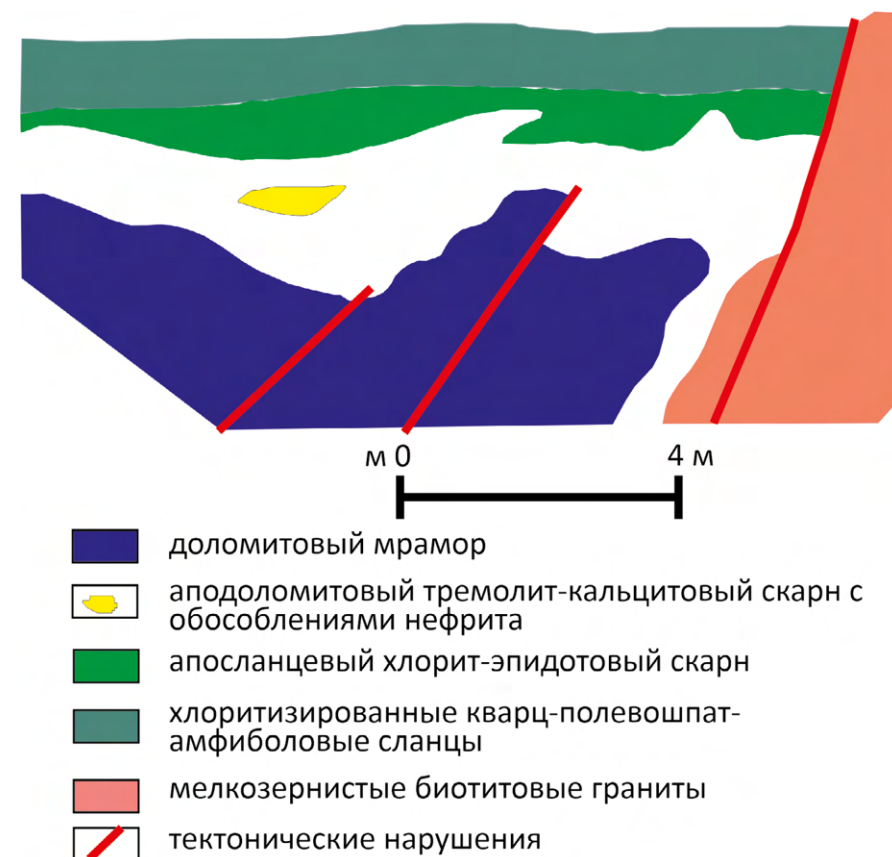


Рис. 165. Схема геологического строения нефритонесного скарна, Голубинское месторождение, Витимское плоскогорье, Россия (по Киевленко, 2001)

Непосредственно нефритовые тела слагают жилы, прожилки, линзы и желваки длиной до 30 м и мощностью до 0.5 м. Нефритом занято 40-80% объема минерализованных тел, выход кондиционного камня невысок вследствие включений эпидота, хлорита, кальцита, глинистого материала и большого числа трещин.

Месторождение Чунчеон, Республика Корея. Месторождение нефрита расположено в центральной части блока Джеонджи, одного из трех главных тектонических элементов Корейского полуострова. Общие запасы месторождения составляют 300000 тонн, но только четверть их имеет ювелирное качество. Породы, вмещающие минерализованные тела, имеют докембрийский возраст и представлены биотитовыми сланцами и гранито-гнейсами. К западу от месторождения докембрийские породы прорваны мезозойскими гранитами массива Чунчеон, К-Аг датирование которых предполагает поздне триасовый возраст их внедрения 210.5 ± 5.0 Ma (Yui, Know, 2002).

Залежи месторождения представлены линзами длиной до нескольких десятков метров и мощностью до 1 м, которые находятся на контакте между доломитовыми мраморами и амфиболовыми сланцами в верхней части биотитовых сланцев. Литологический контакт и сланцеватость в основном имеют широтное простирание и угол падения $35-50^\circ$ на юг.

Доломитовые мраморы имеют гранобластовую структуру и сложены грубозернистым (1-3 мм) доломитом, местами с кальцитом, кварцем и слюдой. Биотитовые и амфиболовые сланцы сложены ассоциациями биотит-плагиоклаз-кварц-эпидот-хлорит и амфибол(актинолит)-кварц-эпидот, соответственно. По данным работы (Yui, Know, 2002) нефритсодержащие тела имеют зональное строение. Выделяется три зоны: наиболее мощная известково-силикатная, нефритовая и хлоритовая (Рис. 166). Породы известково-силикатной зоны имеют гранобластовую структуру и массивную текстуру. Минеральный состав их непостоянен и варьирует отgrossуляр-диопсид-тремолит-хондродит-кварц-кальцитового около доломитовых мраморов до диопсид-тремолит-кальцитового около нефритовой зоны.

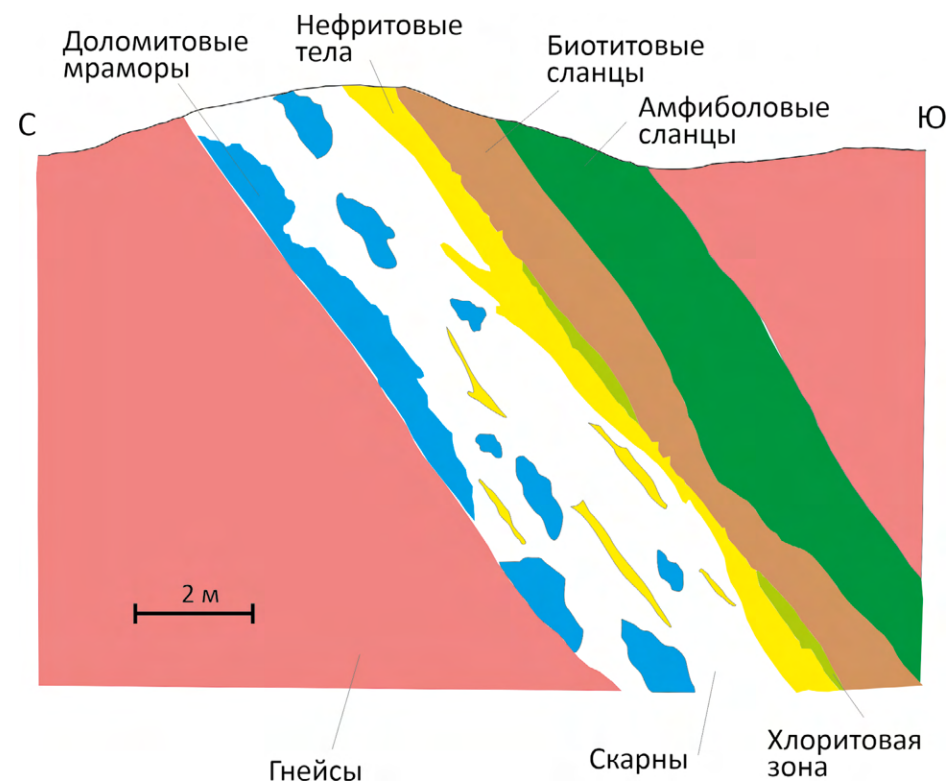


Рис. 166. Схематический геологический разрез нефритовой залежи месторождения Чунчеон, Корея (по Yui, Know, 2002)

Нефритовая зона в основном состоит из криптокристаллического ($<5-10$ мкм) тремолита (<0.5 мас.% FeO) со второстепенными количествами ($<5\%$) диопсида и хлорита. Некоторые образцы нефрита содержат реликты пластинчатых кристаллов тремолита (0.05-1 мм). Криптокристаллический тремолит – это псевдоморфозы по этим первичным кристаллам тремолита. Карбонатов в этой зоне нет. Нефрит характеризуется обычной спутанно-волокнутой структурой, имеет смоляной блеск, а цвет изменяется от зеленовато-серого до желтовато-зеленого и бледно-оливкового. Хлоритовая зона в основном содержит грубо-пластинчатый, случайно ориентированный клинохлор и редкий кварц.

По данным S.J.Kim et al (1986) сначала произошло образование известково-силикатной зоны, затем частично она заместились

нефритом и последней сформировалась хлоритовая зона. Все зоны рассечены поздними кальцит-талковыми жилами.

Месторождение Маргоу (Margou), Кунтай. Основные месторождения нефрита в Китае расположены в Синьцзян-Уйгурском автономном районе на северо-западе Китая в пределах горной системы Алтынтаг-Куньлунь, протянувшейся на 1300 км. Месторождение черного нефрита Маргоу локализовано в центральной части пояса в верхнем течении реки Даша. Административно оно расположено в уезде Цемо в 150 км к юго-востоку от г. Цемо. Район месторождения сложен докембрийскими роговообманковыми и биотитовыми гнейсами и доломитовыми мраморами. Метаморфическая толща имеет север-северо-западное простирание и крутое падение (70-80°). Магматические породы представлены светло-серыми среднезернистыми монцонитовыми гранитами герцинского возраста. На контакте между мраморами и гнейсами развиты жильные тела диоритов. Нефритовая минерализация локализована преимущественно вдоль контакта монцонитовых гранитов и доломитовых мраморов и в меньшей степени в самих мраморах (Fang et al., 2024).

Нефритоносное тело линзовидное субмеридионального простирания, длиной 25 м и мощностью 1-4 м; оно выклинивается на глубине 15 м. Черно-голубой нефрит слагает крупные блоки, при этом 30% блоков представлены нефритом высокого качества (Fang et al., 2024).

Окраска нефрита варьирует от темно-зеленой до черной. Нефрит сложен в основном тремолит-актинолитом; второстепенные и редкие минералы: диопсид, эпидот, паргасит, апатит, циркон, пирит, магнетит. Содержание железа в тремолит-актинолите, который слагает черный и черно-голубой нефрит варьирует от 0.08 до 6.29 мас.% FeO; концентрация фтора достигает 0.80 мас.% (Fang et al., 2024). Высокое содержание железа обуславливает черный и черно-голубой цвет нефрита.

Месторождение Аламас (Alamas), Кунтай расположено в 40 км от деревни Люшень в уезде Ютянь Синьцзян-Уйгурском автономном районе на высоте 4.5 км над уровнем моря. Месторождение приурочено к ксенолиту докембрийских доломитовых мраморов мощностью от 50 до 200 м в герцинских гранодиоритах (Liu et

al., 2010). На месторождении выявлены 11 нефритовых жил длиной до 20 м и мощностью от 10 до 50 см. Жилы развиты как вдоль контакта между гранодиоритами и мраморами, так и приурочены к разрывным нарушениям в мраморах.

Цвет нефрита изменяется от белого к светло-зеленому и далее к зеленому в направлении от доломитовых мраморов к гранодиоритам. Главный минерал, слагающий нефрит – это тремолит, который содержит примеси Al (до 1.54 мас.%), Fe (до 0.17 мас.% FeO), Mn (до 0.1 мас.% MnO). Интересно отметить рост содержания хрома от 0.42-0.54 мас.% Cr₂O₃ в тремолите белого нефрита до 1.00-1.14 мас.% Cr₂O₃ в тремолите зеленого нефрита (Liu et al., 2010). В нефрите также выявлены кальцит, титанит и флогопит. По данным изучения флюидных включений в тремолите минимально возможная температура образования нефрита 293°C (Liu et al., 2011).

Месторождение Синю (Xinyu), Кунтай расположено в уезде Xinyu в провинции Цзянси на юго-востоке страны. В геологическом строении района месторождения принимают участие известняки, доломитовые известняки, доломиты каменноугольного до триасового возраста. Карбонатные толщи смяты в складки и разбиты тектоническими нарушениями. Осадочные породы интродуцированы гранитным плутоном Меншань, чей возраст составляет 217-236 млн лет (Wei et al., 2024). В раннемеловое время (135-142 млн лет) внедрились дайки гранит-порфиров и порфировидных диоритов.

Месторождение нефрита находится в юго-западной части плутона на контакте с пермскими скрытокристаллическим известняками, переслаивающимися с глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами.

Нефрит желто-зеленый слабо просвечивающий до просвечивающего сложен в основном спутанно-волокнистым тремолитом (>98%); длина волокон около 30 мкм, а ширина 1-2 мкм (Wei et al., 2024). Кроме тремолита диагностированы диопсид, кальцит, кварц, апатит. Тремолит содержит небольшую примесь Fe (0.21-0.42 мас.% FeO), Al (0.22-0.36 мас.% Al₂O₃), F (до 0.33 мас.% F) (Wei et al., 2024).

Месторождение Коувелл, Австралия. Месторождение расположено на полуострове Эйр в Южной Австралии. Оно было открыто в 1965 г. На месторождении распространены мигматиты,

гнейсы и амфиболиты с линзами серпентинизированных доломитовых мраморов и кварцитов метаморфического комплекса Минбри ранне-среднепротерозойского возраста. Породы смяты в изоклинальные складки. Метаморфиты прорваны телами крупнозернистых гранитов, дайками аплитов и пегматитами. Радиометрический возраст интрузивных образований 1550-1740 млн лет, что соответствует раннему рифею.

Линзы доломитовых мраморов прослеживаются на расстоянии около 10 км. Длина отдельных линз достигает 100 м при мощности до 30 м. Мраморы содержат серпентинизированные включения амфибола и моноклинного пироксена. На контакте мраморов с кварц-полевошпатовыми гнейсами и хлоритизированными интрузивными полевошпатовыми породами развиты кальциево-силикатные метасоматические породы кальцит-хлоритового, клиноцоизит-хлорит-тремолитового состава, талькиты, эпидозиты и тремолититы с нефритом (Киевленко, 2001 и др.). В пределах месторождения вскрыто более 100 тел нефритоносных скарнов.

Нефрит развивается в пределах метасоматических зон в виде крупных линз длиной до 40 м и мощностью до 3 м, согласных со слоистостью вмещающих пород. Также нефрит слагает жилы мощностью до 1 м. Жильный нефрит обычно характеризуется высоким качеством. Он тонкокристаллический, массивный. Его цвет изменяется от темно-зеленого до черного. Изредка попадаются просвечивающие куски светло-зеленого цвета. Кроме того, нефрит замещает грубозернистый брекчированный диопсид, давая сланцеватую разновидность, часто содержащую включения диопсида.

Окраска камня варьирует от желто-зеленого и дымчатого зеленовато-серого до оливково- и темно-зеленого. Также встречается черный нефрит, который считается лучшим в мире и наиболее высоко ценится на рынке. Светло-окрашенные нефриты относятся к тремолиту с содержанием железа 1-3 мас.% FeO. Темно-зеленые и черные разновидности представлены ферротремолитом и актинолитом, содержащими до 8 мас.% этих компонентов (Flint, Dubowski, 1990). По мнению австралийских экспертов, месторождение может обеспечить до 25% потребности мирового рынка в ювелирно-поделочном нефрите (Киевленко, 2001).

Тест



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булах А.Г. Общая минералогия. СПб.: Изд-во С-Петербур. ун-та, 2002. 350 с.

Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: ЭКОСТ, 2001. 582 с.

Киевленко Е.Я. Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.И. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Кужварт М. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Мир, 1986. 472 с.

Платонов А.Н., Таран М.Н. Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.

Месторождения хризолита

Золотарев А.А., Буйко А.К., Буйко А.А., Овчинников Н.О. Особенности химического состава и оптических свойств хризолита. Вестник геммологии. 2003. Вып. 2. С. 10-15.

Bosch D. and Bruguier O. An early Miocene age for a high-temperature event in gneisses from Zabargad Island (Red Sea, Egypt): mantle diapirism? Terra Nova. 1998. N 10. P. 274-279.

Bouilhol P., Burg J-P., Bodiner J-L., Schmidt M.W., Bernassconi S.M., Dawood H. Gem olivine and calcite mineralization precipitated from subduction-derived fluids in the Kohistan arc-mantle (Pakistan). The Canadian Mineralogist. 2012. V. 50. P. 1291-1304.

Führbach J.R. Peridot from the Black Rock Summit lava flow, Nye County, Nevada, USA. The Journal of Gemmology. 1998. V. 26. N 2. P. 86-102.

Harlow G., Thu K. Peridot from Pyaung-gaung, Mogok Tract, Myanmar: Similarities to Sapar and Zabargad deposits. Peridot and Uncommon Green Gem Minerals, 2014. P. 82-95.

Jan Q.M., Khan A.M. Petrology of gem peridot from Sapar mafic-ultramafic complex, Kohistan, NW Himalaya. Geological Bulletin, University of Peshawar. 1996. V. 29. P. 17-26.

Koivula J.I. San Carlos Peridot. Gems & Gemology. 1981. V. 17. N 4. P. 205-214.

Sokolov S.V., Yarmishko S.A., Chistyakova N.I. Inclusions in chrysolite from the Kovdor Massif: genetic and gemological significance. Geochemistry International. 2006. V. 44. N 6. P. 581-590.

Месторождения хромдиопсида

Гадиятов В.Г. Ювелирный хромдиопсид Инаглинского месторождения. Мир камня. 1996. N 11. С. 7-11.

Гадиятов В.Г. Капризы "Якутского изумруда". Ювелирный мир. 1998. N 2. С. 34-36.

Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К. Цветные камни Якутии и их месторождения. Екатеринбург, Банк культурной информации, 2000. 328 с.

Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 156 с.

Октябрьский Р.А., Корчагин А.М. "Сибирский изумруд" (история открытия и новые данные). Вестник ДВО РАН. 2000. N 4. С. 29-35.

Пацкевич Г.П. Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсида. В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. 146-157 с.

Хоменко В.М., Платонов А.Н. Породообразующие пироксены: оптические спектры, окраска и плеохроизм. Научная думка, 1987. 56-63 с.

Месторождения корунда

Ананьев С.А., Ананьева Т.А., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Благородные корунды и цирконы из россыпей Приморья. Зап. ВМО. 1998. N 4. С. 120-124.

Баркар А.В., Гулай Н.П., Екимов Н.И., Москаленко Н.И. Минералогия сапфиросных россыпей Приморья в связи с проблемой коренного источника сапфиров. Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 3. Владивосток. Дальнаука, 2002. С. 259-262.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Нечаев В.П. Приморье – фрагмент Восточно-Азиатского сапфириносного пояса. Вестник ДВО РАН. 2003. N 6. С. 57-66.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфира в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья. Доклады РАН. 2002. Т. 387. N 6. С. 806-810.

Дмитриев Э.А., Ишан-Шо Г.А. Условия образования метасоматических корундов в докембрийских мраморах Восточного Памира. Доклады АН Тадж. ССР. 1990. N 8. С. 533-536.

Дмитриев Э.А., Ишан-Шо Г.А. Хромсодержащие мусковиты в метасоматических и гидротермальных образованиях Памира. Записки ВМО. 1987. N 6. С. 690-697.

Киевленко Е.Я. Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.И. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Ультраосновные пегматиты Полярного Урала. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень. 1991. С. 65-87.

Одариченко Э.Г. Физико-химические условия образования корундов Незаметниского месторождения по термобарогеохимическим данным и проблема их генезиса. Автореф. канд. дисс. Владивосток. 2004. 30с.

Озеров К. Форма кристаллов корунда в зависимости от химического состава среды минералообразования. Доклады АН СССР. 1945. Т. XLVII. С. 49-52.

Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор. Минералогический Альманах, Выпуск 9, Москва, 2006 г. 152 стр.

Россовский Л.Н. Месторождения рубина и сапфира Альпийско-Гималайского складчатого пояса и условия их формирования. В сб. Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе, 1987. С. 36-38.

Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А. Условия образования рубина в мраморах. Геология рудных месторождений. 1982. Т. 24. N 2. С. 57-66.

Стогний Г.А. О проявлении хромсодержащего корунда в массиве Рай-Из (Полярный Урал). Геология и геофизика. 1975. Т. 8. С. 158-161.

Фишман А.М. Самоцветы севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 176с.

Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край). Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. N 2. С. 89-95.

Щека С.А., Иванов В.В. Минералогические индикаторы благороднометалльного и камнесамоцветного минерального сырья Дальнего Востока. Минералогия России. СПб., 2000. С. 285-294.

Щербакова С.В., Сутурин А.Н. Геохимия и минералогия метасоматитов с рубином (массив Рай-Из, Полярный Урал). В сб. Геохимические поиски самоцветов. Новосибирск. Наука. 1990. С. 167-198.

Allen R.M. The Yogo sapphire deposit. New discoveries create more interest in America's finest gemstone. Gemological Digest. 1991. V. 3. N 2. P. 9-16.

Anhaeusser C.R. On an Archean marundite occurrence (corundum-margarite rock) in the Barberton Mountain Land, Eastern Transvaal. South African Journal of Geology. 1978. V. 81. P. 211-218.

Aspen P., Upton B.G.J., Dickin A.P. Anorthoclase, sanidin and associated megacrysts in Scottish alkali basalts: high-pressure syenitic debris from upper mantle sources? European Journal of Mineralogy. 1990. V. 2. P. 503-517.

Atkinson D., Kothavala R. Kashmir sapphire. Gems & Gemology. 1983. V. 19. N 2. P. 64-76.

Barr S.M., Macdonald A.S. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of southeast Asia. Geological Society of America Bulletin. 1981. V. 92. P. 1069-1142.

Barr S.M., Macdonald A.S. Paleomagnetism, age and geochemistry of the Denchai basalt. Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 24. P. 165-172.

Brownlow A., Komorowski J. Geology and origin of the Yogo sapphire deposit, Montana. Economic Geology. 1988. V. 83. N 5. P. 875-880.

Brown G., Bracewell H. Goodletite a beautiful ornamental material from New Zealand. The Journal of Gemmology. 1996. V. 25. N 3. P. 211-217.

Cade A., Groat L.A. Garnet inclusions in Yogo Sapphires. Gems & Gemology. 2006. V. 83. N 5. P. 106.

Cairncross B., Dixon R. Minerals of South Africa. Geol. Soc. SA., 1999. 300 p.

Clabaugh S.E. Corundum deposits of Montana. U.S. Geological Survey Bulletin. 1952. N 983. 100 p.

Dahanayake K. Mode of occurrence and provenance of gemstones of Sri Lanka. Mineralium Deposita. 1980. V. 15. P. 81-86.

Dahanayake K., Ranasinghe A.P. Source rocks of gem minerals. A case of study from Sri Lanka. Mineralium Deposita. 1981. V. 16. P. 103-111.

Delre N. Gem Trade Lab Notes: Sapphires from Yogo Gulch, Montana. Gems & Gemology. 1994. V. 30. P. 120.

Dissanayake C.B., Chandrajith R. Sri Lanka – Madagascar Gondwana linkage: evidence for a Pan-African mineralized belt in Sri Lanka. Journal of Geology. 1999. V. 107. P. 223-235.

Eppler W.F. Über einige Einschlüsse im Burma-Rubin. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft. 1974. V. 23. N 2. P. 102-108.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Fallick A. E., Phan Trong T., Hoang Quang V., Pham Van L., Schwarz D. Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, southern Vietnam. Mineralogical Magazine. 2005. V. 69, N 1, P. 21-38.

Garnier V., Giuliani G., Maluski H., Ohnenstetter D., Phan Trong T., Hoang Quang V., Pham Van L., Vu Van T., Schwarz D. Ar-Ar ages in phlogopites from marble-hosted ruby deposits in northern Vietnam: evidence for Cenozoic ruby formation. Chemical Geology. 2002. V. 88. P. 33-49.

Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D. South-East Asian marble-hosted ruby deposits. EUG XI, Strasbourg 8-12 Avril 2001. Terra Abstracts, 2001. P. 99.

Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Schwarz D. Les gisements de corindon: classification et genèse. Le Règne Mineral. 2004. N 55. P. 7-35.

Garnier V., Maluski H., Giuliani G., Ohnenstetter D., Schwarz D. Ar-Ar and U-Pb ages of marble-hosted ruby deposits from central and southeast Asia. Canadian Journal of Earth Science. 2006. V. 43. N 4. P. 509-532.

Gauthier G., Groat L.A., Taylor R.P., Fallick A.E. Mineralogical, litho-geochemical and stable isotope characteristics of the sapphire-bearing

Yogo dyke, Montana. Annual Meeting of Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Victoria, British Colombia, Canada. 1-19 May 1995, Abstract.

Giuliani G., Dubessy J., Bank D., Hoa`ng Quang Vinhd, Lhommeb T., Pironon J., Garnier V., Phan Trong Trinh, Pham Van Longf, Ohnenstetter D., Schwarz D. CO₂-H₂S-COS-S₈-AlO(OH)-bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. Chemical Geology. 2003. V. 194. P. 167-185.

Graham I., Sutherland L., Khin Zaw, Nechaev V., Khanchuk A. Advances in our understanding of the basalt-derived gem sapphire-ruby-zircon deposits of the West Pacific margins. 12th IAGOD Symposium, Moscow, 2004. CD abstracts. 207.pdf

Graham I., Nechaev V., Chashchin A., Kikhney E., Vystotskiy S., Sutherland L. New insights into the late Cenozoic gem sapphire-zircon occurrences of southern Primorye, Russia. 12th IAGOD Symposium, Moscow, 2004. CD abstracts. 209.pdf

Grapes R., Palmer K. (Ruby-sapphire)-chromian mica – tourmaline rocks from Westland, New Zealand. Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 293-315.

Gübelin E.J., Peretti A. Sapphires from the Andranondambo mine in S.E. Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation. Journal of Gemmology. 1997. V. 25. N 7. P. 453-470.

Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Zircon inclusions in corundum megacrysts: I. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in alkali basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 2347-2363.

Henn U. Burma-type rubies from Vietnam. Australian Gemmologist. 1991. V. 17. N 12. P. 505-509.

Henn U. Rubine aus dem Pamir-Gebirge, UdSSR. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft. V. 39. N 4. P. 201-205.

Hoang N., Flower M. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a "diffuse igneous province". Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 369-395.

Hughes R.W. Corundum. Butterworths Gem Books. London, 1990. 314 p.

Hughes R.W. Ruby and sapphire. RWH publishing, Boulder, 1997. 511 p.

Irving A. Polybaric magma mixing in alkali basalts and kimberlites: evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. 4th International Kimberlite Conference, 1986. N 16. P. 262-264.

Iyer L.A.N. Geology of gem-stones of the Mogok Stone Tract, Burma. Memoirs of the Geological Survey of India, 82. Government of India Press, Calcutta, India, 100 pp.

Kane R.E., Kammerling R.C. Status of ruby and sapphire mining in the Mogok Stone Tract. *Gems & Gemology*. 1992. V. 28. P. 152-174.

Kane R.E., McClure F., Kammerling R.C., Khoa N.D., Mora C., Repetto S., Khai N.D., Koivula J.I. Rubies and fancy sapphires from Vietnam. *Gems & Gemology*. 1991. V. 27. N 3. P. 136-155.

Keller P. The rubies of Burma: a review of the Mogok Stone Tract. *Gems & Gemology*. 1983. V. 19. N 4. P. 209-219.

Kerrich R., Fyfe W.S., Barnett R.I., Blair B.B., Willmore L.M. Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-element enrichment – geochemical and isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 481-498.

Kiefert L. et al. Sapphires from Andranondambo area, Madagascar. *Journal of Gemmology*. 1996. V. 25. N 3. P. 185-211.

Koltsov A.B. Ruby-bearing metasomatites in marbles: conditions and numerical model of the formation. http://library.iem.ac.ru/exper/v10_1/94-96.pdf

Levinson A.A., Cook F.Q. Gem corundum in alkali basalt: Origin and occurrence. *Gems & Gemology*. 1994. V. 30. N 4. P. 253-262.

Limkatrun P., Khin Zaw., Ryan C.G., Mernagh T.P. Formation of the Denchai gem sapphires, northern Thailand: evidence from mineral chemistry and fluid/melt inclusion characteristics. *Mineralogical Magazine*. V. 65. N 6. P. 725-735.

Long P.V., Vinh H.Q., Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Lhomme T., Schwarz D., Fallick A., Dubessy J., Trinh P.T. Gem corundum deposits in Vietnam. *Journal of Gemmology*. 2004. V. 29. N 3. P. 129-147.

Long P.V., Vinh H.Q., Nghia N.X. Inclusions in Vietnamese Quy Chau ruby and their origin. *Australian Gemmologist*. 2004. V. 22. N 2. P. 67-71.

Meyer, H.O.A. Mitchell, R.H. Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana: A Ouachitite. *The Canadian Mineralogist*. 1988. V. 26. P. 81-88.

Muhlmeister S., Fritsch E., Shigley J.E., Devouard B., Laurs B.M. Separating natural and synthetic rubies on the basis of trace element chemistry. *Gems & Gemology*. 1998. V. 34. P. 88-101.

Munasinghe T., Dissanayake C.B. The origin of gemstone of Sri Lanka. *Economic Geology*. 1981. V. 76. P. 1216-1225.

Mychaluk K.A. The Yogo sapphire deposit. *Gems & Gemology*. 1995. V. 31. N 1. P. 28-42.

Pakhomova V., Zalizhchak B., Tishkina V., Lapina M., Karmanov N. Mineral and melt inclusion in sapphires as an indicator of conditions of their formation and origin (Primorsky Region of the Russian Far East). *Australian Gemmologist*. 2006. V. 22. P. 508-511.

Peretti A., Mullis J., Kundig R. Die Kaschmir-Saphire und ihr geologische Erinnerungsvermögen. *Forschung und Technik, Neue Zürcher Zeitung*. 1990. V. 187. P. 59.

Poirot J.P. Rubis et saphires du Viêt-Nam. *Revue de Gemmologie AFG*. 1997. V. 131. P. 3-5.

Rakondrazafy A.F.M., Moine B., Giuliani G., Razanatseho M.O., Rakotosamizanany S., Schwarz D., Ravololomianinarivo B., Ralantoarison L.T., Randriamamonjy S.A. Gem corundum deposits in Madagascar. The Geological Society of America, Annual Meeting. Abstracts with Programs, 2005. V. 37, No. 7, p. 499.

Recover S. New concepts on the origin of sapphire in Nonheastern New South Wales. *Australian Gemmologist*. 1987. V. 16. N 6. P. 221.

Rupasinghe M.S., Dissanayake C.B. Charnokites and the genesis of gem minerals. *Chemical Geology*. 1985. V. 53. P. 1-16.

Samuels S.K. Burma Ruby: a history of Mogok's rubies from antiquity to the present. Tucson, Arizona, S.K.S. 2003.

Sanchez J.L., Osipowicz T., Tang S.M., Tay T.S., Win T.T. Micro-PIXE analysis of trace-element concentrations of natural rubies from different locations in Myanmar. *Nuclear Instruments and Methods in Physics*, B. 1997. V. 130. P. 682-686.

Schreyer W., Werding G., Abraham K. Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: Petrology, Geochemistry and possible origin. *Journal of Petrology*. 1981. V. 22. P. 191-231.

Schwarz D. Aus Basalten, Marmoren und Pegmatiten. Spezielle Ursachen formten in der Erdkruste edle Rubine und Saphire. In: Weise Ch.

Ed., Rubin, Saphir, Korund: schön, hart, selten, kosbar. ExtraLapis. 1998. V. 15. P. 5-9.

Schwarz D., Petsch E.J., Kanis J. Sapphires from the Andranondambo Region, Madagascar. Gems & Gemology. 1996. V. 32. P. 80-99.

Seifert A.V., Hyrsl J. Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. Gems & Gemology. 1999. V. 35. P. 108-120.

Silva K., Siriwardene C. Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka. Mineralium Deposita. 1988. V. 23. N 3. P. 186-190.

Simonet C. Géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangare, Kenya. Mém. thès. l'Univers. Nantes, Fac. Sci. Techn. 2000. 349 p.

Simonet C., Paquette J.L., Pin C., Lasnier B., Fritsch E. The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya—a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. Journal of African Earth Science, 2004, V. 38. P. 401-410.

Smith C.P. Rubies and pink sapphires from the Pamir Mountain Range in Tajikistan, former USSR. Journal of Gemmology. 1998. V. 26. N 2. P. 103-110.

Smith C.P., Kamerling R.C., Keller A.S., Peretti A., Scarratt K.V., Khoa N.D., Repetto S. Sapphires from Southern Vietnam. Gems & Gemology. 1995. V. 31. P. 168-186.

Solesbury F.W. Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. Economic Geology. 1967. V. 62. N 7. P. 983-991.

Sutherland F.L., Coenraads R.R. An unusual ruby-sapphire-sapphirine-spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales, Australia. Mineralogical Magazine. 1996. V. 60. P. 623-638.

Sutherland F.L., Graham I.T., Pogson R.E., Schwarz D., Webb G.B., Coenraads R.R., Fanning C.M., Hollis J.D. Allen T.C. The Tumbarumba Basaltic Gem Field, New South Wales: In Relation to Sapphire-Ruby Deposits of Eastern Australia. Records of the Australian Museum, 2002. V. 54. P. 215-248.

Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 133. P. 356-372.

Sutherland F.L., Schwartz D. Origin of gem corundums from basaltic fields. Australian Gemmologist. 2001. V. 21. P. 30-33.

Tang S., Tay T., Petty A. Analysis of Burmese and Thai rubies by PYZIE. Applied Spectroscopy. 1988. V. 42. N 1. P. 44-48.

Tapponnier P., Peltzer G., Amijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. In. Coward M.P., Ries A.C. (Eds.) Collision Tectonics. Geological Society, London, Special Publication. 1986. V. 19. P. 115-157.

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Amijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology. 1982. V. 7. P. 611-616.

Themelis T. Mogok: Valley of Rubies and Sapphires. Los Angeles, CA, U.S.A, 2000. 272 p.

Whitford-Stark J.L. A survey of Cenozoic volcanism on mainland Asia. Geological Society of America. Special Paper. 1987. V. 213. 74p.

Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T., Ackermann, D. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. Geologische Rundschau. 1994. V. 83. P. 642-659.

Месторождения гранатов

Алферова М.С. Минералогия и условия образования Новокаракодинского месторождения демантоида (Средний Урал). Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 71-78.

Барсукова Н.С., Гекимянц В.М., Спиридонов Э.М. Гранаты рядов гроссуляр-уваровит и андрадит-гроссуляр Сарановского месторождения, Средний Урал. Уральская летняя минералогическая школа. УГГА, Екатеринбург, 1997. С. 64-67.

Вертушков Г.Н., Кобяшев Ю.С. Минералы из жил альпийского типа Магнитогорского и Сарановского месторождений на Урале. Труды Свердловского горного института. 1975. N 10. С. 135-137.

Гаранин В.К., Биллер А.Я., Скворцова В.Л., Бовкун А.В., Бондаренко Г.В. Полифазные углеводородные включения в гранате из алмазоносной трубки Мир. Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2011. N 2. С. 42-50.

Иванов О.К. Минералогия Сарановского хромитового месторождения, Урал. Минералогический Альманах. 2016. Т. 21. N 2. 128 с.

Кропанцев С.Ю. Ново-Каркодинское месторождение демантоида. Материалы летней Уральской минералогической школы. Екатеринбург, 29 июля – 2 августа 1997 г., УГГА, 1997. С.149-153.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Новые данные о включениях в уральских демантоидах. Материалы летней Уральской минералогической школы. Екатеринбург, 29 июля – 2 августа 1997 г., УГГА, 1997. С. 153-155.

Макарова Г.В. Рудопроявления вольфрама в Северо-Западном Приладожье (КАССР). Тезисы докладов совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых м-ний СССР. Л.: Изд. ЛГУ, 1961. С. 157-158.

Поляков В.Л. Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных. Уральский геологический журнал. 1999. N 5. С. 103-127.

Рундквист Н.Д., Москалева Г.П. О кительских альмандинах. Записки ВМО. 1985. N 5. С. 585-581.

Шарков Е.В. Внутриплитные магматические системы середины протерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов. Российский журнал наук о Земле. 1999. Т.1. N 4. С. 311-337.

Adamo I., Bocchio R., Diella V., Pavese A., Vignola P., Prosperi L., Palanza V. Demantoid from Val Malenco, Italy: review and update. *Gems & Gemology*. 2009. V. 45. P. 280-287.

Bressler C.T. Garnet Deposits Near Wrangell Southeastern Alaska. U. S. Geological Survey Bulletin 963-C. 1950. P. 81-92.

Burlakov A., Burlakov E. Demantoid from Russia. *InColor*. 2017. Summer. N 36. P. 40-46.

Cairncross B., Dixon R. Minerals of South Africa. *Geol. Soc. South Africa Publ.*, 1999. 300 p.

Cawthorn R.G. The geometry and emplacement of the Pilanesberg Complex, South Africa. *Geological Magazine*. 2015. V. 152. P. 802-812.

Du Toit G., Mayerson W., van der Bogert C., Douman M., Riccardo Befi R., John I. Koivula J.I., Kiefert L. Demantoid from Iran. *Gems & Gemology*. 2006. V. 42. P.131-131.

Feneyrol J., Giuliani G., Demaiffe D., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Dubessy J., Martelat J.E., Rakotondrazafy A.F.M., Omito E., Ichang'i D., Nyamai C., Wamunyu A.W. Age and origin of the tsavorite and tanzan-

ite mineralizing fluids in the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt. *The Canadian Mineralogist*. 2017. V. 55. P. 763-786.

Feneyrol J., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Martelat J.E., Monié P., Dubessy J., Rollion-Bard C., Le Goff E., Malisa E., Rakotondrazafy A.F.M., Pardieu V., Kahn T., Ichang'i D., Venance E., Voarintsoa N.R., Ranatsenho M.M., Simonet C., Omito E., Nyamai C., Saul M. New aspects and perspectives on tsavorite deposits. *Ore Geology Reviews*. 2013. V. 53. P. 1-25.

Giuliani G., Fallick A.E., Feneyrol J., Ohnenstetter D., Pardieu P., Saul M. 18O/16O and V/Cr ratios in gem tsavorites from the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt: a clue towards their origins? *Mineralium Deposita*. 2011. V. 46. P. 671-676.

Giuliani G., Pignatelli I., Fallick A., Boyce B., Andriamamonjy A., Razafindratsimba S., Khan T. Gem Andradite Garnet Deposits Demantoid Variety. *InColor*. 2017. Summer. N 36. P. 28-39.

Houston J.R. The Garnet Deposit near Wrangell, Alaska. *Rocks & Minerals*. 1995. V. 30. P. 563-569.

Kelly W. Mining, geology, and geological history of garnet at the Barton garnet mine, Gore Mountain, New York. *The Adirondack Journal of Environmental Studies*. 2018. V. 21. P. 87-100.

Koller F., Pintér Zs., Szabó Cs. The demantoid garnets of the Green Dragon mine (Tubussi, Erongo Region, Namibia). *European Mineralogical Conference, 2012, V. 1, EMC2012-313*.

Laurs B.M., Knox K. Spessartine garnet from Ramona, San Diego County, California. *Gems & Gemology*. 2001. V, 37. N 4. P. 278-295.

Malde H.E. Serpentine pipes at Garnet Ridge, Arizona. *Science*. 1954. V. 119. N 3096. P. 618.

Martelat J-E., Paquette J-L., Bosse V., Giuliani G., Monié P., Omito E., Simonet C., Ohnenstetter D., Ichang'i D., Nyamai C., Wamunyu A. Chronological constraints on tsavorite mineralizations and related metamorphic episodes in Southeast Kenya. *The Canadian Mineralogist*. 2017. V. 55. P. 845-865.

McLelland J.M., Selleck B.W. Megacrystic Gore Mountain-type garnets in the Adirondack Highlands, origin and tectonic implications. *Geosphere*. 2011. V. 7. P. 1194-1208.

Normand C., Williams-Jones A.E. Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid

inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Québec. *Geochemical Transactions*. 2007. V. 8. N 11.

Papunen H. Outokumpu – type ores. *Ceological Survey of Finland, Special Paper 1*. 1987. P. 41-50.

Patranabis-Deb S., Schieber J., Basu A. Almandine garnet phenocrysts in a ~1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine*. 2009. V. 146. P. 133-143.

Pezzotta F. Andradite from Antetezambato, North Madagascar. *Mineralogical Record*. 2010. V. 41. N 3. P. 209-229.

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. Demantoid and topazolite from Antetezambato, Northern Madagascar: review and new data. *Gems & Gemology*. 2011. V. 47. P. 2-14.

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. Demantoid and topazolite from Antetezambato, Northern Madagascar: review and new data. *Gems & Gemology*. 2011. V. 47. N 1. P. 2-14.

Smith D., Connelly J.N., Manser K., Moser D.E., Housh T.B., McDowell F.W., Mack L.E. Evolution of Navajo eclogites and hydration of the mantle wedge below the Colorado Plateau, southwestern United States. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. P. 1-18.

Suwa K., Suzuki K., Agata T. Vanadium grossular from the Mozambique metamorphic rocks, south Kenya. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 1996. V. 14. P. 299-308.

Von Knorring O., Condiliffe E., Tong Y.L. Some mineralogical and geochemical aspects of chromium-bearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. *Bulletin of Geological Society of Finland*. 1986. V. 58, part 1. P. 277-292.

Wang L., Essene E.J., Zhang Y. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. P. 164-178.

Месторождения топаза

Попова В.И., Попов В.А., Канонеров А.А. Мурзинка: Алабашское пегматитовое поле. *Минералогические альманахи*. 2002. Т. 5. 136 с.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т.7. Драгоценные и цветные камни СССР-М.: Изд-во АН СССР, 1962. 562 с.

Christiansen E.H., Bikun J.V., Burt D.M. Petrology and geochemistry of topaz rhyolites, western United States. *The Geological Society of America, Special Paper*. 1986. N 205. 91 p.

Colombo F., Lira R., Dorais M.J. Mineralogy and crystal chemistry of micas from the A-type El Portezuelo Granite and related pegmatites, Catamarca (NW Argentina). *Journal of Geosciences*. 2010. V. 55. P. 43-56.

Colombo F., Lira R., Pannunzio Miner E.V. Mineralogical characterization of topaz from miarolitic pegmatites and W-bearing greisen in the A-type El Portezuelo granite, Papachacra (Catamarca Province). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 2009. V. 64. N 2. P. 194-200.

Fetherston J.M., Stockmayer S.M., Stockmayer V.C. Gemstones of Western Australia, Second edition. *Geological Survey of Western Australia, Mineral Resources Bulletin*. 2017. N 25. 356 p.

Gübelin E., Graziani G., Kazmi A.H. Pink topaz from Pakistan. *Gems & Gemology*. 1986. V.22. N 3. P. 140-151.

Leroy J.L., Rodriguez-Rios R., Dewonck S. The topaz-bearing rhyolites from the San Luis Potosi area (Mexico): characteristics of the lava and growth conditions of topaz. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 2002. V. 173. N 6. P. 579-588.

Lyckberg P., Chournousenko V., Hmyz A. Chamber pegmatites of Volodarsk, Ukraine, the Karelia beryl mine, Finland and shallow depth vein pegmatites of the Hindukush-Karakorum mountain ranges. Some observations on formation, inner structures, rare and gem crystals in these oldest and youngest pocket carrying gem pegmatites on earth. *The 6th International Symposium on Granitic Pegmatites*. 2013. Abstracts. P. 81-83.

Menzies M.A. The mineralogy, geology, and occurrence of topaz. *Mineralogical Record*. 1995. V. 26. P. 5-56.

Morteani G., Bello R.M.S., Gandini A.L., Preinfalk C. P, T, X conditions of crystallization of Imperial Topaz from Ouro Preto (Minas Gerais, Brazil): Fluid inclusions, oxygen isotope thermometry, and phase relations. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*. 2002. V. 82. P. 455-466.

Morteani G., Voropaev A. The pink topaz-bearing calcite, quartz, white mica veins from Ghundao Hill (North West Frontier Province, Pakistan): K/Ar age, stable isotope and REE data. *Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 89. P. 31-44.

Shigley J.E., Thompson T.J., Keith J.D. Red beryl from Utah: a review and update. *Gems & Gemology*. 2003. V.39. N 4. P. 302-312.

Sikes M.L., Moody J.B. Pyrophyllite and metamorphism in the Carolina slate belt. *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 96-108.

Stern L.A., Brown G.E. Jr., Bird D.K., Jahns R.H., Foord E.E., Shigley J.E., Spaulding L.B. Jr. Mineralogy and geochemical evolution of the Little Three pegmatite-aplite layered intrusive, Ramona, California. *American Mineralogist*. 1986. V. 71. P. 406-427.

Месторождения берилла

Герасимова Е.И., Прокофьев В.Ю., Смирнов С.З., Ковальская Т.Н. Высокотемпературный берилл из Супруновского месторождения бесполостных гранитных пегматитов (Иркутская область, Россия). *Геохимия*. 2019. Т. 64. С. 750-756.

Павлишин В.И., Довгий С.А. Минералогия камерных пегматитов Волыни, Украина. *Минералогический альманах*. 2007. Т. 12. 130 с.

Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.

Юргенсон Г.А., Кононов О.В. Шерловая Гора: месторождение самоцветов и редких металлов. Шерловая Гора. *Минералогический Альманах*. 2014. Т. 19. N 2. С. 12-93.

Aurischio C. Genesis and growth of red beryl from Utah (USA). *Rediconti Lincei. Scienze Fisiche e naturali*. 1990. V. 1. N 4. P. 393-404.

Bello R.M. da S., Gandini A.L., Marciano V.R.P.R.O., Fuzikawa K., Carvalho F.M.S., Svisero D.P., Souza L.A.C., Dantas M.S.S. Caracterização mineralógica e composição química das inclusões fluídas de berilo do pegmatito Ipê, Município de Governador Valadares, Minas Gerais. *GEONOMOS*. 2000. V. 8, N 2. P. 45-54.

César-Mendes J., Jort-Evangelista H., Wegner R. Tourmaline and aquamarine deposits from Brazil. *Australian Gemologist*. 2001. V. 21. P. 3-6.

Černý P., Ertel T.S. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43. P. 2005-2026.

Gavrilchik A.K., Skublov S.G., Kotova E.L. Trace element composition of beryl from the Sherlovaya Gora deposit, Southeastern Transbaikalian Region, Russia. *Geology of Ore Deposits*. 2022. V. 64. P. 442-451.

Hausel W.D. Gemstones of the world: geology, occurrence and exploration. Wyoming State Geological Survey, Laramie, Wyoming, 2004.

Keller P.C. Gemstones and Their Origins. New York, NY, Van Nostrand Reinhold, 1990. 144 p.

Popova V.I., Popov V.A., Kanonerov A.A. Murzinka: Alabashka pegmatite field. *Mineralogical Almanac*. 2002. V. 5. 136 p.

Proctor K. Gem pegmatites of Minas Gerais, Brazil: Exploration, occurrence, and aquamarine deposits. *Gems & Gemology*. 1984. V.20. N 2. P. 78-100.

Shigley J.E., Kampf A.R. Gem-bearing pegmatites: a review. *Gems & Gemology*. 1984. V.20. N 2. P. 64-77.

Shigley J., Foord E. Gem-quality red beryl from the Wah-Wah Mountains, Utah. *Gems & Gemology*. 1984. V. 20. N 4. P. 208-221.

Sinkankas J., Read P.G. Beryl. *Batterworths Gem Books*. Batterworths, 1986. 238 p.

Turner D., Groat L.A., Hart C.J.R., Mortensen J.K., Linnen R.L., Giuliani G., Wengzynowski W. Mineralogical and geochemical study of the True Blue aquamarine showing, Southern Yukon. *The Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. P. 203-227.

Viana R.R., Jordt-Evangelista H., Magela da Costa G., Stern W.B. Characterization of beryl (aquamarine variety) from pegmatites of Minas Gerais, Brazil. *Physics and Chemistry of Minerals*. 2002. V. 29. P. 668-679.

Walton L. Exploration criteria for coloured gemstone deposits in the Yukon. *Yukon Geological Survey Open File Report*, 2004. 2004-10.

Wise M.S., Rose T.R., Holden R.E. Jr. Mineralogy of the Bennett pegmatite, Oxford County, Maine. *Mineralogical Record*. 1994. V. 25. P. 175-184.

Yurgenson G., Prokofiev V., Afanasieva A., Kononov O. Fluid inclusion in beryl of Sherlovaya Gora deposit (Eastern Transbaikalia, Russian Federation). *Acta Mineralogica Petrographica. Abstract Series*. 2019. V. 10. P. 126.

Месторождения изумруда

Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 288 с.

Гавриленко Е.В., Дашевский В.М. Свойства изумрудов различного генезиса и их диагностическое значение. Записки РМО. 1998. Ч. 127. N 1. С. 47-57.

Гинзбург А.И. Пневмато-гидротермальные месторождения бериллия. В кн.: Геология м-ний редких элементов, Т. 4. М.: Госгеолтехиздат., 1959. С. 4-13.

Говоров Е.Н., Штунцхас А.А. О формах переноса бериллия при щелочном метасоматозе. Геохимия. 1963. N 4. С. 383-390.

Жернаков В.И. Изумрудные копи Урала. Минерал. Альманах, 2009. Т. 14. Вып. 2. 125 с.

Попов М.П. Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах уральской изумрудоносной полосы. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 136 с.

Сонин Л.К. Изумруды Урала. Екатеринбург, Изд-во Урал. рабочий, 1993.

Турашева А.В. Геолого-экономический анализ минерально-сырьевой базы приоритетных видов камнесамоцветного сырья России. Разведка и охрана недр. 2004. N 1. С. 24-30.

Ферсман А.Е. Изумрудные копи и их происхождение. Уральский техник. 1925. Т. 5. С. 3-6.

Шерстюк А.И. О последовательности минералообразования при формировании слюдитовых комплексов грейзеновой формации. Труды Института геологии и геохимии УФ АН СССР. 1970. Вып. 86. С. 114-125.

Abdalla H.M., Mohamed F.H. Mineralogical and geochemical investigation of emerald and beryl mineralisation, Pan-African Belt of Egypt: genetic and exploration aspects. Journal of African Earth Science. 1999. V. 28. P. 581-598.

Andrianjakavah R.P., Salvi S., Béziat D., Rakotondrazafy M., Giuliani G. Proximal and distal styles of pegmatite-related metasomatic emerald mineralization at Ianapera, southern Madagascar. Mineralium Deposita. 2009. V. 44. P. 817-835.

Arif M., Henry D.J., Moon C.J. Host rock characteristics and source of chromium and beryllium for emerald mineralization in the ophiolitic rocks of the Indus Suture Zone in Swat, NW Pakistan. Ore Geology Reviews. 2011. V. 39. P. 1-20.

Beus A.A. Sodium – a geochemical indicator of emerald mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. Journal of Geochemical Exploration. 1979. V. 11. P. 195-208.

Beus A.A. Geochemistry of berillium and genetic types of beryllium deposits. San Francisco, WH Freeman, 1966.

Bowersox G.W., Snee L.W., Foord E.F., Seal II R.R. Emeralds of the Panjshir Valley, Afghanistan. Gems & Gemology. 1991. V. 27. N 1. P. 26-39.

Branquet Y., Cheillett A., Giuliani G., Laumonier B. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits. In: McCaffrey K.J.W., Lonergan L., Wilkinson, J.J. (Eds.), Fractures, Fluid Flow and Mineralization. 1999. V. 155. P. 183-195.

Branquet Y., Laumonier B., Cheillett A., Giuliani G. Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: two tectonic settings for one mineralization. Geology. 1999. V. 27. P. 597-600.

Cheillett A., Féraud G., Giuliani G., Rodriguez C.T. Time-pressure and temperature constraints on the formation of Colombian emeralds: An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe and fluid inclusion study. Economic Geology. 1994. V. 89. P. 361-380.

Cheillett A., Giuliani G., Branquet Y., Laumonier B., Sanchez A.J.M., Féraud G., Arhan T. Datation K–Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 65 ± 3 Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor–Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1997. V. 324. P. 369-377.

Cheillett A., Giuliani G. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. Mineralium Deposita. 1996. V. 31. P. 359-364.

Cui D., Liao Z., Qi L., Zhou Z. Update on inclusions in emeralds from Davdar, China. Gems & Gemology. 2020. V. 56. N 4. P. 543-545.

De Oliveira J.A.P. Emerald mining and local development: Three case studies in Brazil. www.uvm.edu/envnr/gemecology/assets/Pup-pim_Brazil_2005.pdf

Dereppe J.M., Moreaux C., Chauvaux B., Schwarz D. Classification of emeralds by artificial neural networks. The Journal of Gemmology. 2000. V 27. P. 93-105.

Dilles J.H., Snee L.W., Laurs B.M. Geology, Ar–Ar age and stable isotope geochemistry of suture-related emerald mineralization, Swat, Paki-

stan Himalayas. Geological Society of America. Abstracts with Programs. 1994. V. 26. P. 311.

Dilles, J.H., Snee, L.W., Laurs, B.M. Geology, Ar-Ar age and stable isotopes geochemistry of suture-related emerald mineralization, Swat, Pakistan, Himalayas. Proceedings of the Geological Society of America, Annual Meeting, Seattle, WA, USA. 1994. Abstracts. V. 26. P. A-311.

Fijal J., Heflik W., Natkaniec-Nowak L., Szczepaniak A. Emeralds from the Panjshir Valley (Afghanistan). *Gemmologie: Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*. 2004. V. 53. P. 127-142.

Franz G., Morteani G. Be-minerals: synthesis, stability, and occurrence in metamorphic rocks. In: Grew, E.S. (Ed.), *Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 50. P. 551-589.

Gao Yu., Sun X., Shan M. Trapiche emerald from Swat Valley, Pakistan. *Gems & Gemology*. 2019. V. 55. N 3. P. 441-442.

Gavrilenko E. Esmeraldas de los Urales (Rusia): Condiciones de formación y caracterización comparativa con las Esmeraldas de otros orígenes. Univ. Politécn. Madrid. Unpub. Master thesis, 2003.

Gavrilenko E.V., Pérez B.C., Bolibar R., Castroviejo Garcia del Amo D. Emeralds from the Delbegetey deposit (Kazakhstan): mineralogical characteristics and fluid inclusion study. *Mineralogical Magazine*. 2006. V. 70. P. 159-173.

Giuliani G., Bourles D., Massot J., Siame L. Colombian emerald reserves inferred from leached beryllium of their host black shale. *Exploration Mining Geology*. 1999. V. 8. P. 109-116.

Giuliani G., Chaussidon M., Schubnel H.-J., Piat D.H., Rollion-Bard C., France-Lanord C., Giard D., de Narvaez D., Rondeau B. Oxygen isotopes and emerald trade routes since antiquity. *Science*. 2000. V. 287. P. 631-633.

Giuliani G., Cheilletz A., Arboleda C., Carrillo V., Rued, F., Baker J.H. An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*. 1995. V.7. P. 151-165.

Giuliani G., Cheilletz A., Dubessy J., C. T. Rodriguez. Chemical composition of fluid inclusions in Colombian emerald deposits. Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium. 1994. P. 159-167.

Giuliani G., Christian F., Cheilletz A., Coget P., Branquet Y., Laumonnier B. Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: chemical and stable isotope (C,O, H) evidence. *Economic Geology*. 2000. V. 95. P. 1129-1153.

Giuliani G., France-Lanord C., Zimmermann J.L., Cheilletz A., Arboleda C., Charoy B., Coget P., Fontan F., Giard D. Fluid composition, δD of channel H_2O , and $\delta^{18}O$ of lattice oxygen in beryls: genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistan emerald deposits. *International Geological Review*. 1997. V. 39. P. 400-424.

Giuliani G., Groat L.A., Marshall D., Fallick A.E., Branquet Y. Emerald deposits: a review and enhanced classification. *Minerals*. 2019. N 9. doi:10.3390/min9020105

Giuliani G., Marty B., Banks D. Noble gases in fluid inclusions from emeralds: implications for the origin of fluids and constraints on fluid-rock interactions. Proceedings of the XVIII European current research on fluid inclusions (ECROFI). 2005.

Giuliani G., Silva L.J.H.D., Couto P. Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 1990. V. 25. P. 57-64.

Giuliani G., France-Lanord Ch., Coget P., Schwarz D., Cheilletz A., Branquet Y., Giard D., Pavel A., Martin-Izard A., Piat D.H. Oxygen isotope systematics of emerald—Relevance for its origin and geological significance. *Mineralium Deposita*. 1998. V. 33. P. 513-519.

Groat L.A., Giuliani G., Marshall D.D., Turner D. Emerald deposits and occurrences: A review. *Ore Geology Reviews*. 2008. V. 34. P. 87-112.

Groat L.A., Hart C.J., Lewis L.L., Neufeld H.L. Emerald and aquamarine mineralization in Canada. *Geoscience Canada*. 2005. V. 32. P. 65-76.

Groat L.A., Marshall D.D., Giuliani G., Murphy D.C., Piercey S.J., Jambor J.L., Mortensen J.K., Ercit T.S., Gault R.A., Matthey D.P., Maluski H., Wise M.A., Wengzynowski W., Eaton, W.D. Mineralogical and geochemical study of the Regal Ridge showing emeralds, southeastern Yukon. *The Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 1313-1338.

Grundmann G., Morteani G. Alexandrite, emerald, sapphire, ruby and topaz in a biotite-phlogopite fels from the Poona, Cue district, Western Australia. *Australian Gemmologist*. 1998. V. 20. P. 159-167.

Grundmann G., Morteani G. Multi-stage emerald formation during Pan-African regional metamorphism: The Zabara, Sikait, Umm Kabo de-

posits, South Eastern desert of Egypt. *Journal of African Science*. 2008. V. 50. 168-187.

Grundmann G., Morteani G. Emerald mineralisation during regional metamorphism: the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits. *Economic Geology*. 1989. V. 84. P. 1835-1849.

Grundmann G., Morteani G. "Smaragdminen der Cleopatra": Zabara, Sikait und Umm Kabo in Ägypten. *Lapis*. 1993. V. 7-8. P. 27-39.

Grundmann G., Morteani G. Emerald formation during regional metamorphism: The Zabara, Sikeit and Umm Kabo deposits (Eastern Desert, Egypt). In *Geoscientific Research in Northeast Africa*; Schandelmeier, T., Ed.; A.A. Balkema: Rotterdam, The Netherlands, 1993. P. 495-498.

Guo H., Yu X., Zheng Y., Sun Z., Ng M.F. Inclusion and trace element characteristics of emeralds from Swat Valley, Pakistan. *Gems & Gemology*. 2020. V. 56. N 3. P. 336-355.

Hammarstrom J.M. Mineral chemistry of emeralds and some associated minerals from Pakistan and Afghanistan: An electron microprobe study. In *A.H. Kazmi and L.W. Snee, Eds., Emeralds of Pakistan – Geology, Gemology and Genesis*. Van Nostrand Reinhold, New York, 1989. P. 125-150.

Harrell J.A. Archaeological geology of Wadi Sikait. *PalArch's Journal of Archaeology of Egypt/Egyptology*. 2006. V 4. P. 1-12

Hochleitner R. Emerald: mineralogically a beryl. *ExtraLapis*. 2002. V. 2. P 10-17.

Hu Ya., Lu R. Unique vanadium-rich emerald from Malipo, China. *Gems & Gemology*. 2019. V. 55. N 3. P. 338-353

Kazmi A.H., Lawrence R.D., Anwar J., Snee L.W., Hussain S.S., 1986. Mingora emerald deposits (Pakistan): suture associated mineralization. *Economic Geology*. 1986. V. 81. P. 2022-2028.

Kazmi A.H., Snee L.W. Geology of the world emerald deposits: a brief review. In: *Kazmi, A.H., Snee, L.W. (Eds.), Emeralds of Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 1989. P. 165-228.

Kozłowski A., Metz P., Estrada Jaramillo H.A. Emeralds from Somondoco, Colombia: chemical composition, fluid inclusions and origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*. 1988. V. 159. P. 23-49.

Kroner A., Kruger J., Rashwan A.A.A. Age and tectonic setting of granitoid gneisses in the Eastern Desert of Egypt and south-west Sinai. *Geologische Rundschau*. 1994. V. 83. P. 502-513.

Lariucci C., Leite C.R., De Almeida Santos R.H. Gênese e inclusões das Esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás – Go. *Revista Brasileira de Geociências*. 1990. V. 20. P. 25-31.

Lauris B.M., Dilles J.H., Snee L.W. Emerald mineralization and metasomatism of amphibolite, Khaltaro granitic pegmatite – hydrothermal vein system, Haramosh Mountains, Northern Pakistan. *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34. P.1253-1286.

Le Thi-Thu Huong Microscopic, chemical and spectroscopic investigations on emeralds of various origins. Unpub. PhD thesis, Mainz, 2008. 113 p.

Loughrey L. E., Marshall D., Ihlen P, Jones P. Boiling as a mechanism for colour zonations observed at the Byrud emerald deposit, Eidsvoll, Norway: fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar studies. *Geofluids*. 2013. V. 13. P. 542-558.

Mariano A.N. Geochemical characterization of mineral deposits - Pakistan. United Nations Department of Technical Cooperation for Development (unpubl.), 1987.

Marshall D., Downes P.J., Ellis S., Greene R., Loughrey L., Jones P. Pressure–temperature–fluid constraints for the Poona emerald deposits, Western Australia: fluid inclusion and stable isotope studies. *Minerals*. 2016. V. 6. P. 130;

Marshall D., Groat L.A., Giuliani G., Murphy D., Matthey D., Ercit T.S., Wise M.A., Wengzynowski W., Eaton W.D. Pressure, temperature, and fluid inclusion conditions during emerald precipitation, southeastern Yukon, Canada: fluid inclusion and stable isotope evidence. *Chemical Geology*. 2003. V. 194. P. 287-199.

Marshall D., Pardieu V., Loughrey L., Jones P., Xue G. Conditions for emerald formation at Davdar, China: fluid inclusion, trace element and stable isotope studies. *Mineralogical Magazine*. 2012. V. 76. P. 213-226.

Martelat J.-E., Lardeaux J.-M., Nicollet C., Rakotondrazafy R. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research*. 2002. V. 102. P. 1-20.

Morteani G., Rhede D. The multi-fluid metasomatic genesis of the Archean Poona emerald deposit (Murchison Province, Western Australia): microtextures, geochemistry and stable oxygen isotopes. *Periodico di Mineralogia*. 2017. V. 86. P. 279-300.

Nassau K. The Physics and Chemistry of Color: The Fifteen Causes of Color. New York, John Wiley and Sons, 1983. 480 p.

Ohnenstetter D., Giuliani G., Bustos O. Emeraude trapiches colombiennes. In: Giard, D., Giuliani, G., Cheilletz, A., Fritsch, E., Gonthier, E. (Eds.), L'Émeraude, Connaissances Actuelles et Prospectives. Paris, Association Française de Gemmologie, 1998. P. 119-124.

Ottaway T.L. The Geochemistry of the Muzo Emerald Deposit, Colombia. Unpublished M.Sc. thesis, University of Toronto, Toronto, ON, Canada, 1991. 216 p.

Ottaway T.L., Wicks F.J., Bryndzia L.T., Keyser T.K., Spooner E.T.C. Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. *Nature*. 1994. V. 369. P. 552-554.

Render P.J., Anderso G.M. Solubility of kaolinite and beryl to 573 K. *Applied Geochemistry*. 1986. V. 2. P. 193-203.

Rondeau B., Fritsch E., Peucat J.-J., Nordrum F.S., Groat L. Characterization of emeralds from a historical deposit: Byrud (Eidsvoll), Norway. *Gems & Gemology*. 2008. V. 44. N 2. P. 108-122.

Sabot B. Classification des gisements d'émeraude: apports des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Unpub. Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France. 2002. 172 p.

Sabot B., Cheilletz A., de Donato P., Banks D., Levresse G., Barrès O. Afghan emeralds face Colombian cousins. *Chronique de la Recherche Minière*. 2000. V. 541. P. 111-114.

Sabot B., Cheilletz A., de Donato P., Banks D., Levresse G., Barrès O. The Panjshir-Afghanistan emerald deposit: new field and geochemical evidence for Colombian style mineralization. *EUG. Abstracts*. 2002.

Sachanbinski M., Weber-Weller A., Sobczak T. New data on emeralds from Panjshir valley, Afghanistan. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne. Special papers*. 2003. V. 22. P. 189-192.

Schultz-Güttler R.A., Romero-Ordonez F.H. Rb/Sr geochemistry and the age of the Colombian emerald mineralization. 29th International Geological Congress, 2000 Abstracts CD-ROM, V. 31.

Schwarz D., Giuliani G. Emerald deposits – a review. *Australian Gemmologist*. 2001. V. 21. P. 17-23.

Schwarz D., Giuliani G. Emeralds from Asia. *ExtraLapis English*. 2002. V. 2. P. 60-63.

Schwarz D., Giuliani G., Grundmann G., Glas M. Die Entstehung der Smaragde, ein vieldiskutiertes Thema. In: Schwarz, D., Hochlitner, R. (Eds.), Smaragd, der kostbarste Beryll, der teuerste Edelstein. *ExtraLapis*, 2001. V. 21. P. 68-73.

Schwarz D., Eidt Th., Couto P.A. The Brazilian emeralds and their occurrences: Socoto, Bahia. *Journal of Gemmology*. 1990. V. 22. N 3. P. 147-163.

Seifert A.V., Žáček V., Vrána S., Pecina V., Zachariáš J., Zwaan J.C. Emerald Mineralization in the Kafubu area, Zambia. *Bulletin of Geosciences*. 2004. V. 79. P. 1-40.

Simmons W.B., Falster A.U. Beryl from Kaduna State, Nigeria. *Gems & Gemology*. 2012. V. 48. N 3. P. 215-233.

Speer W.E. Hiddenite district, Alexander Co, North Carolina. In *Fieldtrip Guidebook*. In Proceedings of the Southeastern section 57th Annual Meeting, Charlotte, NC, USA, 10-11 April 2008. 28 p.

Sunagawa I. Crystals-Growth, Morphology and Perfection. Cambridge, Cambridge University Press, UK. 2005. 295 p.

Surour A.A., Takla M.A., Omar S.A. EPR spectra and age determination of beryl from the Eastern Desert of Egypt. *Annals of the Geological Survey of Egypt*. 2002. V. 25. P. 389-400.

Thomas R., Davidson P., Rericha A. Emerald from the Habachtal: new observations. *Mineralogy and Petrology*. 2020. V. 114. P. 161-173.

Vapnik Ye., Moroz I. Fluid inclusions in Panjshir emerald (Afghanistan). *Proceedings of the XVI European current research on fluid inclusions (ECROFI)*, 2001. P. 451-454.

Vapnik Ye., Sabot B., Moroz I. Fluid inclusions in Ianapera emerald, Southern Madagascar. *International Geology Review*. 2005. V. 47. P. 647-662.

Vapnik Ye., Moroz I. Fluid inclusions in emerald from the Jos Complex (central Nigeria). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 2000. V. 80. P. 117-129.

Walton L. Exploration Criteria for colored Gemstone Deposits in the Yukon. Yukon Geological Survey, Open File 2004-10. 2004. 184 p.

Ward F. Emeralds. Gem Book Publishers, Bethesda, MD. 2001. 64 p.

Wise M.A. The gem deposits of Hiddenite, North Carolina: a unique occurrence of hydrothermal emerald and hiddenite. 2015 GSA Annu-

al Meeting in Baltimore, Maryland, USA (1-4 November 2015) Paper N 64-14.

Wise M.A., Anderson A.J. The emerald- and spodumene-bearing quartz veins of the Rist emerald mine, Hiddenite, North Carolina. The Canadian Mineralogist. 2006. V. 44. P. 1529-1541.

Wise M.A., Anderson, A.J. Paragenesis of hiddenite- and emerald-bearing veins at the Rist property, Hiddenite, North Carolina: abstract, Geological Association of Canada, Vancouver, 2003 meeting.

Xue G., Marshall D., Zhang S., Ullrich T D., Bishop T., Groat L.A., Thorkelson D. J., Giuliani G., Fallick A.E. Conditions for Early Cretaceous emerald formation at Dyakou, China: fluid inclusion, Ar-Ar, and stable isotope studies. Economic Geology. 2010. V. 105. P. 339-349.

Zachariáš J., Žáček V., Pudilová M., Machovič V. Fluid inclusions and stable isotope study of quartz-tourmaline veins associated with beryl and emerald mineralization, Kafubu area, Zambia. Chemical Geology. 2005. V. 223. P. 136-152.

Zachovay M. What is the price of an emerald? ExtraLapis English. 2002. V. 2. P. 93-96.

Zheng Yu., Xiaoyan Yu X., Guo H. Major and trace element geochemistry of Dayakou vanadium-dominant emerald from Malipo (Yunnan, China): Genetic model and geographic origin determination. Minerals. 2019. V. 9. P. 777.

Zwaan J.C. Gemmology, geology and origin of the Sandawana emerald deposits, Zimbabwe. Scripta Geologica. 2006. V. 131. P. 1-211.

Zwaan J.C., Kanis J., Petsch E.J. Update on emeralds from the Sandawana Mines, Zimbabwe. Gems & Gemology. 1997. V. 33. N 2. P. 80-101.

Месторождения шпинели

Владимиров А.Г., Травин А.В., Полянский О.П. Динамика формирования гранитоидных батолитов. <http://www.old.igc.irk.ru/Conf%20IGC-2012/Materiall/23-10-12/019-1.pdf>.

Кукса К.А., Соколов П.Б., Мараховская О.Ю., Гуссиас Г.А., Браункомб У. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса благородной шпинели месторождения Лук Йен, Вьетнам. Минералогия. 2019. Т. 5. N 3. С. 56-68.

Belley P.M., Groat L.A. Metacarbonate-hosted spinel on Baffin Island, Nunavut, Canada: Insights into the origin of gem spinel and cobalt-blue spinel. The Canadian Mineralogist. 2019. V. 57. P. 147-200.

Chauviré B., Rondeau B., Fritsch E., Ressigeac P., Devidal J.L. Blue spinel from the Luc Yen district of Vietnam. Gems & Gemology. 2015. V. 51. N 1. P. 2-17.

Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Dubessy J., Banks D., Hoang Q.V., Lhomme Th., Maluski H., Pecher A., Bakhsh K.A., Pham V.L., Phan T.T., Schwarz D. Marble-hosted ruby deposits from central and Southeast Asia: towards a new genetic model. Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 169-191.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Maluski H., Deloule E., Phan Trong T., Pham Van L., Hoàng Quang V. Age and significance of ruby-bearing marble from the Red River Shear Zone, northern Vietnam. The Canadian Mineralogist. 2015. V. 43. P. 1315-1329.

Giuliani G., Fallick A.E., Boyce A.J., Pardieu V., Pham V.L. Pink and red spinels in marble: trace elements, oxygen isotopes, and sources. The Canadian Mineralogist. 2017. V. 55. P. 743-761.

Hauzenberger C.A., Häger T., Hofmeister W., Quang V.X., Rohan Fernando G.W.A. Origin and formation of gem quality corundum from Vietnam. «Geo- and Material-Science on Gem-Minerals of Vietnam» Proceedings of the International Workshop, Hanoi, October 1-8, 2003.

Huong L.T.-T., Häger T., Hofmeister W., Hauzenberger C., Schwarz D., Long P.V., Wehmeister U., Khoi N.N., Nhung N.T. Gemstones from Vietnam: An update. Gems & Gemology. 2012. V. 48. N 3. P. 158-176.

Long P.V., Giuliani G., Garnier V., Ohnenstetter D. Gemstones in Vietnam. The Australian Mineralogist. 2004. V. 22. N 4. P. 162-168.

Peretti A., Mullis J., Franz L., Capitani Ch., Mathys D., Günther D. Spinel formation by sulphur-rich saline brines from Mansin (Mogok area, Myanmar). 15th Swiss Geoscience Meeting, Davos, 2017.

Pham V.L., Giuliani G., Fallick A.E., Boyce A.J., Pardieu V. Trace elements and oxygen isotopes of gem spinels in marble from the Luc Yen – An Phu areas, Yen Bai province, North Vietnam. Vietnam Journal of Earth Sciences. 2018. V. 40. N 2. P. 165-177.

Phyo M.M., Bieler E., Franz L., Balmer W., Krzemnicki M.S. Spinel from Mogok, Myanmar—A Detailed Inclusion Study by Raman Microspec-

troscopy and Scanning Electron Microscopy. The Journal of Gemology. 2019. V.36. N 5. P. 418-435.

Yu, X.Y. Colored Gemmology, 2nd ed. Geology Press: Beijing, China, 2016. P. 15-26.

Zaw K., Sutherland L., Yui T.F., Meffre S., Thu K. Vanadium-rich ruby and sapphire within Mogok Gemfield, Myanmar: implications for gem color and genesis. Mineralium Deposita. 2015. V. 50. P. 25-39.

Месторождения аметиста

Балицкий В.С., Хетчиков Л.Н., Дороговин Б.А. Некоторые особенности геохимических условий образования аметиста. Синтез и экспериментальные исследования. Труды ВНИИСИМС. 1970. Т. 13. С. 75-82.

Буканов В.В. Онтогенез аметиста и особенности его генезиса на примере месторождения Хасаварка (Приполярный Урал). Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975. С. 50-52.

Вахрушев В.А., Макагон В.М., Сеницкая Е.Г. Условия формирования аметиста в магнетитовых залежах Ангара-Катского железорудного района, Сибирская платформа. Доклады АН СССР. 1978. Т. 3. С. 680-683.

Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К. Цветные камни Якутии и их месторождения. Екатеринбург, 2000. 328 с.

Гарибмахмадова С.Н. Особенности локализации, метасоматизма и химизма аметистовых жил месторождения Сельбур (Южный Гиссар). Дисс. канд. геол.-мин. наук. Таджикский национальный университет, Душанбе, 2018. 112 с.

Козлов А.В., Ли Б.Н., Маханек Е.К. Стадийность и зональность кварцевой минерализации на месторождении аметиста Хасаварка. Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. 1982. Вып. 6. С. 23-29.

Оймахмадов И.С. Минералогия и термобарогеохимические условия образования аметистовых месторождений Южного склона Гиссарского хребта и Юго-Западного Каратегина : Центральный Таджикистан. Дисс. кандидата геолого-минералогических наук, Ин-т геологии, АН Республики Таджикистан, Душанбе, 2005. – 158 с.

Рябков В.П., Таланцев А.С., Кокоулин В.А. Генезис аметистоносных полостей месторождений Ватиха (Урал). Известия АН СССР. Сер. геол. 1985. N 11. С. 120-129.

Сорокин Ю.П. Кварцево-аметистовые жилы месторождения Ватиха. Труды Свердловского горного института. 1973. С. 67-70.

Татаринов А.В. Минералы кремнезема и условия образования аметиста в скарново-магнетитовых полях юга Сибирской платформы. В сб. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука. 1983. С. 34-41.

Хакимов А.Х., Пацкевич Г.П. Особенности формирования Кедонского месторождения аметиста. Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 247-253.

Bray E. A., Aleinikoff J.N., Lund K. Synthesis of petrographic, geochemical, and isotopic data for the Boulder Batholith, southwest Montana. U.S. Geological Survey professional paper 1793. 2012.

Breskovska V., Tarkian M. Mineralogy and fluid inclusion study of polymetallic veins in the Madjarovo ore field, Eastern Rhodope, Bulgaria. Mineralogy and Petrology. 1993. V. 49. P. 103-1182.

Cassedanne J. L'amethyste au Brasil. Revue de Gemmologie. 1988. N 95. P. 3-9.

Cassedanne J.P., Cassedanne J.O. Axinite, hydromagnesite, amethyst and other minerals from near Vitória da Conquista (Brazil). The Mineralogical Record. 1977. V. 8. P. 382-387.

Cassedanne, J.P. Famous mineral localities: The Corrego Frio mine and vicinity, Minas Gerais, Brazil. Mineralogical Record. 1983. V. 14. N 4. P. 227-237.

Epstein D.S. Amethyst mining in Brazil. Gems & Gemology. 1988. V. 24. N 4. P. 214-228.

Gammons C.G.H., Szarkowski J., Knudsen P.H. Origin of amethyst overgrowths on pegmatitic quartz from the Boulder Batholith: Fluid inclusion evidence. Montana Mining and Mineral Symposium Proceedings, 2016. MBMG 685. P. 70.

Gilg H.A., Krüger Y., Taubald H., & van den Kerkhof A.M., Frenz M., Morteani G. Mineralisation of amethyst-bearing geodes in Ametista do Sul (Brazil) from low-temperature sedimentary brines: evidence from monophase liquid inclusions and stable isotopes. Mineralium Deposita. 2014. V. 49. P. 861-877.

Hage R., Menzies M.A. The Little Gem Amethyst Mine, Jefferson County, Montana, Rocks & Minerals. 2018. V. 93. N 6. P. 498-517.

McArthur J. R., Jennings E. A., Kissin S.A., Sherlock R. Stable-isotope, fluid-inclusion, and mineralogical studies relating to the genesis of amethyst, Thunder Bay Amethyst Mine, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences. 2011. V. 30. N 9. P. 1955-1969.

Rice C.M., McCoyd R.J., Boyce A.J., Marchev P. Stable isotope study of the mineralization and alteration in the Madjarovo Pb–Zn district, south-east Bulgaria. Mineralium Deposita. 2007. V. 42. P. 691-713.

Yang K.H., Yun S.H., Lee J.D. A fluid inclusion study of an amethyst deposit in the Cretaceous Kyongsang Basin, South Korea. Mineralogical Magazine. 2001. V. 65. P. 477-487.

Месторождения нефрита

Замалетдинов Р.С., Сутурин А.Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян). Советская геология. 1974. N 9. С. 90-98.

Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф., Вантеев В.В. Состав и условия формирования нефрита месторождения Нырдовоменшор, Полярный. Литосфера. 2023. Т. 23. N 2. С. 270-291.

Масленников В.В., Макагонов Е.П., Кабанова Л.Я., Архиреев И.Е., Спирин А.Н., Жуков И.Г., Горбунов С.В., Кораблев А.Г. Нефриты зоны Главного Уральского разлома. Металлогения древних и современных океанов-2004. Миасс: ИМин. УрО РАН, 2004. Т. 2. С. 157-162.

Медведев В.Я., Иванова Л.А. Флюидный режим нефритообразования. Новосибирск: Наука, 1989. 129 с.

Секерина Н.В. Основные закономерности нефритообразования. Геология и геофизика. 1992. N 4. С. 38-44.

Секерина Н.В. Условия локализации месторождений апокарбонатного нефрита Средне-Витимской горной страны. Геология и геофизика. 1988. N 11. С. 106-112.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С. Нефриты. Новосибирск, Наука. 1984. 150 с.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Fang T., Chang Y., Yang M. Nephrite from Xinjiang Qiemo Margou Deposit: gemological and geochemical insights. Minerals. 2024. V. 14. P. 458.

Flint D.J., Dubowski E.A. Cowell nephrite jade deposits. In F.E. Hughes, Ed.: Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. Institute of Mineralogy and Metallurgy, Melbourne, Australia. 1990. V. 14. P. 1059-1062.

Gil G., Barnes J.D., Boschi C., Gunia P., Szakmány G., Bendő Z., 4, Raczynski P., Péterdi B. Origin of serpentinite-related nephrite from Jordanów and adjacent areas (SW Poland) and its comparison with selected nephrite occurrences. Geological Quarterly. 2015. V. 59. N 3. P. 457-472.

Kalkowsky E. Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 1906. V. 58. P. 307.

Kim S.J., Lee D.J., Chang S. A mineralogical and gemological characterization of the Korean jade from Chuncheon. Journal of Geological Society of Korea. 1986. V. 22. P. 278-288.

Liu Y., Deng J., Shi G., Lu T., He H., Ng Y-N., Shen C., Yang L., Wang Q. Chemical zone of nephrite in Alamas, Xinjiang, China. Resource Geology. 2010. V. 60. N 3. P. 249-259.

Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T-F., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China. Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. N 3. P. 440-451.

Wei X, Shi G, Zhang X, Zhang J, Shih M. A New Nephrite occurrence in Jiangxi Province, China: its characterization and gemological significance. Minerals. 2024. V. 14. N 4. P. 432.

Yui T.F., Know S-T. Origin of a dolomite-repeated jade deposit at Chuncheon, Korea. Economic Geology. 2002. V. 97. P. 593-601.

Yui T.F., Usukia T., Chena C.-Y., Ishidab A., Sano Y., Suga K., Iizuka Y., Chen C.-T. Dating thin zircon rims by NanoSIMS: the Fengtien nephrite (Taiwan) is the youngest jade on Earth. International Geology Review. 2014. V. 56. N 16. P. 1932-1944.

Yui T.F., Yeh H.W., Wang Lee C. Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtien, Taiwan. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V. 52. P. 593-602.